



UNIVERSIDAD  
NACIONAL  
DE LA PLATA

# ICNOLOGÍA DE LA FORMACIÓN LAJAS (JURÁSICO MEDIO), GRUPO CUYO, CUENCA NEUQUINA



Lic. Mariano G. Arregui

Directores

Dr. Daniel G. Poiré

Dr. Juan Pablo Pérez Panera

*Facultad de Ciencias Naturales y Museo,  
Universidad Nacional de La Plata,*

2019

*Dedicada a Ezequiel*

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar a los que fueron mis directores de tesis, los Dres. Daniel Poiré y Juan Pablo Perez Panera, y reconocer asimismo a la Lic. Elizabeth Rodríguez que participó activamente como tutora en esta tesis.

A Eli, que no sólo fue la que tuvo la primera idea, sino la que guio y creyó en mí, siempre con calidez, comprensión y paciencia, y que generosamente compartió todos sus conocimientos y experiencia.

En YTEC tuve la suerte de encontrar un excelente grupo personas, que me apoyaron y soportaron a lo largo de todos estos años, y no puedo dejar de nombrarlos: Carlos Selva, Beto Calaramo, Gabriel Meconi, Stefania Pedró, Betina, Gabriela Vila, Javier Vásquez, Augusto Varela, Diego Palma, Octavio Palma, Fernando Larriestra, Santiago Genta, Lydia Calvo Marcilese, Juan Pablo Álvarez Crosta, Cecilia Breard, Silvia Pugnaire, Mariano Martín, Gustavo Villafines; Sergio Matheos, Georgina Erra, muchas gracias por los momentos compartidos.

No quiero dejar de mencionar las fructíferas charlas con Leonardo Tórtora, Mariana Monti, Daniel Cuciniello, Ezequiel Gonzales Pelegrí, Augusto Varela, Paula Bedini y Gladys Angelozzi. A Martín Noya por su indispensable aporte con los perfiles de los testigos corona, a Ricardo Ponti por su ayuda en el laboratorio de coronas y con los cortes delgados y a Karen Ulloa por su contribución con los mapas.

A dos personas increíbles, no solo como profesionales, sino principalmente en cuanto a su calidad humana, los Dres. Luis Buatois y Gabriela Mángano, por hacerme ver la tecnología de una manera apasionante. Por supuesto que también quiero destacar su enorme generosidad y hospitalidad al hacerme sentir como en casa durante mi estancia en Canadá.

A mis amigos de Saskatoon, por ayudarme a que la nostalgia del hogar no sea tan terrible, Maxi, Celeste, Fernando, Gabriel, Romain, Alina, Carla, Mayra, Mario.

A gente con la que uno se cruza en la vida en reiteradas ocasiones y siempre están dispuestos a dar una mano, como es el caso los Dres. Andreas Wetzel, Renata Netto, Mariano Verde, Sudipta Dasgupta, Jorge Genise, Verónica Krapovickas, Pablo Alonso,

Carlos Cónsole-Gonella, los cuales me hicieron sentir parte de esta increíble comunidad científica internacional.

A los colegas de la UNRN que siempre están dispuestos a dar una mano, una charla o un mate. Los Dres Juan Ponce, Noelia Carmona, Nerina Canale, Silvio Casadio, Ignacio Díaz-Martínez.

Tuve la suerte también de encontrarme con excelentes profesionales y mejores personas en YPF, que siempre generosamente brindaron una mano y me permitieron trabajar codo a codo. Muchas gracias Aldo Montagna, Emiliano Santiago, Fabian Gutiérrez, Romina Coppo, Romina Caba, Rayen Ferreyro Elizondo, Marcos Asencio, Daniela Ancheta, Juan Pablo Lovecchio, Fernanda Raggio.

No quiero dejar de agradecer a la Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, que me formó como licenciado y ahora en esta etapa como doctor. La educación pública y gratuita es la mejor forma de asegurar un mejor futuro para el país.

A mi familia, a mis papás, Patricia y Carlos por siempre apoyarme en todas las decisiones de la vida que he tomado con comprensión y cariño. Quiero destacar que tengo la suerte de poder contar con la ayuda no solamente afectiva de mi padre sino también de su enorme experiencia como geólogo, por la cual también le estoy muy agradecido. A mis hermanos, María Paula e Ignacio.

A mis amigos que siempre me apoyaron en todo este camino. Natalia, Santiago, Luciana, Juan Pablo, Elías, Lourdes, Carlos, Pablo, y a mis “paleoamigos” Néstor, Diego, Fede, Ceci, Irene, Agus, Joaco, Dino; Karen, Juano, Emi, Julio, Matías.

A los Dres. Juan José Ponce, Renata Netto y Ernesto Schwarz, jurados del trabajo de tesis, por sus correcciones, que contribuyeron de gran manera a mejorar la misma.

A Laura por apoyarme siempre, y ayudarme a enfrentar todas las adversidades que han surgido a lo largo de los años.

Y finalmente, a mi hijo, Ezequiel, el cual es el motor y la razón de todo lo que hago.

## **FINANCIAMIENTO**

Esta tesis doctoral fue posible gracias a los siguientes financiamientos:

Tesis cofinanciada doctoral entre CONICET/Y-TEC S.A.

Proyecto I+D 666 YTEC–Icnología de la Formación Lajas (Jurásico Medio),  
Grupo Cuyo, Cuenca Neuquina.

Beca Emerging Leaders in the Americas Program (ELAP) 2017/2018, otorgada por Global Affairs Canada, Department of Foreign Affairs, Trade and Development (DFATD), y administrada por la University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.

La información de los testigos coronas y el acceso a las mismas fue gentilmente autorizado por YPF S.A.

## ÍNDICE SINTÉTICO

RESUMEN.....	12
ABSTRACT.....	15
1. INTRODUCCIÓN.....	18
2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	70
3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	85
4. FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES.....	96
5. ICNOLOGÍA.....	123
6. DISTRIBUCIÓN DE TRAZAS FÓSILES EN LA SUCESIÓN .....	164
7. DISCUSIÓN.....	198
8. CONCLUSIONES.....	215
BIBLIOGRAFÍA.....	218
ANEXO.....	237

# ÍNDICE

<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	<b>3</b>
<b>FINANCIAMIENTO</b> .....	<b>5</b>
<b>ÍNDICE SINTÉTICO</b> .....	<b>6</b>
<b>ÍNDICE</b> .....	<b>7</b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b>12</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>15</b>
<b>1. ....</b>	<b>INTRODUCCIÓN</b>
.....	<b>18</b>
1.1. OBJETIVOS E HIPÓTESIS .....	19
1.1.1. Objetivo general .....	19
1.1.2. Objetivos específicos.....	19
1.1.3. Hipótesis.....	20
1.2. SISTEMAS MARINOS TRANSICIONALES .....	20
1.2.1. Costas regresivas .....	21
1.2.2. Costas dominadas por oleaje .....	22
1.2.3. Costas dominadas por mareas .....	24
1.3. DELTAS .....	26
1.3.1. Ambientes deltaicos .....	26
1.3.2. Clasificación de deltas.....	28
1.3.2.1. Deltas fluvio-dominados.....	28
1.3.2.4 Deltas dominados por mareas.....	30
1.3.2.4 Deltas dominados por oleaje.....	30
1.4. ICNOLOGÍA: MARCO CONCEPTUAL.....	32
1.4.1. Icnofacies .....	34
1.4.1.2. Icnofacies marinas de sustratos blandos.....	36
Icnofacies de <i>Psilonichnus</i> .....	36
Icnofacies de <i>Skolithos</i> .....	37
Icnofacies de <i>Cruziana</i> .....	38
Icnofacies de <i>Zoophycos</i> .....	39
Icnofacies de <i>Nereites</i> .....	40
1.4.1.2. Icnofacies sustrato-controladas.....	42
Icnofacies de <i>Glossifungites</i> .....	42
Icnofacies de <i>Trypanites</i> .....	43

Icnofacies de <i>Teredolites</i> .....	44
1.4.1.3 Icnofacies continentales de invertebrados .....	45
Icnofacies de <i>Scoyenia</i> .....	45
Icnofacies de <i>Mermia</i> .....	46
Icnofacies de <i>Coprinisphaera</i> .....	47
1.5. ICNOLOGÍA EN AMBIENTES MARINO-SOMEROS .....	48
1.5.1. Icnología en costas dominadas por oleaje .....	49
1.5.2. Icnología en costas dominadas por mareas .....	52
1.5.3. Icnología en deltas .....	54
1.6. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL .....	59
1.6.1. Aplicaciones de la icnología en estratigrafía secuencial .....	60
1.6.2. Suites de omisión .....	60
1.6.3. Reconocimiento de superficies de discontinuidad .....	62
1.6.4. Caracterización icnológica de parasecuencias .....	64
<b>2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS .....</b>	<b>70</b>
2.1. MARCO GEOLOGICO .....	70
2.2. FORMACIÓN LAJAS EN AFLORAMIENTO .....	75
2.3. FORMACIÓN LAJAS EN SUBSUELO .....	80
<b>3. MATERIALES Y MÉTODOS.....</b>	<b>85</b>
3.1. MATERIALES .....	85
3.2. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO.....	91
3.3. CONSIDERACIONES SOBRE EL ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS EN TESTIGOS CORONA .....	92
3.5. INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS .....	96
<b>4. FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES.....</b>	<b>97</b>
4.1. FACIES SEDIMENTARIAS .....	97
4.1.1. Facies de pelitas .....	97
Facies de fangolitas masivas (Fm) .....	97
Facies de fangolitas laminadas (Fl).....	98
4.1.2. Facies heterolíticas .....	99
Facies heterolíticas ondulosas (Htw).....	99
Facies heterolíticas flaser (Htf) .....	100
4.1.3. Facies de psamitas .....	101
Facies de areniscas masivas (Sm) .....	101
Facies de areniscas masivas bioturbadas (Smb).....	102
Facies de areniscas con estratificación cruzada tangencial (Set) .....	103

Facies de areniscas con <i>Hummocky Cross Stratification</i> (Shcsb) .....	104
Facies de areniscas con laminación ondulítica de ola (Sw) .....	104
Facies de areniscas finas/medias a limosas, con <i>climbing ripples</i> (Sr) .....	105
Facies de areniscas gruesas a conglomerádicas con estratificación cruzada (SGt) .....	106
4.1.4. Facies de psefitas.....	107
Facies de conglomerados masivos (Gm).....	107
Facies de conglomerados con estratificación entrecruzada tangencial (Get) .....	107
Facies de conglomerados con intraclastos pelíticos (Gmpi) .....	108
4.2. INTERPRETACIÓN DE FACIES.....	109
4.3. ASOCIACIONES DE FACIES .....	111
4.2.1. Asociación de Facies 1: Barras de desembocadura de frente deltaico .....	111
4.2.2. Asociación de Facies 2: Canales distributarios .....	114
4.2.3. Asociación de Facies 3:Planicie interdistributaria .....	115
4.2.4. Asociación de Facies 4: Barras de oleaje .....	117
4.2.5. Asociación de Facies 5: Prodelta.....	119
4.4. FITODETRITOS.....	121
<b>5. ICNOLOGÍA.....</b>	<b>124</b>
5.1. CONSIDERACIONES GENERALES .....	124
5.2. SISTEMÁTICA ICNOLÓGICA.....	125
Icnogénero <i>Arenicolites</i> , Salter (1857).....	125
Icnogénero <i>Chondrites</i> , von Sternberg (1833).....	126
Icnogénero <i>Haentzschelinia</i> , Vyalov (1964).....	128
Icnogénero <i>Gyrolithes</i> , de Saporta (1884) .....	129
Icnogénero <i>Macaronichmus</i> , Clifton y Thompson (1978).....	131
Icnogénero <i>Ophiomorpha</i> , Lundgren (1891) .....	133
Icnogénero <i>Parahaentzschelinia</i> , Chamberlain (1971).....	136
Icnogénero <i>Planolites</i> , Nicholson (1873).....	138
Icnogénero <i>Rhizocorallium</i> , Zenker (1836) .....	139
Icnogénero <i>Skolithos</i> , Haldeman (1840) .....	140
Icnogénero <i>Taenidium</i> , Heer (1877) .....	141
Icnogénero <i>Teichichnus</i> , Seilacher (1955).....	142
Icnogénero <i>Teredolites</i> , Leymerie (1842).....	144
Icnogénero <i>Thalassinoides</i> , Ehrenberg (1944).....	145
Icnogénero <i>Zoophycos</i> , Massalongo (1855).....	147
5.3. OTRAS ESTRUCTURAS BIOLÓGICAS .....	149
Textura Criptobioturbada/criptobioturbación.....	149

Rizolitos .....	150
Mantle & Swirl.....	150
Trazas de escape (Fugichnia) .....	150
Superficies de <i>Glossifungites</i> .....	151
<b>5.4 ASOCIACIONES DE TRAZAS FÓSILES .....</b>	<b>154</b>
5.4.1 Asociacion de trazas fósiles 1 (ATF1) .....	154
5.4.2 Asociación de trazas fósiles 2 (ATF2) .....	156
5.4.3 Asociación de trazas fósiles 3 (ATF3) .....	158
5.4.4 Asociación de trazas fósiles 4 (ATF4) .....	160
5.4.5 Asociación de trazas fósiles 5 (ATF5) .....	162
<b>6. DISTRIBUCIÓN DE TRAZAS FÓSILES EN LA SUCESIÓN .....</b>	<b>165</b>
6.1. LAJAS INFERIOR .....	165
6.1.1. Aguada Toledo 1 (AgTo-1).....	165
6.1.2. Barrosa 1 (Ba-1).....	167
6.1.3. Barrosa Norte 1 (BaN-1) .....	169
6.1.4. Aguada Toledo 2 (AgTo-2).....	171
6.1.5. Huincul Norte 1 (HuN-1) .....	174
6.2. LAJAS MEDIO.....	177
6.2.1. Barrosa 2 (Ba-2).....	177
6.2.2 Aguada Toledo 3 (AgTo-3).....	178
6.3 LAJAS MEDIO/SUPERIOR .....	180
6.3.1. Aguada Toledo 4 (AgTo-4).....	180
6.4. LÁMINAS.....	184
Aguada Toledo 1 (AgTo-1).....	184
Barrosa 1 (Ba-1).....	185
Barrosa Norte 1 (BaN-1).....	186
Aguada Toledo 2(AgTo-2).....	187
Huincul Norte 1 (HuN-1) .....	188
Huincul Norte 1 (HuN-1)- C8 .....	189
Huincul Norte 1 (HuN-1)- C7 .....	190
Huincul Norte 1 (HuN-1)- C6 .....	191
Huincul Norte 1 (HuN-1)- C5 .....	192
Huincul Norte 1 (HuN-1)- C3 .....	193
Huincul Norte 1 (HuN-1)- C2 .....	194
Huincul Norte 1 (HuN-1)- C1 Tramo 2.....	195
Huincul Norte 1 (HuN-1)- C1 Tramo 1.....	196

Barrosa 2 (Ba-2).....	197
Aguada Toledo 3 (AgTo-3).....	198
Aguada Toledo 4 (AgTo-4).....	199
<b>7. DISCUSIÓN .....</b>	<b>200</b>
7.1. DOMINANCIA DE PROCESOS DE EROSIÓN, TRANSPORTE Y DEPOSITACIÓN .....	200
7.1.1. Tamaño de grano y procesos sedimentarios en deltas.....	200
7.1.2. Geometría y arquitectura de las geoformas .....	202
7.1.3. Estructuras sedimentarias de mareas.....	202
7.1.4. Icnología.....	205
7.2. COLONIZACIÓN DE BARRAS DE DESEMBOCADURA .....	206
7.3. MODELO DE DISTRIBUCIÓN DE ASOCIACIONES DE TRAZAS FÓSILES .....	208
7.4. SUPERFICIES DE <i>GLOSSIFUNGITES</i> : PROCESOS AUTIGÉNICOS <i>VS</i> ALOGÉNICOS .....	209
7.5. EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN LAJAS EN SUBSUELO EN EL ÁREA DE SIERRA BARROSA .....	211
7.5.1. Lajas Inferior .....	212
7.5.2. Lajas Medio.....	213
7.5.3. Lajas superior .....	214
<b>8. CONCLUSIONES .....</b>	<b>218</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>221</b>
<b>ANEXO: FOTOMOSAICOS DE TESTIGOS CORONA.....</b>	<b>240</b>
Aguada Toledo 1 (AgTo-1).....	241
Barrosa 1 (Ba-1).....	242
Barrosa Norte 1 (BaN-1).....	244
Aguada Toledo 2 (AgTo-2).....	246
Huincul Norte 1 (HuN-1).....	248
Barrosa 2 (Ba-2).....	258
Aguada Toledo 3 (AgTo-3).....	260
Aguada Toledo 4 (AgTo-4).....	262

## RESUMEN

Este trabajo de tesis doctoral se enfocó en el estudio sedimentológico e icnológico de las sedimentitas de la Formación Lajas, depositada en el Jurásico medio de la Cuenca Neuquina. Dicha cuenca se ubica en el oeste de la Patagonia, abarcando una amplia área que comprende sectores de Chile, Mendoza, La Pampa, Río Negro y casi la totalidad de la Provincia de Neuquén, siendo una cuenca muy estudiada por su excelente registro sedimentológico que abarca desde el Triásico hasta el Paleógeno, y por su importancia desde el punto de vista de la industria petrolera. La Formación Lajas registra sedimentos principalmente depositados en ambientes marinos transicionales, que han sido interpretados principalmente como sistemas deltaicos. En la bibliografía ha habido distintas interpretaciones en distintos afloramientos de la Formación Lajas respecto a los procesos que dominan los sistemas deltaicos (procesos fluviales, de oleaje y de marea):

El área de estudio se centra en el subsuelo del sector del Engolfamiento de la Cuenca Neuquina. El material de estudio corresponde a 7 testigos coronas de las áreas Sierra Barrosa-Aguada Toledo, Barrosa Norte y Huincul Norte, que representan muestras de subsuelo correspondientes a las tres divisiones estratigráficas que se han realizado en la zona para la Formación Lajas (Lajas Inferior, Lajas Medio y Lajas Superior).

Se reconocieron un total de 14 facies sedimentarias en todos los testigos de subsuelo analizados para la Formación Lajas, diferenciados en 2 facies de pelitas, 2 heterolíticas, 7 de areniscas y 3 de conglomerados. Estas facies sedimentarias fueron agrupadas en 5 asociaciones de facies distintas, las cuales se asignaron a un ambiente en particular. La Asociación de Facies 1 corresponde a un ambiente de barras de desembocadura de frente deltaico, que se encuentra dominado principalmente por depósitos arenosos. La Asociación de Facies 2 se interpreta como correspondiente a canales distributarios, y comprende a las facies más gruesas. Estos depósitos se interpretan como rellenos de canales distributarios en planicie deltaica, a veces llegando hasta el frente deltaico proximal, erosionando los depósitos de barras de desembocadura. La Asociación de Facies 3 corresponde a ambientes de planicie interdistributaria, y esta integrada por las facies finas, heterolíticas y psamíticas, dominando las pelitas y facies heterolíticas. La Asociación de Facies 4 se interpreta como barras de oleaje. Esta asociación de facies está dominada por facies psamíticas y es similar a la Asociación de Facies 1, pero muestra evidencias de oleaje y tormentas. La Asociación de Facies 5

pertenece a un ambiente de prodelta y está dominada por facies pelíticas, con intercalaciones de facies psamíticas.

El análisis icnotaxonómico de la icnofauna presente en los testigos coronas estudiados permitió determinar 22 trazas fósiles diferentes, 15 icnotaxones y 4 estructuras sedimentarias biogénicas (no clasificables): *Ophiomorpha irregulaire*, *Gyrolithes* isp., *Haenzchellinia* isp., *Parahaenzschelinia* isp., *Macaronichnus* isp., *Teichichnus* isp., *Taenidium* isp., *Thalassinoides* isp., *Planolites* isp., *Chondrites* isp., *Arenicolites* isp., *Rhizocorallium* isp., *Skolithos* isp., *Zoophycos* isp., *Teredolites* isp., rizolitos, estructuras de “Mantle & Swirl”, criptobioturbación y estructuras de escape (fugichnia). Su recurrencia en los depósitos condujo a la determinación de 5 Asociaciones de Trazas Fósiles diferentes. La Asociación de Trazas Fósiles 1 está compuesta por *Ophiomorpha irregulaire*, *Gyrolithes* isp., *Haenzschelinia* isp., *Parahaenzchellinia* isp., *Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp., *Planolites* isp., *Rhizocorallium* isp., *Skolithos* isp., y *Arenicolites*, criptobioturbación. Se interpreta como desarrollada en condiciones marinas abiertas, de energía media a alta, de salinidad normal, oxigenación normal, con abundante materia en suspensión, que se podría asignar a una icnofacies de *Skolithos* a *Cruziana* empobrecida. La Asociación de Trazas Fósiles 2 está integrada por *Planolites* isp., *Teichichnus* isp., *Chondrites* isp., *Rhizocorallium* isp., *Thalassinoides* isp., *Haenzchellinia* isp., y estructuras de “Mantle & Swirl”. Corresponde a condiciones ambientales de baja energía y se interpreta como una icnofacies de *Cruziana* empobrecida. La Asociación de Trazas Fósiles 3 está compuesta por *Taenidium* isp., rizolitos, *Planolites* isp. Se interpreta como de ambientes de baja energía, con procesos pedogenéticos y posibles exposiciones aéreas, correspondientes a depósitos de planicie interdistributaria. La Asociación de Trazas Fósiles 4 está representada por *Macaronichnus* isp., *O. irregulaire*., *Gyrolithes* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp. y *Teichichnus* isp. Se asigna a ambientes de muy alta energía, correspondientes a barras de tormenta. Finalmente, la Asociación de Trazas Fósiles 5 sólo contiene *Zoophycos*, isp. y *Planolites* isp. Correspondería a un ambiente de baja energía, con cierta restricción de oxígeno, posiblemente prodelta.

Desde el punto de vista paleobiológico se interpretó una nueva estrategia etológica de construcción de los pellets para *Ophiomorpha irregulaire*, así como también para *Gyrolithes* isp., que consiste en pellets con recubrimiento de restos vegetales y un núcleo arenoso. Ambas trazas fósiles son las más abundantes y conspicuas a lo largo de toda la

sucesión estudiada. Asimismo, se estableció una relación genética entre ambos icnotaxones, interpretados como realizados por el mismo productor.

La presencia de restos vegetales (fitodetritos) en los sedimentos, y su relación con los depósitos fluvio-derivados, así como el análisis de las trazas fósiles permitió una mejor delineación de la dominancia de los procesos fluviales y los marinos.

Se reconocieron 2 superficies de *Glossifungites* que representan discordancias formadas durante eventos erosivos y posterior colonización. En un caso, correspondería a cambios autigénicos propios de sistemas deltaicos (migración de lóbulos deltaicos y avulsión de canales). En el otro caso se interpreta como una superficie de importancia estratigráfica, relacionada con la variación del nivel del mar, y que marca el límite entre el Lajas Medio y el Lajas Superior

Existen numerosas variaciones respecto a las Asociaciones de Trazas Fósiles, interpretadas como producto de factores de control ambiental (salinidad, turbidez, oxigenación), siendo mucho menos diversas las asociaciones en las sucesiones deltaicas dominadas por procesos fluviales, que en los ambientes deltaicos dominados por mareas u oleaje, debido principalmente a la baja salinidad producto de las descargas fluviales.

La integración de los datos icnológicos a las interpretaciones basadas en datos sedimentológicos y de pozo permitió alcanzar modelos ambientales de mayor precisión. Se interpretó a la sucesión como la progradación de sistemas deltaicos, principalmente fluvio-dominados, con la evidencia de oleaje en sectores laterales. Los mismos pasan de ambientes de frente deltaico a planicie, pero también se evidencian ciclos regresivos y transgresivos menores (un ciclo regresivo en el Lajas Inferior, y un ciclo transgresivo en el Lajas Medio).

Los modelos desarrollados durante este trabajo evidencian el potencial futuro de la aplicación de estas metodologías para realizar modelos predictivos similares, que son de enorme importancia para la prospección de hidrocarburos, en cualquier formación productiva.

## ABSTRACT

This doctoral thesis work focused on the sedimentological and icnological study of the sediments of the Lajas Formation, deposited in the Middle Jurassic of the Neuquén Basin. This basin is located in the west of Patagonia, covering a wide area that includes sectors of Chile, Mendoza, La Pampa, Río Negro and almost the whole of the Province of Neuquén, being a well-studied basin due to its excellent sedimentological record from the Triassic to the Paleogene, and its importance from the oil industry point of view. The Lajas Formation records sediments mainly deposited in transitional marine environments, which have been interpreted primarily as deltaic systems. In the literature there have been different interpretations in different outcrops of the Lajas Formation regarding the processes that dominate the deltaic systems (fluvial, wave and tidal processes):

The study area focuses on the subsurface of the Engulfment sector of the Neuquén Basin. The study material corresponds to 7 core samples from the Sierra Barrosa-Aguada Toledo, Barrosa Norte and Huincul Norte areas, representing subsurface samples corresponding to the three stratigraphic divisions that have been carried out in the area for the Lajas Formation (Lajas Inferior, Lajas Medio and Lajas Superior).

A total of 14 sedimentary facies were recognized in all the subsoil cores samples analyzed for the Lajas Formation, differentiated into 2 mudstone facies, 2 heterolithic, 7 sandstone and 3 conglomerates. These sedimentary facies were grouped into 5 distinct facies associations, which were assigned to a particular environment. Facies Association 1 corresponds to an environment of delta-front mouth bars, which is dominated mainly by sandy deposits. Facies Association 2 is interpreted as distributive channels and includes the coarser grain facies. These deposits are interpreted as fillings of distributive channels in the deltaic plain, sometimes reaching up to the proximal delta front, eroding mouthbars deposits. Facies Association 3 corresponds to intedistributary plain environments, and is integrated by the fine grain, heterolithic and psamitic facies, dominating mudstone and heterolithic facies. Facies Association 4 is interpreted as wave influenced bars. This Facies Association is dominated by psamitic facies and is similar to Facies Association 1 but showing evidence of waves and storms. Facies 5 Association is interpreted as a prodelta environment and is dominated by mudstone facies, with interbedded psamitic facies.

The ichnotaxonomical analysis of the ichnofauna present in the studied core samples allow to determine 22 different trace fossils, 15 ichnotaxa and 4 biogenic sedimentary structures (not classifiable): *Ophiomorpha irregulaire*, *Gyrolithes* isp., *Haenzchellinia* isp., *Parahaentzschelinia* isp., *Macaronichnus* isp., *Teichichnus* isp., *Taenidium* isp., *Thalassinoides* isp., *Planolites* isp., *Chondrites* isp., *Arenicolites* isp., *Rhizocorallium* isp., *Skolithos* isp., *Zoophycos* isp., *Teredolites* isp., root traces, de “Mantle & Swirl” structures, cryptobioturbation and scape structures (fugichnia). Its recurrence in the deposits led to the determination of 5 different Trace Fossil Associations. Trace Fossil Association 1 is composed by *Ophiomorpha irregulaire*, *Gyrolithes* isp. *Haentzschelinia* isp., *Parahaenzchellinia* isp., *Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp. *Planolites* isp., *Rhizocorallium* isp. *Skolithos* isp., *Arenicolites* isp, cryptobioturbation. It is interpreted as developed in open marine conditions, with medium to high energy conditions, normal salinity, normal oxygenation, with abundant suspended matter, which could be assigned to a *Skolithos* to impoverished *Cruziana*. Trace Fossil Association 2 is composed by *Planolites* isp., *Teichichnus* isp, *Chondrites* isp., *Rizocorallium* isp., *Thalassinoides* isp., *Haenzchellinia* isp., and “Mantle & Swirl” structures. It corresponds to low energy environmental conditions and is interpreted as an impoverished *Cruziana* icnofacies. Trace Fossil Association 4 is composed by *Taenidium* isp., root traces, *Planolites* isp. It is interpreted as low energy environments, with pedogenic and possible areal exposure, corresponding to interdistributary plain deposits. Trace Fossil Association 4 is represented by *Macaronichnus* isp., *O. irregulaire*., *Gyrolithes* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp. y *Teichichnus* isp. It is assigned to very high energy environments, corresponding to storm bars. Finally, Trace Fossil Association 5 only include *Zoophycos*, isp, and *Planolites* isp. It would correspond to a low-energy environment, with some oxygen depletion, possibly prodelta.

From the paleobiological point of view a new ethological strategy of pellet construction was interpreted for *Ophiomorpha irregulaire*, as well as for *Gyrolithes* isp., consisting of pellets coated with vegetable debris and a sandy core. Both trace fossils are the most abundant and conspicuous throughout the studied sequence. In addition, a genetic relationship was established between both ichnotaxa, interpreted as performed by the same producer.

This thesis work presents for the first time an integrated depositional model elaborated with sedimentological and ichnological data for the Lajas Formation in the

Sierra Barrosa area in subsurface, which allowed to differentiate environments of deltaic front, deltaic plain and prodelta, as well as lateral environments to these deltaic clinoforms, affected by waves, which represent a complex shallow coastal marine depositional system.

The presence of plant debris (phytodetrites) in the sediments, and their relationship with the fluvio-derived deposits, as well as the analysis of the trace fossils allowed a better delineation of the dominance of the fluvial and marine processes.

Two *Glossifungites* surfaces were recognized and they represent discordances formed during erosive events and subsequent colonization. In one case, it would correspond to autigenic changes of deltaic systems (deltaic lobe migration and channel avulsion). In the other case it is interpreted as a surface of stratigraphic importance, related to the variation of the sea level, and that marks the limit between the Lajas Medio and the Lajas Superior.

There are numerous variations with respect to Trace Fossil Associations, interpreted as a product of environmental control factors (salinity, turbidity, oxygenation), with much less diverse associations in deltaic successions dominated by river processes, that in deltaic environments dominated by tides or waves, mainly due to the low salinity resulting from river discharges.

The integration of ichnological data into interpretations based on sedimentological and well data allowed more accurate environmental models to be achieved. The succession was interpreted as the progradation of deltaic systems, mainly fluvio-dominated, with evidence of wave action in lateral sectors. They pass from the deltaic front to the plain, but minor regressive and transgressive cycles are also evident (one regressive cycle in Lajas Inferior and one transgressive cycle in Lajas Medio).

The models developed during this work show the future potential of applying these methodologies to perform similar predictive models, which are of great importance for hydrocarbon prospecting, in any productive formation.

# 1. INTRODUCCIÓN

La Formación Lajas del Jurásico Medio de la Cuenca Neuquina ha sido tradicionalmente considerada como depositada en ambientes marinos someros, principalmente interpretados como ambientes deltaicos. Sin embargo, existe una gran cantidad interpretaciones respecto al preciso rol de los procesos sedimentarios, los cuales han tenido distintas interpretaciones (Gulisano y Hinterwimer, 1986; Poiré y del Valle, 1992; Zavala, 1996a, 1996b; McIlroy *et al.*, 2005; McIlroy 2007; Rossi y Steel, 2015; Gugliotta *et al.*, 2015, 2016a, 2016b, 2016c; Canale *et al.*, 2015, 2016; 2020; Kurcinca *et al.*, 2018)

La utilización de trazas fósiles ha mostrado ser una herramienta fundamental en el análisis paleoambiental. Los organismos interactúan con el sedimento en respuesta a factores bióticos y ambientales. Los estudios icnológicos proveen detallada información de los parámetros ambientales involucrados durante la depositación de sedimentos, y, por lo tanto, sirven como base para un análisis de facies y del ambiente sedimentario. (Seilacher, 1964a, 1967b; Frey y Seilacher, 1980; Bromley *et al.*, 1984; Frey y Pemberton, 1984, 1985, 1987; Bromley, 1990, 1996; Pemberton *et al.*, 1992b; Bromley y Asgaard, 1993a; Lockley *et al.*, 1994; Buatois y Mángano, 1995b, 2009; Buatois y Mángano, 2011; Genise *et al.*, 2000, 2010a; Ekdale *et al.*, 2007; Hunt y Lucas, 2007). Las trazas fósiles de la Formación Lajas han sido discutidas con distinto nivel de detalle en la literatura (Poiré y del Valle, 1992; McIlroy *et al.*, 2005; McIlroy 2007; Rossi y Steel, 2015; Gugliotta *et al.*, 2015a, 2015b; Canale *et al.*, 2015, Canale *et al.*, 2016; Kurcinka *et al.*, 2018).

Los deltas representan ambientes muy inestables y estresantes para el bentos (MacEachern *et al.*, 2005; Dasgupta *et al.*, 2016), ya que los organismos son afectados por una variedad de factores, que dependen de los procesos dominantes en este ambiente. Como resultado, las asociaciones de trazas fósiles, que registran la actividad de los animales bentónicos, son indicadores sensibles de stress ambiental.

La materia orgánica terrestre (restos vegetales principalmente) ha sido considerada un elemento crucial para identificar los flujos fluvio-derivados (con énfasis en las hiperpicnitas) (Zavala *et al.*, 2012; Steel *et al.*, 2018 y las referencias allí citadas). En particular, Zavala *et al.* (2012) enfatizan la presencia de fitodetritos como un factor

clave para diferenciar entre turbiditas extracuencales (hiperpincnitas *sensu* Steel *et al.*, 2018) y turbiditas intracuencales. Las primeras son derivadas directamente de un input fluvial, que forma un flujo turbulento, mientras que las últimas son derivadas de sedimento que ya se encuentra depositado en la cuenca.

## **1.1. OBJETIVOS E HIPÓTESIS**

### **1.1.1. Objetivo general**

Estudiar las trazas fósiles presentes en las sedimentitas de la Formación Lajas (Jurásico Medio) e integrarlas en un análisis sedimentológico para interpretar la evolución paleoambiental de la Formación Lajas en el área de la Sierra Barrosa en subsuelo. A tal fin se estudiaron los testigos coronas del yacimiento Aguada Toledo-Sierra Barrosa, así como un testigo corona del sector Barrosa Norte y un testigo corona del sector Huincul Norte, todos perforados y operados por YPF S.A. Estas coronas fueron seleccionadas porque representan el registro de muestras de subsuelo más completo que existe hasta el momento para la Formación Lajas en subsuelo, en una zona relativamente acotada. De hecho, los testigos coronas representan muestras de todos los ciclos sedimentarios identificados en subsuelo.

### **1.1.2. Objetivos específicos**

1. Describir y analizar los principales rasgos sedimentológicos de la Formación Lajas en subsuelo, con el fin de caracterizar los ambientes y subambientes que integran estas sucesiones en los testigos corona seleccionados.

2. Describir y analizar detalladamente las estructuras sedimentarias orgánicas (trazas fósiles) presentes en coronas de la Formación Lajas (Jurásico Medio) de Cuenca Neuquina.

3. Analizar comparativamente las asociaciones de trazas fósiles en los distintos testigos corona estudiados, evaluando el control de los parámetros paleoambientales dominantes.

4. Elaborar un modelo paleoambiental integrando la información icnológica y sedimentológica que explique la distribución de las diferentes asociaciones de trazas fósiles y su relación con los distintos ambientes de depositación.

5. Presentar una hipótesis de evolución paleoambiental para la Formación Lajas en subsuelo en la zona de estudio.

### **1.1.3. Hipótesis**

Dentro del marco general a estudiar se plantean las siguientes hipótesis iniciales de trabajo:

- La sucesión sedimentaria de la Formación Lajas representa un ciclo regresivo dentro del Grupo Cuyo, que muestra principalmente ambientes transicionales marinos, principalmente deltas.

- Las trazas fósiles presentes en las rocas de la Formación Lajas se distribuyen de acuerdo a parámetros ambientales específicos, generando asociaciones de trazas fósiles recurrentes que ocurren en ambientes deposicionales particulares.

- La relación entre las asociaciones de trazas fósiles y las facies sedimentarias que las contienen permiten realizar modelos paleoambientales de gran precisión para la sucesión sedimentaria de la Formación Lajas

## **1.2. SISTEMAS MARINOS TRANSICIONALES**

Los sistemas marinos transicionales han sido clasificados por Boyd *et al.* (1992) en un esquema que toma en cuenta las características regresivas o transgresivas de estos sistemas. Por lo tanto, cuando la tasa de aportes de sedimentos excede la tasa de ascenso relativo del nivel de mar, o cuando el sedimento se acumula durante un descenso relativo del nivel del mar, se produce una regresión (normal en el primer caso, forzada en el segundo). En este escenario regresivo se desarrollan líneas de costa lobadas con diferentes ambientes, como deltas, planicies dominadas por oleaje (*strandplain*) o planicies de mareas. Cuando la tasa de aumento relativo del nivel del mar excede la tasa de aporte de sedimento se produce una transgresión. En esta situación se generan ambientes de estuarios, *lagoons*, y planicies mareales. El desarrollo de uno u otro tipo de sistema

deposicional estará provocado por la interacción entre el aporte de sedimentos y los procesos de difusión marinos que son los responsables de la distribución de estos sedimentos en la cuenca (Gallaway, 1975; Boyd *et al.*, 1992). Por lo tanto, de acuerdo a este esquema clasificatorio, dependiendo de si el contexto es regresivo o transgresivo, se desarrollarán distintos sistemas deposicionales dependiendo de la relación que exista entre el influjo fluvial y los procesos de oleaje y marea (Boyd *et al.*, 1992; Dalrymple *et al.*, 1992) (Figura 1.1).

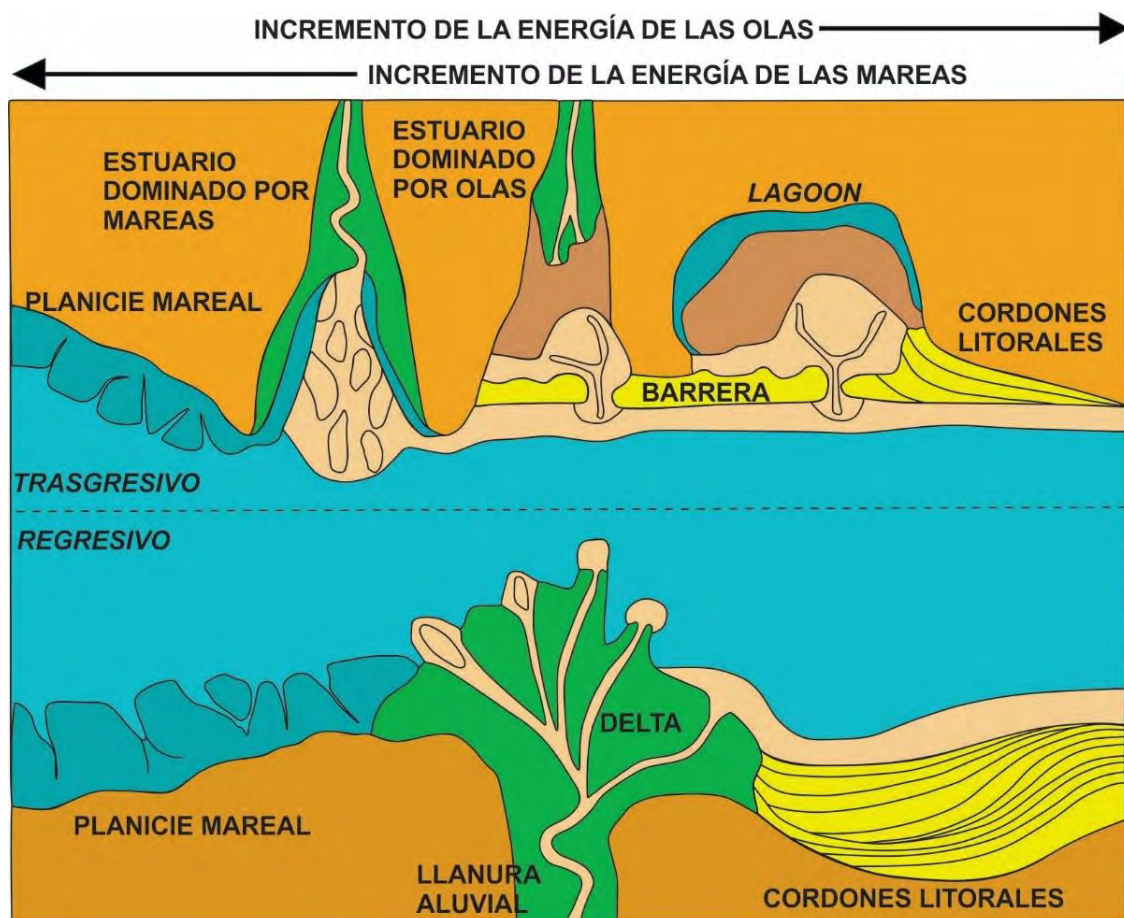


Figura 1.1. Ambientes marinos transicionales. El eje horizontal muestra la energía relativa de los procesos de oleaje y de marea, mientras que en la vertical se divide según el carácter progradante y retrogradante en la línea de costa. (Tomado de Boyd *et al.*, 1992).

### 1.2.1. Costas regresivas

Los mares de plataforma incluyen un continuo de ambientes deposicionales que van desde playas y *shoreface* hasta ambientes de plataforma media y externa. La

depositación ocurre comúnmente en aguas relativamente someras (típicamente, menos de 100 m) y en superficies con un gradiente topográfico bajo. Como resultado, las líneas de costa tienen el potencial de moverse en sentido paralelo al rumbo por muchas decenas de km, tanto como resultado de la acumulación de sedimentos a lo largo de la costa, como por las variaciones relativas del nivel del mar (Plint, 2010).

### **1.2.2. Costas dominadas por oleaje**

El transporte de sedimentos en las zonas de playa y *shoreface* superior se produce principalmente por la acción de las olas, las que generan tanto corrientes oscilatorias a través del movimiento orbital del agua bajo la ola, como corrientes de deriva a lo largo de la costa y costa afuera (Plint, 2010). La energía que la acción del oleaje ocasiona en la zona de rompiente favorece el transporte de clastos de gran tamaño, que tienden a acumularse al tope de la playa. Los efectos de erosión y transporte de sedimentos que producen los eventos de tormenta son desproporcionados en su magnitud, teniendo en cuenta su corto tiempo de duración (horas o días), esto quiere decir que erosionan, transportan y depositan mucho sedimento en poco tiempo (Plint, 2010).

El gradiente de energía proximal-distal es bastante directo, con una tendencia al descenso de la energía de las olas mar adentro (Yoshida *et al.*, 2007). A su vez, esto genera una marcada división en subambientes de acuerdo a los procesos dominantes (Figura 1.2).

El *backshore* es extremadamente diverso, y suele estar dominado por depósitos continentales arenosos, con incursiones marinas esporádicas (tormentas o mareas extraordinarias). Hacia el continente se desarrollan dunas eólicas. Las estructuras sedimentarias más comunes son laminación horizontal y estratificación entrecruzada de gran escala (Buatois y Mángano, 2011).

El *foreshore*, representa la zona intermareal, cuyo límite superior e inferior lo constituyen, respectivamente, el de marea alta y el de marea baja. Estos ambientes representan condiciones de alta energía vinculada a la importante acción del oleaje, principalmente donde golpean las olas y el agua que vuelve hacia el mar. Los depósitos son de granulometría arena media a gruesa, con estructuras subparalelas a laminación de bajo ángulo con inclinación hacia el mar (Walker y Plint, 1992)

El *shoreface* incluye a todos los depósitos acumulados entre el nivel de marea baja y el punto donde el oleaje de buen tiempo deja de ejercer una acción sobre el fondo marino. Este ambiente está caracterizado por condiciones generales de alta energía asociadas a corrientes de oleaje normales y de tormenta. Se subdivide en *shoreface* superior, *shoreface* medio y *shoreface* inferior.

El *shoreface* superior es la región situada en la zona donde rompen las olas. Es un ambiente de muy alta energía, donde se produce la interacción de corrientes litorales y corrientes inducidas por la acción de las olas. Sedimentos de granulometría arena media a gruesa, depositada mostrando estructuras planares y de estratificación cruzada debido a la migración de dunas multidireccionales (Walker y Plint, 1992)

El *shoreface* medio es la región que se extiende sobre los bancos de arena y el inicio de la rompiente. Se desarrollan barras litorales. El sedimento es más fino que el *shoreface* superior, con granulometrías de arena media a fina, y depositado en estructuras de estratificación entrecruzada de bajo ángulo, HCS (*hummocky cross-stratification*) y *swalley* (Walker y Plint, 1992).

El *shoreface* inferior se desarrolla inmediatamente arriba de la base de olas de buen tiempo. Es una región que tiene alta a moderada energía, dominada por procesos de tormenta. Los depósitos son de granulometría arena fina a muy fina amalgamadas, con estructuras de HCS y *ripples* de flujos combinados (Walker y Plint, 1992, Plint 2010).

El *offshore* es el área de sedimentación ubicada entre el límite de acción de oleaje de buen tiempo y el de tormenta (Figura 1.2). Está representado por sucesiones de heterolitas arenosas (en áreas próximas al *shoreface*) y fangosas (en áreas próximas a la plataforma), lo que permite distinguir a veces entre un *offshore* superior de uno inferior. Es un ambiente de baja energía pero con frecuentes eventos de tormenta. En las arenas se pueden observar estructuras entrecruzadas tipo *microhummocky* y *ripples* de flujos combinados (Walker y Plint, 1992, Plint 2010).

La plataforma (si hubiera), se extiende desde el nivel de base de ola de tormenta hasta el talud de la cuenca. Es un ambiente de baja energía dominado por la decantación de partículas finas. En consecuencia este ambiente se encuentra dominado por fangolitas con raras alternancias de niveles finos de areniscas limosas (Walker y Plint, 1992, Plint 2010).

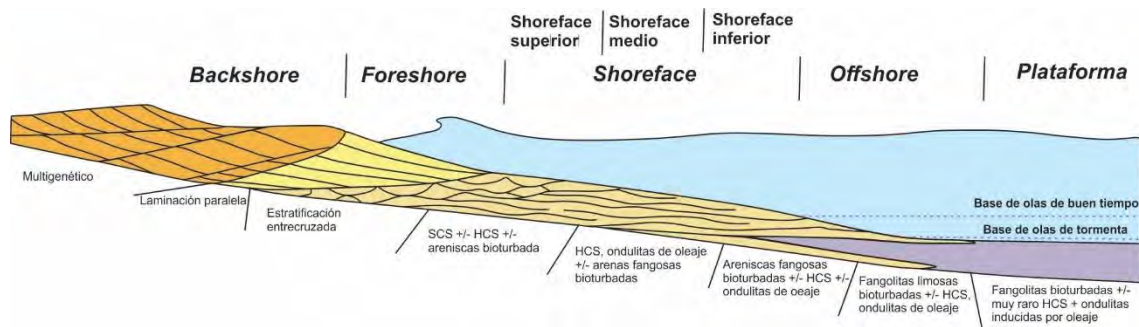


Figura 1.2. Diagrama esquemático de los ambientes de una costa dominada por oleaje, con sus divisiones principales y sus facies más representativas (no a escala). (Tomado y modificado de Buatois y Mángano, 2011)

### 1.2.3. Costas dominadas por mareas

El modelo de facies para costas dominadas por marea presenta las siguientes divisiones: 1- región supramareal, 2- región intermareal (superior, media e inferior) y 3- región submareal (Dalrymple, 1992). La energía de las mareas en estos sistemas aumenta en dirección al mar, alcanzando un máximo en la zona submareal y disminuyendo hacia la zona de *offshore*. Por lo tanto, las planicies de marea incrementan su granulometría mar adentro, en contraste con lo que ocurre en costas dominadas por oleaje. Una sección típica de somerización en una costa dominada por marea muestra una sucesión arenosa de complejos de canales y barras submareales, que pasa gradualmente a niveles de planicie intermareal arenosas, mixtas y fangosas, para culminar con depósitos supramareales (Dalrymple, 1990). Como resultado, muchas costas dominadas por marea están representadas por depósitos de fango (Wang *et al.*, 2002). La zona supramareal se puede presentar densamente vegetada dando lugar a marismas o manglares. El desarrollo de marismas ocurre principalmente en condiciones templadas, mientras que los manglares están más asociados con zonas tropicales a subtropicales (Buatois y Mángano, 2011). De igual modo que sucede en los depósitos de *backshore*, la zona supramareal puede ser afectado durante las mareas máximas o por eventos de tormenta (Wang *et al.*, 2002) (Figura 1.3).

La planicie fangosa está dominada por sedimentos de grado fino depositados por procesos mecánicos de decantación y floculación, así como por la actividad biológica. (Augustinus, 2002; Potter *et al.*, 2005). Sus depósitos presentan espesores variados y se encuentran integrados por una alternancia entre fangolita, limolitas y de manera subordinada areniscas finas. La laminación ondulítica es la estructura sedimentaria

tractiva dominante, mientras que las fangolitas se presentan laminadas o masivas, con estructuras de deformación asociadas.

La planicie mixta está caracterizada por una sucesión alternante de areniscas y pelitas, en arreglos heterolíticos de distinto espesor. Las areniscas son finas y muestran una dominancia de estructuras de laminación ondulítica y lenticular, y en menor medida laminación *flaser*.

La planicie arenosa presenta depósitos de areniscas finas a medias transportados como carga de lecho. Este subambiente es, dentro de las zonas intermareales, el que presenta la mayor variabilidad en facies sedimentarias y contenido icnológico. Mángano y Buatois (2004) sugieren que a diferencia de lo que ocurre en las costas dominadas por oleaje, donde los depósitos están fuertemente influenciados por la frecuencia y magnitud de los eventos de tormenta, en las costas dominadas por marea, el principal control es la intensidad de las corrientes mareales. En el caso de planicies afectadas por regímenes macromareales, es frecuente el desarrollo y migración de formas de lecho de gran escala, como es el caso de dunas 2D y 3D, asociadas con estructuras con laminación paralela de alto y bajo régimen de flujo y óndulas de corriente (Davis y Dalrymple, 2012)

Los depósitos de planicie de marea son disectados comúnmente por una red serpenteante de canales de marea que migran a través de la zona intermareal, produciendo acreción lateral en forma de *point bars* (Dalrymple, 1992). Este proceso da como resultado la formación de estratificación heterolítica inclinada (IHS) (Thomas *et al.*, 1987). En la zona intermareal superior, los canales son de tamaño pequeño a mediano, pero en las zonas arenosas inferiores, tienden a unirse formando canales más anchos y profundos (Dalrymple, 1992).

La zona submareal de los ambientes marinos someros dominados por mareas se caracteriza por el máximo de energía con altas velocidades de corriente. Grandes formas de lecho como dunas y dunas compuestas migran en las zonas submareales, formando barras submareales en forma de mantos o crestas. Los depósitos consisten de areniscas fina a gruesa, con una base erosiva, lateralmente extensos, bien seleccionados, con estratificación planar a entrecruzada. Las superficies de reactivación son comunes mientras que la estratificación cruzada tipo *herringbone* y *mud drapes* pueden estar presentes localmente (Wilson, 1982, 1986).

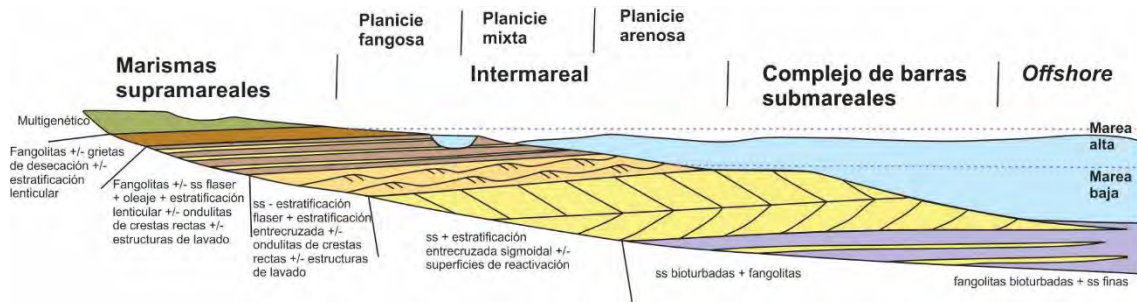


Figura 1.3. Diagrama esquemático de los ambientes de una costa dominada por mareas, con sus divisiones principales y sus facies más representativas (no a escala). (Tomado y modificado de Buatois y Mángano, 2011)

### 1.3. DELTAS

Los deltas son formas construidas por los ríos cuando desembocan en un cuerpo de agua (lago o mar) (Bhattacharya, 2006), y constituyen uno de los principales mecanismos de transferencia de sedimento de ámbitos continentales a marinos o lacustres (Bhattacharya, 2010). Desde un punto de vista de reservorio, los deltas se estima que alojan cerca del 30% de los depósitos mundiales de petróleo, gas y carbón (Tyler y Finley, 1991). La morfología general de los deltas es el resultado de la interacción entre los procesos fluviales, mareales y de oleajes que retrabajan el sedimento aportado por el río, de la dominancia de uno sobre los otros, y de los cambios relativos en el nivel del mar (Galloway, 1975; Boyd *et al.*, 1992; Olariu y Bhattacharya, 2006; Bhattacharya, 2010; Ainsworth *et al.*, 2011). Sin embargo, el predominio general de uno de los procesos sobre los otros no implica la total ausencia de facies típicas de procesos secundarios, además el proceso dominante puede cambiar lateralmente y en el tiempo (Boyd *et al.*, 1992; Orton y Reading, 1993; Bhattacharya, 2006).

#### 1.3.1. Ambientes deltaicos

La mayoría de los deltas están conformados principalmente por tres ambientes geomorfológicos de depositación, planicie deltaica (*delta plain*), frente deltaico (*delta front*) y prodelta (Bhattacharya, 2006) (Figura 1.4)

La planicie deltaica está definida por la presencia de canales distributarios. Incluye una gran variedad de subambientes, desde no marinos a parálidos (pantanos, marismas, planicies mareales, *lagoons*, bahías interdistributarias). En ambientes modernos, la

planicie deltaica puede subdividirse en planicie deltaica inferior, marcada por la incursión mareal de agua de mar, y aguas arriba la planicie deltaica superior en la cual todavía hay canales distributarios principales, pero no hay incursión de agua marina. El límite entre estas dos áreas se conoce como línea de bahía (*bay line*). La planicie deltaica superior es un ambiente de influencia netamente fluvial, aunque en algunos casos pueden tener una influencia mareal indirecta (Bhattacharya, 2006).

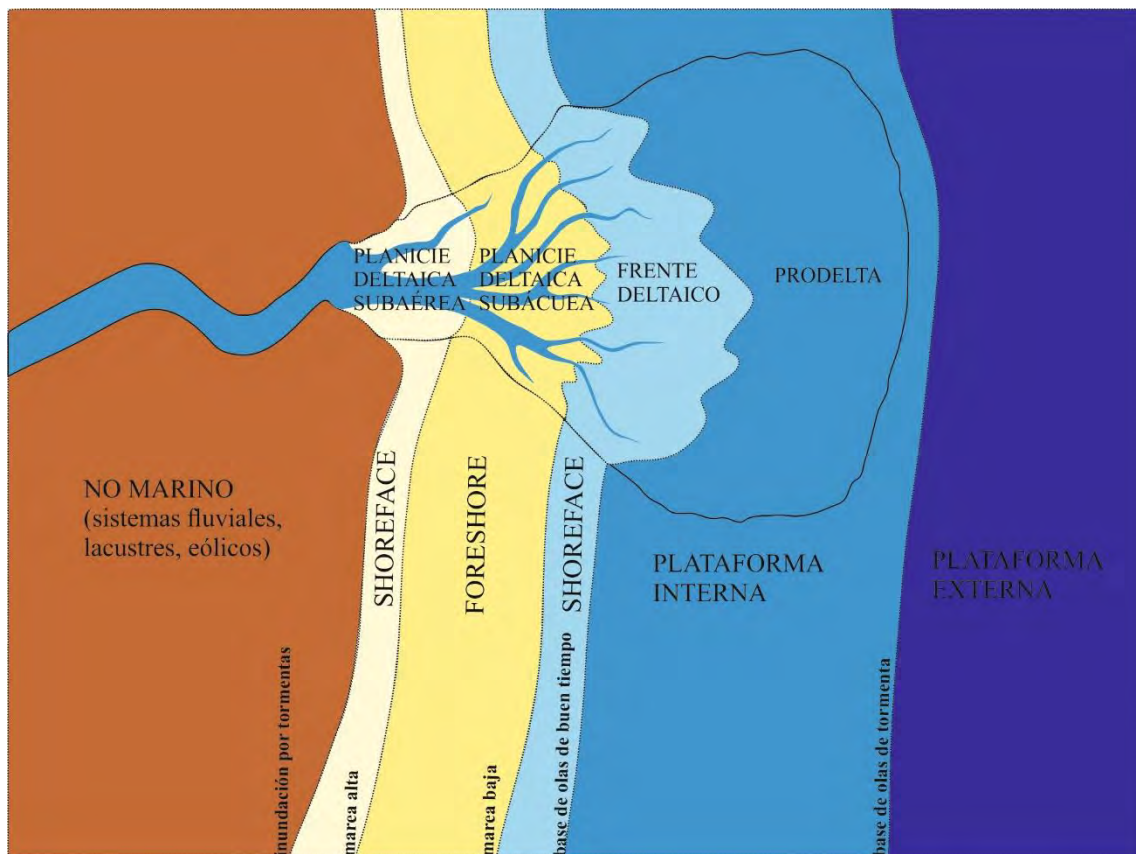


Figura 1.4. Ambientes deltaicos y marino-marginales lindantes. (Modificado de Catuneanu, 2006 y Bhattacharya, 2010).

El frente deltaico es definido como el *shoreface* con abrupta inclinación y su extensión en la plataforma submareal adyacente con muy baja inclinación (Bhattacharya y Walker, 1992). Este ambiente está dominado por sedimento de granulometría gruesa (arena o grava), aunque se pueden encontrar sedimentos más finos (Bhattacharya, 2010). El límite exterior de la plataforma submareal se encuentra típicamente justo por debajo

del nivel de olas de buen tiempo, por lo tanto, puede verse afectada por olas y corrientes. Este ambiente tiene un paso transicional hacia el ambiente de prodelta.

El prodelta ha sido interpretado históricamente como el área donde el sedimento fino se deposita lentamente por suspensión, aunque en los últimos tiempos se ha reconocido que mucho del fango depositado en el prodelta puede deberse a la rápida depositación de corrientes de densidad hiperpícnicas, o por el colapso de plumas hipopícnicas. La preservación de niveles de limo o arena dentro del prodelta, que muestran gradación normal o inversa, se interpreta como la depositación de flujos fluviales, y por lo tanto marcan una proximidad con la desembocadura. (Bhattacharya, 2010).

### **1.3.2. Clasificación de deltas**

La geometría y la arquitectura de los componentes de un delta, en especial la planicie deltaica y el frente deltaico son determinados por los procesos dominantes que re trabajan el sedimento aportado por el sistema fluvial. (Olariu y Bhattacharya, 2006; Bhattacharya, 2010; Rossi *et al.*, 2016). A continuación, se exponen las principales diferencias entre los distintos tipos de deltas (Figura 1.5).

#### **1.3.2.1. Deltas fluvio-dominados**

En la planicie deltaica los canales distributarios de estos sistemas de acumulación estarán representados en gran número (el mayor de todos los tipos de delta), mostrando un patrón dendrítico, con una alta tasa de avulsión y una canibalización lateral de los canales (Olariu y Bhattacharya, 2006; Canale *et al.*, 2015, 2016) (Figura 1.5).

Al ser el proceso de descarga fluvial el dominante, y no haber suficiente energía de las olas y/o de las mareas para re trabajar el sedimento aportado en el frente deltaico, el mismo va a formar un complejo amalgamado de barras de arena de desembocadura de los canales distributarios. En este sector es frecuente la presencia de fitodetritos y fangos masivos deformados. En estos sistemas deltaicos, las descargas episódicas producto de inundaciones y tormentas son más frecuente, lo que provoca depósitos de descargas

hiperpícnicas. En el prodelta se pueden dar estructuras de deformación por carga, escapes de fluidos y *slumps* producto de la depositación de arenas sobre sedimentos más finos (Bhattacharya y Davies, 2004). Asimismo, son habituales las grietas de sinéresis producidas por los cambios de salinidad provocados por las avenidas fluviales (Buatois y Mángano, 2011) (Figura 1.6).

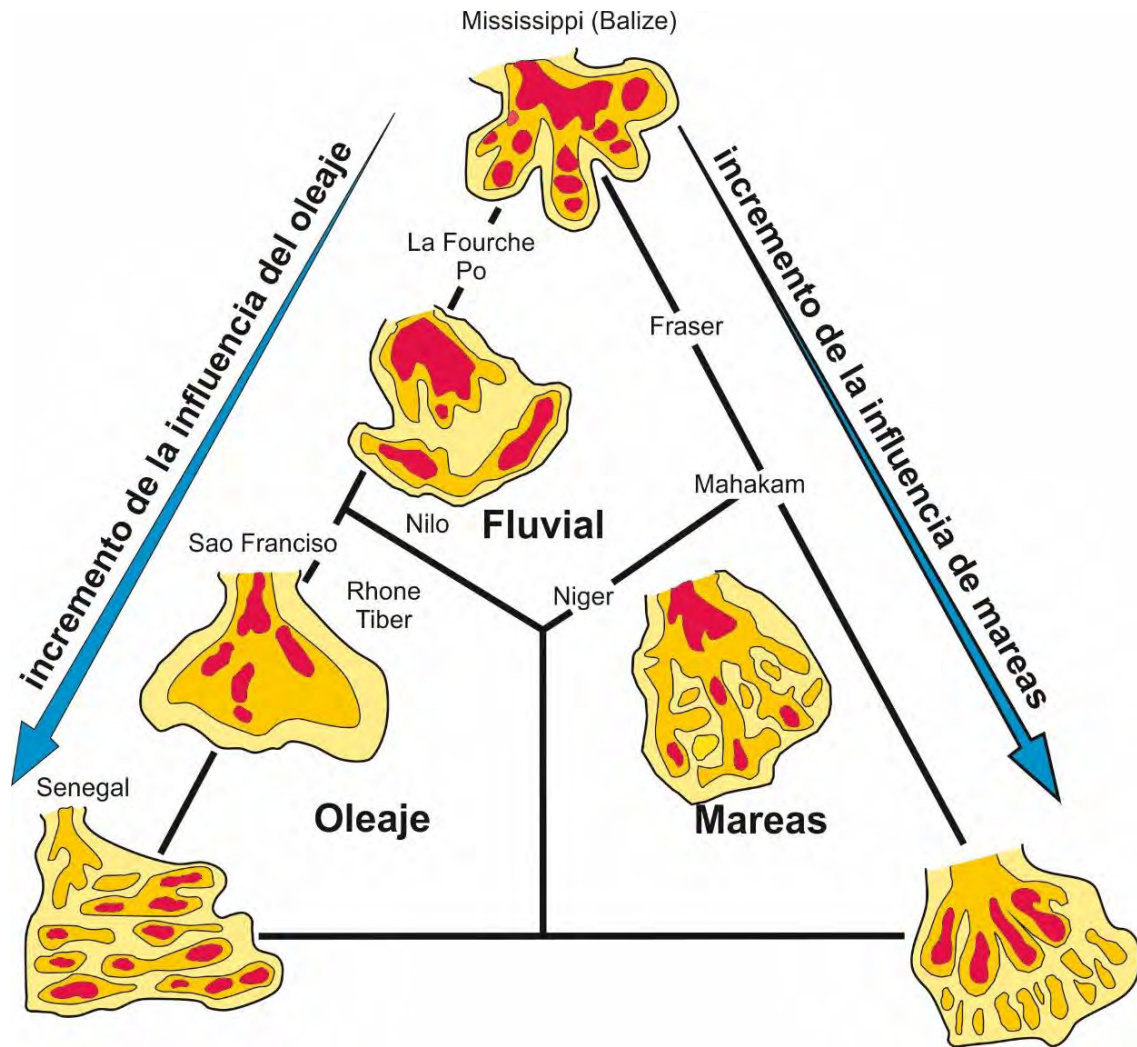


Figura 1.5. Clasificación de deltas de Coleman y Wright (1975) a partir de la geometría de los cuerpos de arena, ploteados en el diagrama de clasificación triangular de deltas de Galloway (1975) en base a los procesos dominantes, influjo fluvial, olas.

### 1.3.2.2. Deltas dominados por mareas

De todos los tipos de deltas, los deltas dominados por mareas son los menos comprendidos tanto desde el punto de vista sedimentológico como icnológico. De hecho, muchos de los sistemas deltaicos que se consideraron dominados por procesos mareales hoy se encuentran en revisión (Buatois y Mángano, 2011) (Figura 1.5).

Las planicies deltaicas muestran una variedad de ambientes similares a las de deltas dominados por olas o por ríos. Sin embargo, en cuanto a la cantidad de canales, es bastante menor que lo que se encuentra en un sistema fluvio-dominado, debido a que la acción de las corrientes de flujo (*ebb*) y reflujos (*flow*) de la marea retrabajan mucho del sedimento aportado por el río, lo que provoca una mayor estabilidad de los canales, y una menor tasa de avulsión de los mismos (Olariu y Bhattacharya, 2006; Shaw y Mohrig, 2014; Rossi *et al.*, 2016). En el frente deltaico, las barras no forman un complejo amalgamado como en los deltas fluvio-dominados, debido al retrabajo de la arena producido por las mareas, lo que resulta en cuerpos de arena mucho más alargados en sentido perpendicular a la línea de costa (*ridges*), con una gran estabilidad en el tiempo (Olariu, 2010). Asimismo, estos cuerpos presentan típicamente estructuras asociadas a procesos mareales (cortinas de fango, *couplets* de fango, estructuras entrecruzadas bidireccionales) (Bhattacharya, 2010). En el prodelta, los procesos principales de sedimentación son por decantación, generando secuencias de pelitas y heterolitas (Boggs, 2006) (Figura 1.6).

### 1.3.2.3. Deltas dominados por oleaje

Los deltas dominados por oleajes son los que presentan un mayor retrabajo por parte de las olas del sedimento aportado por el río, por lo tanto, tienen una tasa de progradación muy baja y la menor cantidad de canales distributarios (Bhattacharya, 2006; Olariu y Bhattacharya, 2006) (Figura 1.5). Las planicies deltaicas tienen características similares a las de los sistemas fluvio dominados, pero con una estabilidad de los canales mucho mayor, menos desbordes y una tasa de avulsión casi nula. El frente deltaico consiste comúnmente en una serie de complejos de barrera y playas, compuesto por la arena aportada por el río y retrabajada por las olas. En muchos deltas influenciados por oleaje se observa una asimetría, que resulta de la aproximación oblicua de los trenes de

olas, que resulta en barreras de arena y playas en el sector hacia donde corre la deriva litoral (*updrift*) y facies con depósitos más fangosos que intercalan con barreras arenosas en el sector aguas abajo de la deriva litoral (*downdrift*). La proporción de estructuras de oleaje, como ondulas de oleaje y olas de tormenta (*hummocky cross stratification, HCS*) son mayores aguas arriba. Los depósitos de pelitas de prodelta pueden estar más bioturbados, ser más finos y con más contenido de arena que los de ambientes fluvio-dominados (Figura 1.6).

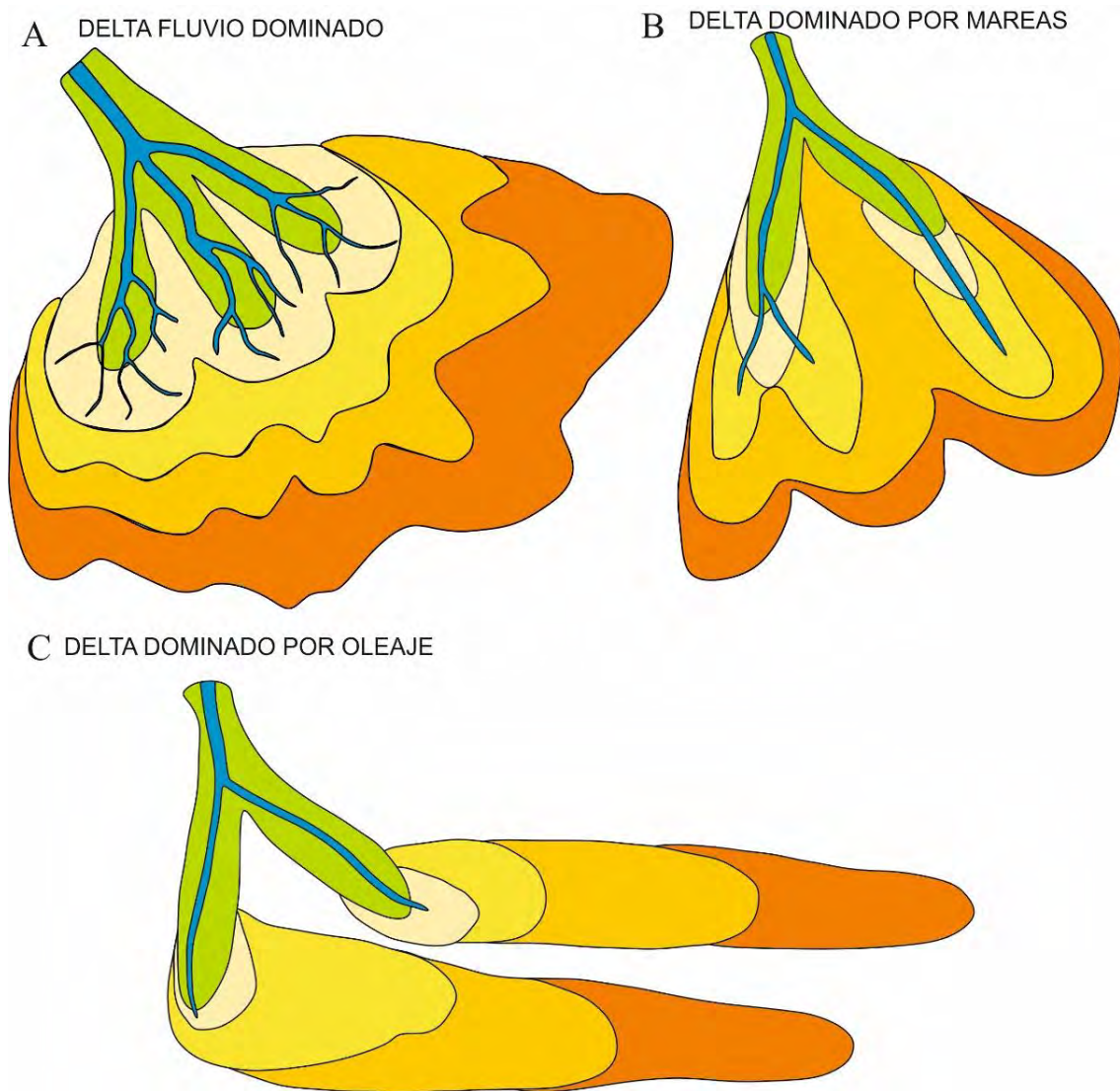


Figura 1.6. Morfología de los deltas según el proceso dominante: A) Fluvio-dominado: múltiples (decenas a cientos) canales distributarios, poca distancia entre ellos, las barras de desembocadura tienden a fusionarse. B) Dominado por mareas: moderado número (máximo 10-20) de canales distributarios, gran distancia entre ellos, las barras de desembocadura no suelen estar conectadas. C) Dominados por oleaje: muy bajo número de canales distributarios (1 o 2), barras de desembocadura nunca conectadas. (Modificado de Olariu y Bhattacharya, 2006).

#### 1.4. ICNOLOGÍA: MARCO CONCEPTUAL

La icnología es la ciencia que estudia las interacciones entre los organismos y el sustrato (Buatois y Mángano, 2011). Esta disciplina incluye todos los aspectos relacionados con la bioturbación, bioerosión, biodepositación (Pemberton *et al.*, 1992; Bromley, 1990, 1996). En este sentido, la icnología estudia tanto los procesos (todos aquellos relacionados con la interacción entre organismo y sustrato) como los productos así generados, las trazas fósiles en sí (estructuras biogénicas). Las estructuras biogénicas, tanto fósiles como actuales, constituyen la evidencia de la actividad de los organismos en el sustrato; se han clasificado en estructuras de bioturbación, de biodepositación, bioestratificación y bioerosión. El estudio más tradicional de las trazas fósiles es el de las estructuras de bioturbación, que son aquellas estructuras biogénicas que alteran la fábrica sedimentaria. Las mismas comprenden huellas y rastrilladas (principalmente de tetrápodos), pistas (canales continuos producidos durante la locomoción), y galerías (excavaciones más o menos permanentes realizadas en el sustrato).

Las trazas fósiles presentan características propias, que las diferencian de los cuerpos fósiles, y que permiten definir el marco conceptual de la icnología. De acuerdo con Buatois y Mángano (2011), las características que definen el marco conceptual de la icnología son las siguientes:

- Las trazas fósiles representan evidencia de comportamiento: La morfología y el patrón arquitectural de los icnofósiles nos proporciona valiosa información sobre la anatomía y etología de los productores (e.g., modo de vida, tipo trófico, mecanismo de locomoción).

- Un mismo icnotaxón puede ser producido por más de un organismo: Existen determinados icnotaxones que pueden ser producidos por distintos grupos de organismos, lo cual refleja el principio de convergencia del comportamiento. En general, resulta bastante difícil establecer con certeza el productor. Cuanto más simple es la estructura biogénica (e.g., *Planolites*, *Skolithos*), más laxo es el vínculo entre la estructura producida y su productor, pudiendo la misma ser generada por representantes de distintos phyla.

- Un organismo puede ser responsable de la generación de varias icnoespecies, o incluso icnogéneros: En contrapartida del principio anterior, un mismo organismo al variar su comportamiento puede producir estructuras biogénicas distintas. El ejemplo clásico es

el de las actividades de un trilobite en relación al sustrato, según éste se desplace excavando y alimentándose (*Cruziana*), camine sobre él dejando las impresiones de sus apéndices (*Diplichnites*), raspe el sedimento con sus apéndices y se desplace oblicuamente (*Monomorphichnus-Dimorphichnus*) o se detenga a descansar (*Rusophycus*).

-Múltiples arquitectos pueden producir una única estructura: En este caso una misma estructura puede reflejar la actividad de más de un productor, ya sea trabajando simultáneamente o bien en forma sucesiva.

- Las trazas fósiles pueden ser la única evidencia de productores de cuerpo blando: La preservación de cuerpos fósiles corresponde en la mayoría de los casos a partes duras (exo o endoesqueleto). Por el contrario, las trazas fósiles registran muy comúnmente la actividad de faunas de cuerpo blando, las cuales contribuyen sustancialmente a la biomasa de una comunidad.

- Las trazas fósiles comúnmente se preservan en rocas que carecen de cuerpos fósiles: Las condiciones de preservación requeridas por las trazas fósiles son distintas a las de los cuerpos fósiles. En particular, la diagénesis, que en algunos casos puede llevar a la destrucción de los cuerpos fósiles, puede hacer resaltar a las estructuras biogénicas, particularmente en estructuras revestidas por mucus o algún tipo de secreción que actúa como foco de precipitación de minerales.

- La misma estructura puede preservarse diferencialmente en distintos sustratos: La naturaleza del sustrato determina la viabilidad y eficiencia del método de excavación empleado e influye en forma directa en la morfología resultante de la traza fósil.

- Las trazas fósiles poseen rango facial restringido: Esta característica se aplica más a las icnocenosis que a icnotaxones individuales, poniendo en evidencia que las mismas son un reflejo de determinados parámetros ambientales y tienden a caracterizar ambientes de sedimentación.

- Las trazas fósiles poseen rango temporal extenso: La mayoría de los icnofósiles tiene un amplio rango en el registro estratigráfico, que en muchos casos abarca la totalidad del Fanerozoico. Esto no significa que los organismos productores sean los mismos ya que en realidad distintos grupos de organismos pudieron verse involucrados a lo largo del tiempo geológico.

- Las trazas fósiles raramente sufren transporte o retrabajo: Las trazas fósiles se producen y se suelen preservar en el mismo sustrato, y raramente sufren transporte (y

cuando lo hacen es muy evidente y puede brindar incluso información tafonómica muy útil), característica que contrasta notablemente con la típica preservación de los cuerpos fósiles.

#### **1.4.1. Icnofacies**

Una icnofacies consiste en una asociación de trazas fósiles que aparece recurrentemente a lo largo del tiempo geológico y que corresponde habitualmente a determinados parámetros ambientales. El modelo de icnofacies propuesto por Adolf Seilacher constituye el primer paradigma en icnología, el cual permitió encuadrar en una teoría explicativa, observaciones efectuadas en el registro fósil y en ambientes actuales. El establecimiento del paradigma icnofacial trajo aparejado una verdadera explosión de trabajos en icnología a principios de la década del setenta y un crecimiento ininterrumpido que continúa hasta nuestros días. Para muchos autores, el concepto de icnofacies es el concepto central de la icnología (Bromley, 1990, 1996; Buatois y Mángano, 2011).

El concepto de icnofacies fue desarrollado por Adolf Seilacher en las décadas de 1950 y 1960, enfocado primordialmente en sucesiones marinas (Seilacher, 1954, 1955b, 1958, 1963, 1964, 1967). El concepto fue basado en observaciones de asociaciones de trazas fósiles recurrentes sumadas al reconocimiento de que los parámetros que controlan la distribución de los productores de las trazas tienden a cambiar con el aumento de la distancia respecto a la paleocosta (Figura 1.7).

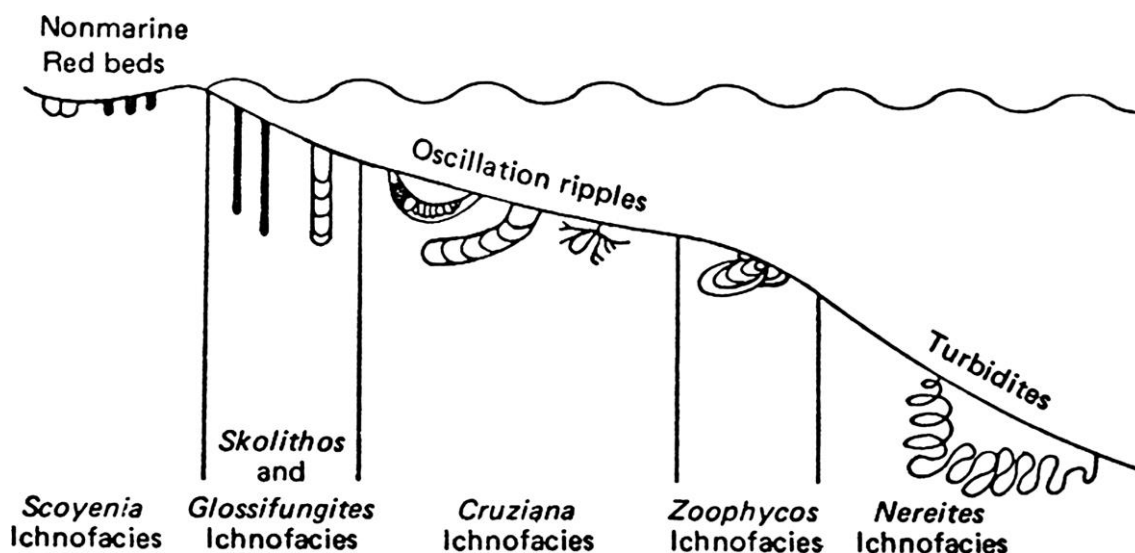


Figura 1.7- Esquema original de icnofacies propuesto por Seilacher. (Tomado de Seilacher, 1964).

Las icnofacies “Seilacherianas” fueron rápidamente tomadas como indicadores de paleobatimetrías. Sin embargo, esta aproximación inicial es errónea, pues los parámetros que controlan la distribución de los organismos productores de trazas son la consistencia del sustrato, el tamaño del grano del sedimento, la energía del ambiente en el lecho, los recursos alimenticios y su disponibilidad, la turbidez del agua, salinidad, tasas de depositación, temperatura. Estos parámetros tienden a cambiar desde una posición proximal a una distal en un ambiente marino, de ahí que se interpretara erróneamente a las icnofacies como controladas por la batimetría.

Las icnofacies son asociaciones arquetípicas que se repiten en el tiempo geológico cuando las condiciones paleoambientales son recurrentes. De todos modos, no hay una correlación directa entre icnofacies y ambiente depositacional. Las icnofacies no reflejan ambientes sino condiciones ambientales.

Al modelo original de icnofacies de Seilacher se le agregaron muchas otras con el correr de los años (sobre todo las correspondientes a ambientes continentales). Las icnofacies hasta ahora reconocidas pueden agruparse en tres grandes categorías: (1) icnofacies marinas de sustratos blandos, (2) icnofacies sustrato-controladas, (3) icnofacies continentales de invertebrados (Figura 1.8)

## MODELO DE ICNOFACIES

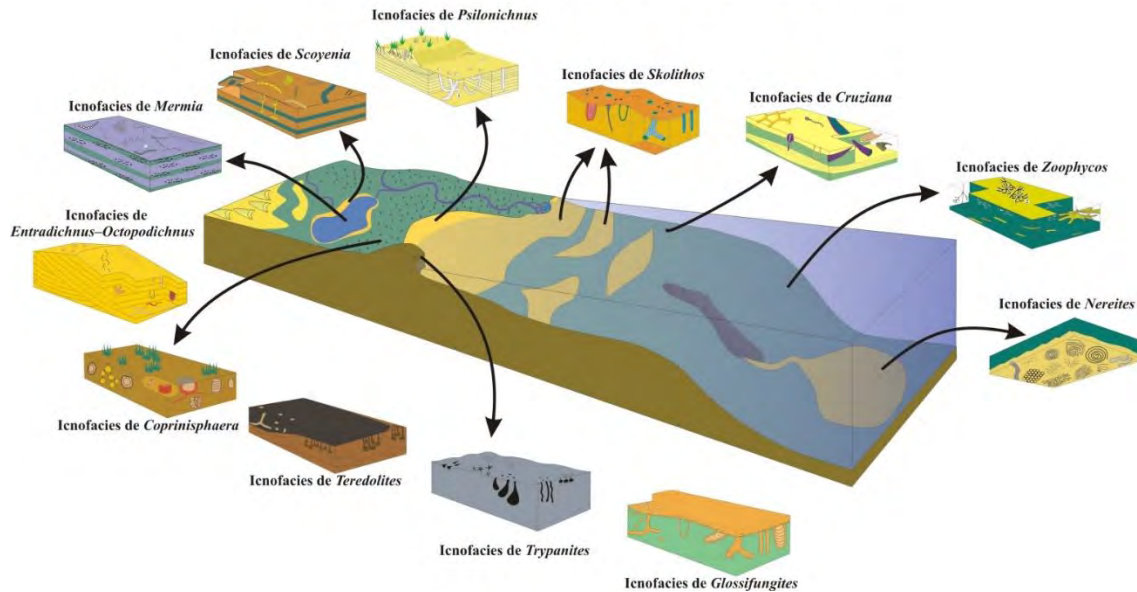


Figura 1.8. Esquema actual de icnofacies y los ambientes en los que tienen mejor representación. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

A continuación, se realizará una breve descripción de las icnofacies marinas de sustrato blando, de las icnofacies sustrato-controladas y de las de invertebrados continentales. (Buatois y Mángano, 2011).

### 1.4.1.2. Icnofacies marinas de sustratos blandos

#### Icnofacies de *Psilonichnus*

La icnofacies de *Psilonichnus* está caracterizada por: 1) dominio de estructuras de habitación predominantemente verticales, en forma de J, Y o U, producidas por cangrejos (icnogénero *Psilonichnus*); 2) presencia de tubos verticales de menores dimensiones, con celdas bulbosas basales, producidos por arácnidos; 3) presencia local de huellas de vertebrados y huellas y pistas de invertebrados; 4) trazas de raíces; 5) coprolitos; 6) baja icnodiversidad; 7) baja abundancia. (Figura 1.9)

La icnofacies de *Psilonichnus* es indicativa de una mezcla de condiciones marinas y terrestres, en zonas supralitorales a litorales superiores y/o eólicas, afectadas por tormentas o lluvias torrenciales. Está asociada a marcadas variaciones de granulometría,

energía y salinidad, tanto en ambientes clásticos como carbonáticos. Comúnmente se presenta en ambientes costeros, típicamente representados por el *backshore* de la playa y las dunas, pero también por planicies supramareales y abanicos de *washover*. Esta icnofacies es intergradacional con las zonas terrestres adyacentes al mar y con las áreas de *foreshore* caracterizadas por la icnofacies de *Skolithos*.

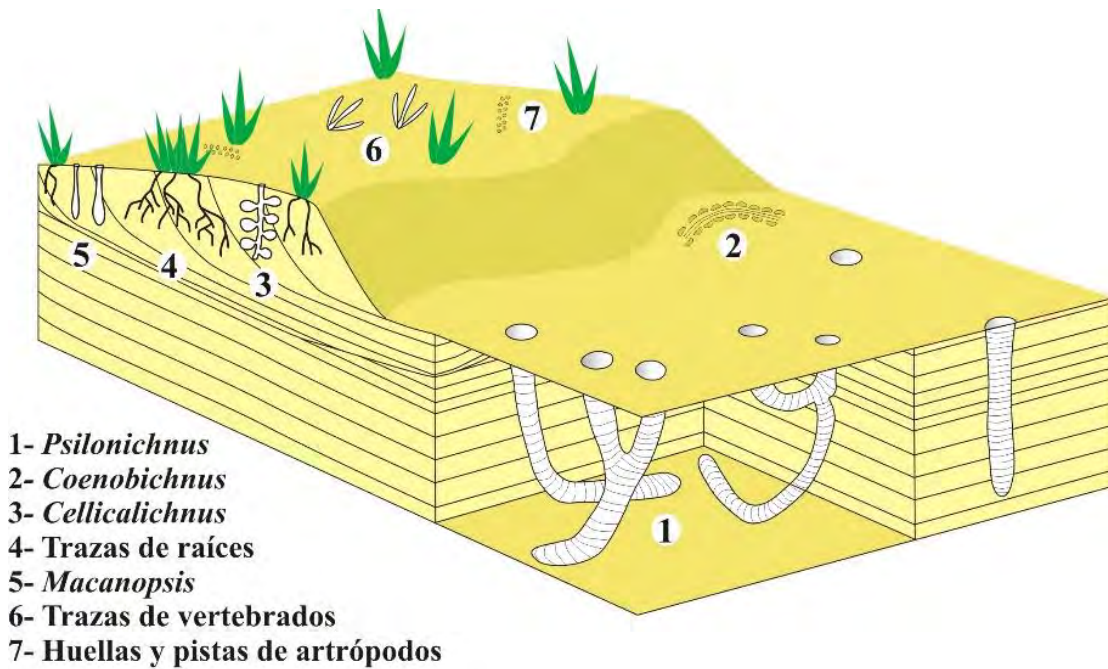


Figura 1.9. Icnofacies de *Psilonichnus*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### Icnofacies de *Skolithos*

La icnofacies de *Skolithos* está caracterizada por: 1) dominio de estructuras de habitación verticales simples, cónicas o en forma de U producidas por organismos suspensívoros y predadores pasivos; 2) presencia de tubos en U con *spreite* protrusivo y retrusivo (estructuras de equilibrio) y estructuras de escape; 3) abundancia de galerías tridimensionales dominadas por componentes verticales; 4) escasez de estructuras horizontales producidas por una fauna móvil; 5) icnodiversidad baja; 6) abundancia variable (Figura 1.10).

El dominio de excavaciones verticales de suspensívoros revela la gran abundancia de partículas orgánicas mantenidas en suspensión por olas y corrientes en una columna de agua bien oxigenada. El emplazamiento profundo de las excavaciones sugiere erosión

intensa y energía relativamente alta. La icnofacies de *Skolithos* es típica del *foreshore* al *shoreface* alto a medio en costas dominadas por oleaje. Sin embargo, condiciones similares se presentan en una amplia gama de ambientes (*offshore* intensamente afectados por tormentas, dunas o barras de arena submareales, abanicos submarinos).

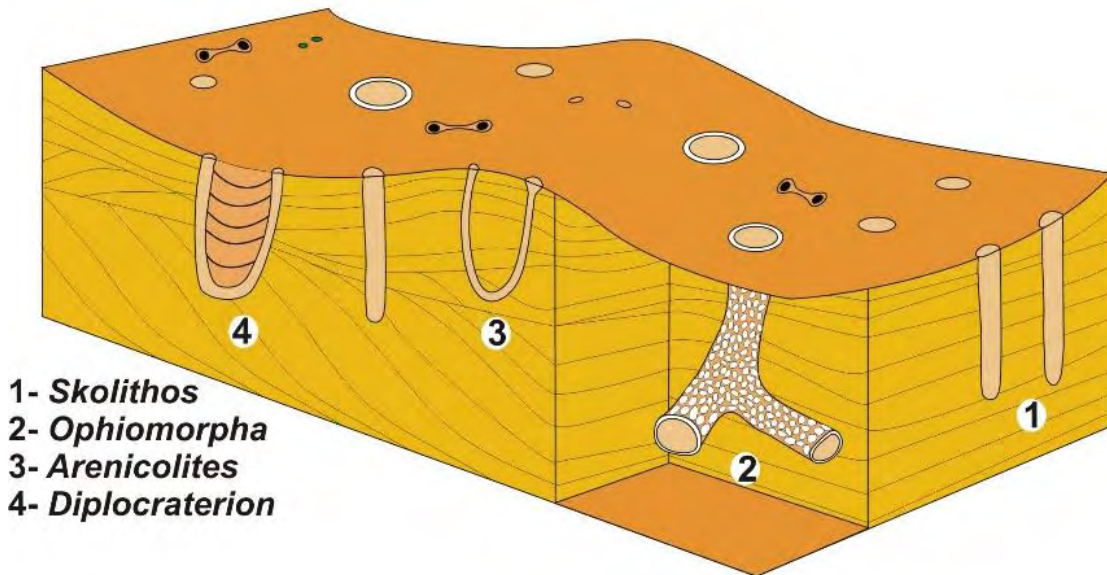


Figura 1.10. Icnofacies de *Skolithos* (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

#### Icnofacies de *Cruziana*

La icnofacies de *Cruziana* se caracteriza por: 1) dominio de trazas horizontales y presencia subordinada de estructuras verticales e inclinadas; 2) amplia variedad de categorías etológicas, incluyendo locomoción, alimentación, descanso, habitación y pastoreo; 3) dominio de estructuras de alimentación de detritívoros y depositívoros, si bien los suspensívoros y predadores también están presentes; 4) dominio de estructuras producidas por una fauna móvil y presencia subordinada de estructuras permanentes; 5) alta icnodiversidad, 6) alta abundancia (Figura 1.11).

El dominio de estructuras horizontales producidas por una fauna móvil refleja acumulación de detritos orgánicos en el sedimento bajo condiciones de baja a moderada energía. La gran variabilidad de tipos etológicos y tróficos representada por la alta diversidad y abundancia de estructuras biogénicas comúnmente refleja estabilidad ambiental y baja a moderada tasa de sedimentación. Ambientalmente esta icnofacies se

presenta desde inmediatamente por encima del nivel de base de olas normales hasta el nivel de base de olas de tormentas, en una zona que abarca desde el shoreface inferior hasta el offshore inferior en sistemas marinos dominados por el oleaje. Por el contrario, en costas dominadas por las mareas la icnofacies de *Cruziana* se dispone en una posición más proximal que la icnofacies de *Skolithos*, esencialmente entre la zona de alta y baja marea, si bien esto depende del rango mareal. La icnofacies de *Cruziana* se presenta también en áreas protegidas de ambientes marinos marginales de aguas salobres, tales como cuencas estuarinas centrales, bahías y albuferas (*lagoons*). Sin embargo, las condiciones de *stress* en estos ambientes restringidos reducen la icnodiversidad de modo dramático, resultando en asociaciones empobrecidas.

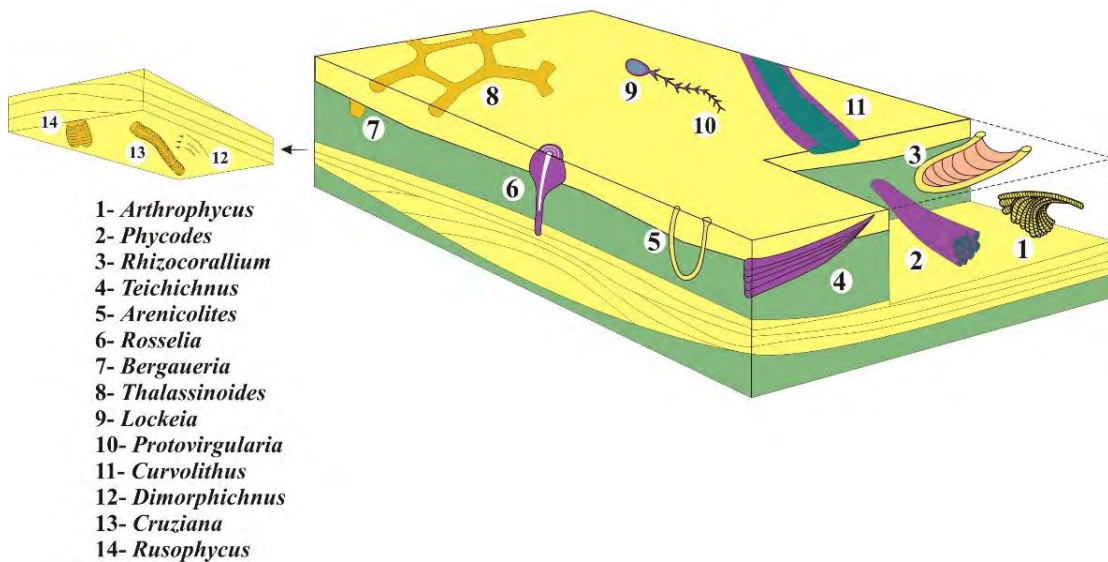


Figura 1.11. Icnofacies de *Cruziana*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### Icnofacies de *Zoophycos*

La icnofacies de *Zoophycos* se caracteriza por: 1) dominio de estructuras de alimentación relativamente simples a complejas con *spreite*; 2) presencia subordinada de trazas de pastoreo; 3) dominio de estructuras profundas de detritívoros o cultivadores; 4) baja icnodiversidad; 5) alta abundancia (Figura 1.12)

La interpretación clásica vincula la icnofacies de *Zoophycos* a condiciones de pobre oxigenación. Sin embargo, *Zoophycos* y *Chondrites* penetran profundamente

dentro del sustrato en sedimentos empobrecidos en oxígeno, pero no necesariamente indican pobre oxigenación en las aguas de fondo. También se ha propuesto que la icnofacies de *Zoophycos* se presenta en sedimentos ricos en material orgánico bajo condiciones de alto aporte de alimento que habría inhibido el desarrollo de la icnofacies de *Nereites*. En el modelo original, la icnofacies de *Zoophycos* se dispone entre las icnofacies de *Cruziana* y *Nereites*. Ambientalmente caracteriza zonas de baja energía por debajo del nivel de base de olas de tormentas, particularmente en la plataforma y el talud. Sin embargo, puede presentarse también a profundidades menores o mayores. Son comunes registros en aguas someras en mares epíricos del Paleozoico, mientras que los ejemplos de aguas profundas son más típicos en lutitas acumuladas entre eventos turbidíticos.

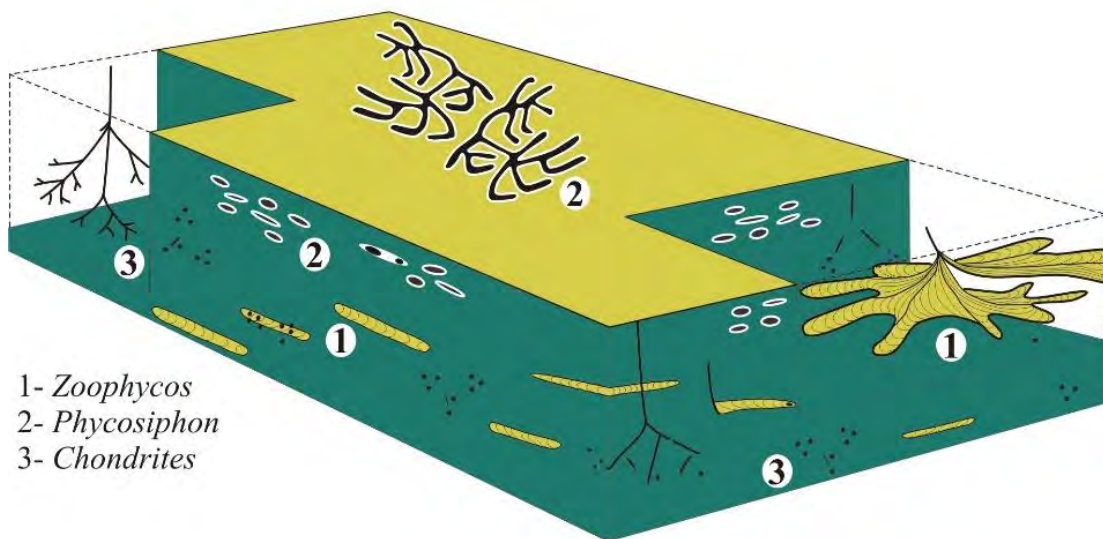


Figura 1.12. Icnofacies de *Zoophycos*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### Icnofacies de *Nereites*

La icnofacies de *Nereites* se caracteriza por: 1) dominio de grafoglíptidos complejos producidos por animales que cultivan bacterias y atrapan microorganismos; 2) presencia de sofisticadas pistas de pastoreo y trazas de alimentación de depositívoros y detritívoros; 3) dominio de estructuras someras formadas cerca de la interfase agua-

sedimento; 4) muy alta icnodiversidad; 5) alta abundancia, pero baja densidad de icnotaxones individuales (Figura 1.13)

Si bien la icnofacies de *Nereites* está claramente dominada por estructuras de emplazamiento cercano a la interfase agua-sedimento, la presencia de trazas complejas y la alta icnodiversidad indican la actividad de comunidades de clímax con tiempo suficiente para desarrollar patrones de comportamiento especializados y variados. Esto es solo posible en ambientes de gran estabilidad bajo condiciones de baja energía y buena oxigenación. A su vez, la presencia de estrategias de alimentación sofisticadas sugiere escaso aporte de alimentos. La icnofacies de *Nereites* se presenta en sistemas turbidíticos formados al pie del talud y es común en turbiditas finamente estratificadas que se acumulan típicamente en márgenes de lóbulos y *levees*.

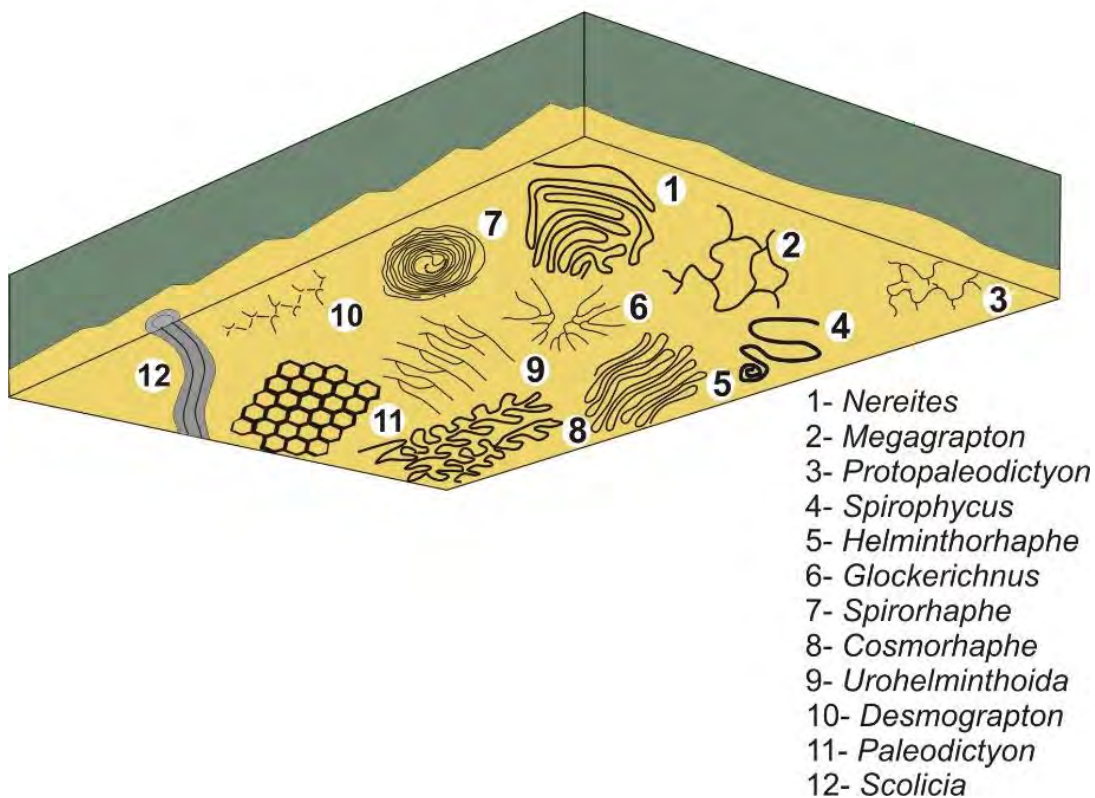


Figura 1.13. Icnofacies de *Nereites*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

#### 1.4.1.2. Icnofacies sustrato-controladas

Las icnofacies sustrato-controladas han recibido mucha atención durante los últimos tiempos luego de que se evidenció su utilidad para delinear distintas superficies en estratigrafía secuencial. A continuación, se describen las tres icnofacies sustrato - controladas: *Glossifungites*, *Trypanites*, y *Teredolites* (Buatois y Mángano, 2011)

##### Icnofacies de *Glossifungites*

La icnofacies de *Glossifungites* fue una de las icnofacies originales propuestas por Seilacher, siendo modificada posteriormente y revisada recientemente, principalmente en el contexto de sus implicaciones para la estratigrafía secuencial.

La icnofacies de *Glossifungites* está caracterizada por: 1) excavaciones de habitación de paredes netas, sin revestimiento y relleno pasivo producidas por suspensívoros o predadores pasivos; 2) dominio de excavaciones en U robustas, verticales a subverticales, simples o con spreite; 3) presencia de sistemas de excavación ramificados; 4) presencia de excavaciones con paredes ornamentadas; 5) baja icnodiversidad; 6) alta abundancia.

Los icnotaxa más comunes en esta icnofacies corresponden a los icnogéneros *Diplocraterion*, *Skolithos*, *Arenicolites*, *Gastrochaenolites*, *Thalassinoides*, *Spongeliomorpha*, y *Rhizocorallium* y más infrecuentemente los icnogéneros *Fuersichnus* y *Zoophycos*. Los excavadores de sustratos firmes incluyen varios bivalvos, crustáceos, nemerteos y poliquetos (Figura 1.14)

La icnofacies de *Glossifungites* se desarrolla en sustratos estables y cohesivos (*firmgrounds*), comúnmente fangos deshidratados y, más raramente, arenas altamente compactadas. La presencia de tubos verticales sin revestimiento penetrando en intervalos de grano fino refleja la cohesividad del sustrato. Evidencia adicional de la estabilidad del sustrato al momento de emplazamiento es proporcionada por el relleno pasivo de las excavaciones y la presencia de paredes ornamentadas con estrías, como las que se pueden observar en *Spongeliomorpha*, *Rhizocorallium*, *Fuersichnus*, *Diplocraterion*, y *Gastrochaenolites*. En depósitos siliciclásticos la icnofacies de *Glossifungites* está típicamente asociada con exhumación erosiva de depósitos previamente soterrados y muy comúnmente ligada a variaciones relativas del nivel del mar, si bien procesos erosivos autogénicos pueden ser también responsables de su generación. La colonización de estos

sustratos firmes tiene lugar durante un hiato depositacional que ocurre entre el evento erosivo y la sedimentación de la unidad suprayacente. Ejemplos típicos de la icnofacies de *Glossifungites* han sido registrados en ambientes marinos someros a marginales. Más raramente se presenta en ambientes marinos profundos asociada a la incisión de cañones submarinos. La icnofacies de *Glossifungites* arquetípica se presenta comúnmente en ambientes marinos someros o marginales de alta energía, mientras que la asociación que contiene *Zoophycos* representa una expresión distal.

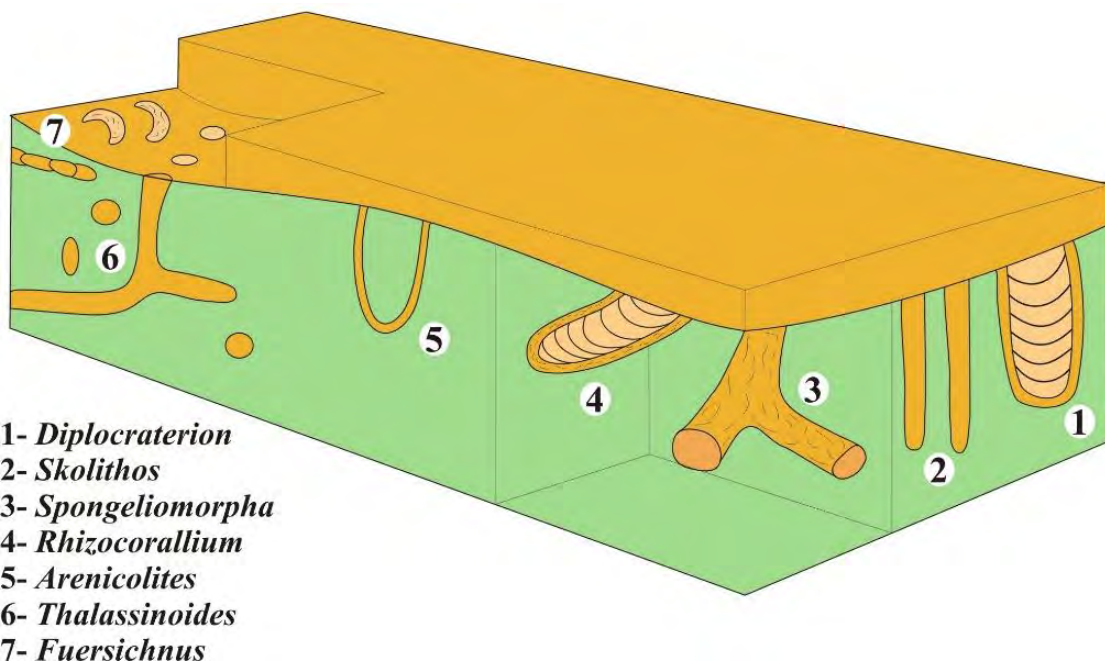


Figura 1.14. Icnofacies de *Glossifungites*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### Icnofacies de *Trypanites*

La icnofacies de *Trypanites* está caracterizada por: 1) dominio de perforaciones verticales a subverticales, cilíndricas, simples, en forma de lágrima o en forma de U, con paredes netas sin revestimiento, rellenas en forma pasiva, producidas por suspensívoros o predadores pasivos; 2) presencia de perforaciones con múltiples cámaras producidas por esponjas suspensívoras; 3) presencia de perforaciones en forma de calcetín producidas por balánidos; 4) presencia de surcos y hoyos de agarre; 5) presencia de

raspaduras generadas por pastadores algales; 6) icnodiversidad baja a moderada; 7) alta abundancia (Figura 1.15).

La icnofacies de *Trypanites* es típica de sustratos cementados y totalmente litificados, tales como *hardgrounds*, *rockgrounds* (e.g. costas rocosas), *beach rocks* y arrecifes. Está directamente asociada con diferentes tipos de discontinuidades formando superficies de omisión o superficies erosivas y por lo tanto, es de importancia en estratigrafía secuencial.

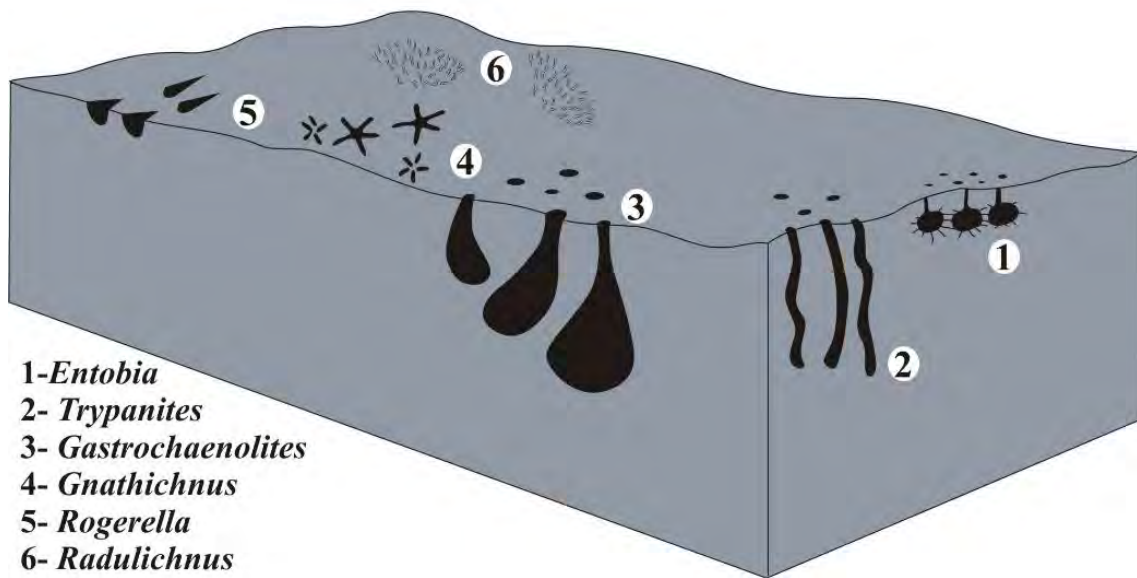


Figura 1.15. Icnofacies de *Trypanites*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011)

#### Icnofacies de *Teredolites*

La icnofacies de *Teredolites* está caracterizada por: 1) dominio de perforaciones en forma de clava; 2) paredes ornamentadas con la textura del sustrato hospedante; 3) icnodiversidad muy baja, muy comúnmente suites monoespecíficas; 4) alta densidad de perforaciones, si bien la interpenetración es rara.

La icnofacies de *Teredolites* caracteriza sustratos xílicos resistentes (madera y carbón), tales como pavimentos de troncos y depósitos carbonosos que en el registro se preservan como carbón o lignito. A diferencia de los sustratos líticos, los sustratos xílicos son flexibles, contienen materia orgánica y son rápidamente biodegradables. Típicamente, la icnofacies de *Teredolites* se asocia con superficies de omisión formadas en ambientes marinos someros y marginales, comúnmente bahías, estuarios, lagoons y

deltas. El icnogénero *Teredolites* está confinado a ambientes con salinidades variables entre salobres y totalmente marinas y aparentemente no tolera agua dulce (Figura 1.16).



Figura 1.16. Icnofacies de *Teredolites*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011)

#### 1.4.1.3 Icnofacies continentales de invertebrados

##### Icnofacies de *Scoyenia*

La icnofacies de *Scoyenia* está caracterizada por: 1) abundancia de trazas horizontales con relleno meniscado; 2) abundancia de trazas de locomoción, tanto huellas como pistas bilobadas; 3) presencia de domicilios verticales; 4) combinación de trazas de invertebrados (mayormente artrópodos), vertebrados y plantas; 5) baja a moderada icnodiversidad; 6) alta abundancia localizada (Figura 1.17) (Buatois y Mángano, 2011).

El dominio de trazas horizontales sugiere ambientes de baja energía. A su vez, la abundancia de trazas meniscadas y huellas de artrópodos es típica de sedimentos periódicamente expuestos en forma subaérea o periódicamente inundados y por lo tanto intermedios entre ambientes acuáticos y terrestres. Este escenario ambiental es consistente con las estructuras físicas asociadas, las cuales son indicadoras de periódica exposición subaérea (e.g. grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia). La icnofacies de *Scoyenia* es típica de sistemas fluviales y lacustres, si bien también se presenta en

ciertos subambientes eólicos. En ambientes fluviales se dispone en depósitos de planicie de inundación cubriendo una amplia gama de subambientes, tales como estanques, levees y abanicos de desbordamiento (*crevasse splays*). En ambientes lacustres, la icnofacies de *Scoyenia* típicamente caracteriza márgenes de lagos, encontrándose presente tanto en lagos hidrológicamente abiertos como cerrados o efímeros y permanentes. En sistemas eólicos, la icnofacies se dispone en interdunas húmedas.

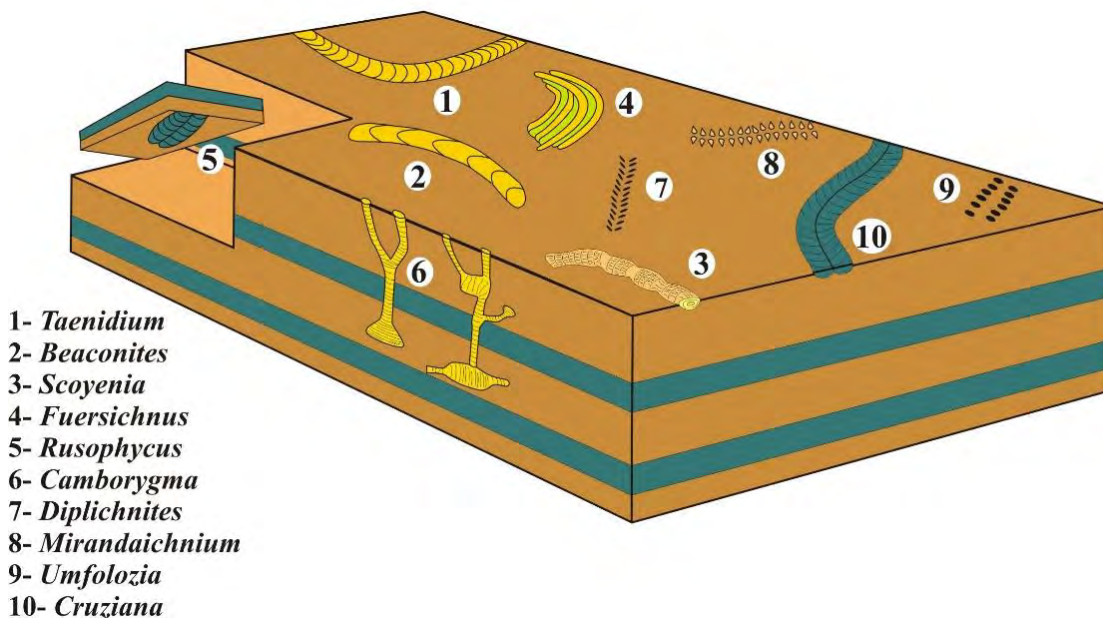


Figura 1.17. Icnofacies de *Scoyenia*.. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### Icnofacies de *Mermia*

La icnofacies de *Mermia* está caracterizada por: 1) dominio de trazas horizontales a subhorizontales de pastoreo y alimentación producidas por depositívoros y detritívoros móviles; 2) presencia subordinada de trazas de locomoción; 3) icnodiversidad relativamente alta a moderada; 4) alta abundancia; 5) bajo grado de especialización de patrones de pastoreo y alimentación (Figura 1.18) (Buatois y Mángano, 2011).

El dominio de trazas horizontales de pastoreo de detritívoros y depositívoros sugiere ambientes de baja energía. La icnodiversidad relativamente alta a moderada indica condiciones de estabilidad y buena oxigenación. Bajo condiciones de anoxia, la icnofacies de *Mermia* no se desarrolla. La icnofacies de *Mermia* tipifica zonas

permanentemente subácueas de sistemas lacustres, extendiéndose desde regiones someras a profundas. Se presenta comúnmente en sistemas lacustres siliciclásticos perennes y abiertos, pero puede desarrollarse también en lagos carbonáticos. La icnofacies también puede registrarse en cuerpos de agua formados en planicies de inundación, reflejando emplazamiento en forma subácuea. Asimismo, se la ha detectado en sistemas de fiordos bajo condiciones de agua dulce producidas por derretimiento de las masas glaciares.

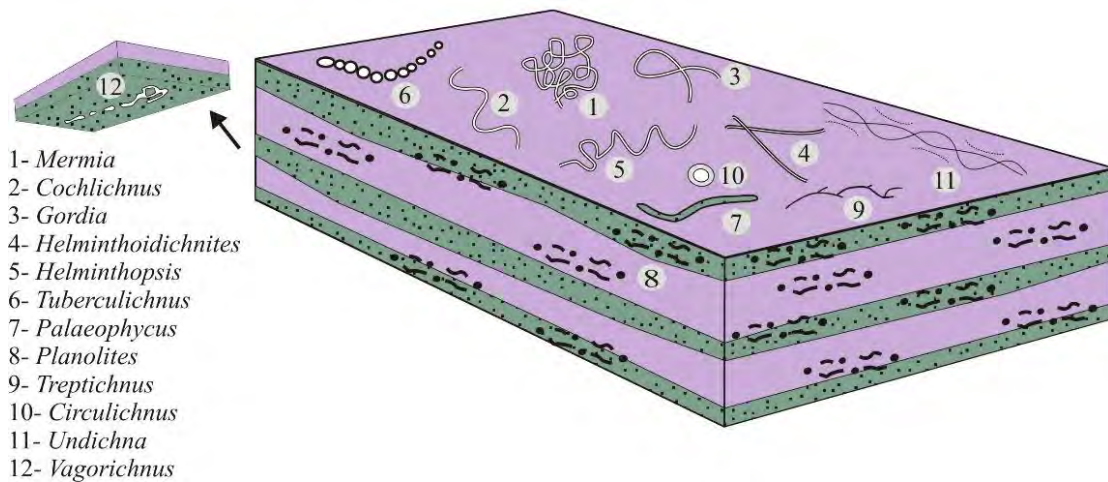


Figura 1.18. Icnofacies de *Mermia*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### Icnofacies de *Coprinisphaera*

La icnofacies de *Coprinisphaera* está caracterizada por: 1) dominio de trazas fósiles de abejas, avispas y escarabajos; 2) subordinada presencia de trazas de termitas; 3) dominio de trazas de nidada o calichnia; 4) estructuras de escalonamiento que resultan de la profundidad variable de nidificación de himenópteros, termitas y escarabajos coprófagos; 5) icnodiversidad moderada a relativamente alta; 6) alta abundancia (Figura 1.19) (Buatois y Mángano, 2011).

La icnofacies de *Coprinisphaera* es típica de paleosuelos desarrollados en paleoecosistemas de comunidades herbáceas, en un rango climático que va de condiciones secas y frías a húmedas y relativamente cálidas. Esto se debe al hecho de que los escarabajos coprófagos provisionan sus nidos con excremento de vertebrados

herbívoros. La icnofacies de *Coprinisphaera* se presenta en paleosuelos desarrollados en varios sistemas depositacionales sujetos a exposición subaérea, incluyendo planicies aluviales y ambientes eólicos.

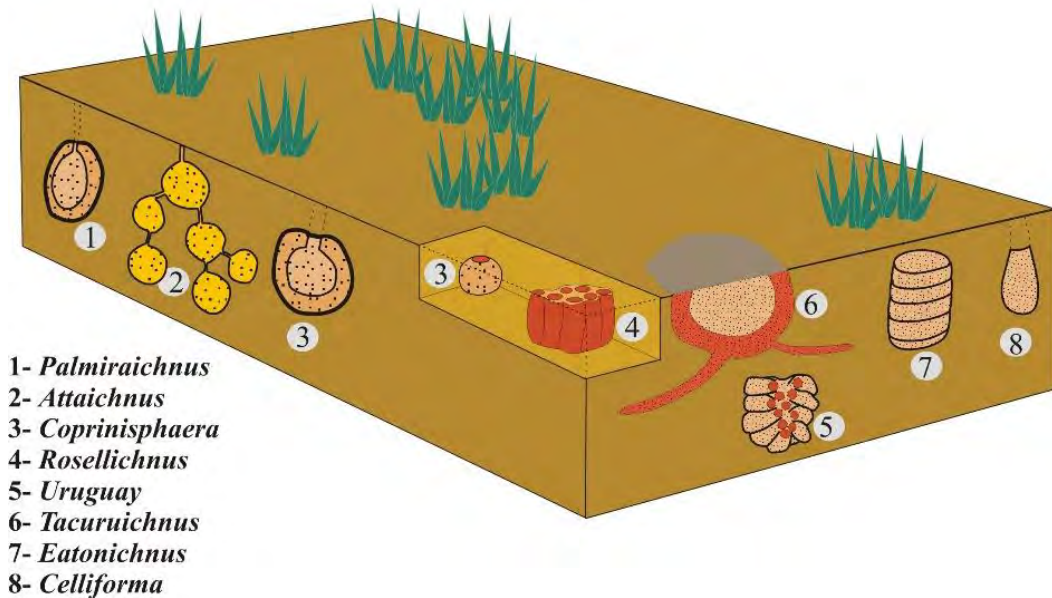


Figura 1.19. Icnofacies de *Coprinisphaera*. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011)

## 1.5. ICNOLOGÍA EN AMBIENTES MARINO-SOMEROS

Históricamente, una de las mayores fortalezas de la icnología es su utilidad en el análisis de facies y en las reconstrucciones paleoambientales. (Buatois y Mángano, 2011). Indudablemente, la icnología marina ha sido el foco principal de la mayoría de los estudios de trazas fósiles en estos aspectos. Sin embargo, el conocimiento de las icnofaunas marinas sigue siendo desperejo, ya que la mayoría de los estudios aplicados al análisis facial y las reconstrucciones paleoambientales tratan con icnofaunas de sucesiones silicoclásticas (Buatois y Mángano, 2011).

A continuación, haremos un breve resumen del estado del conocimiento actual icnológico en ambientes marinos someros regresivos

### 1.5.1. Icnología en costas dominadas por oleaje

Los ambientes marino-someros dominado por olas albergan un gran número de organismos bentónicos que pueden interactuar con el sustrato en muchas formas diferentes. Como resultado, las trazas fósiles son diversas y abundantes en depósitos de ambientes marino-someros dominados por olas (Buatois y Mángano, 2011). Es importante tener en cuenta el posterior retrabajo que pueden experimentar los depósitos costeros y de plataforma por bioturbación, ya que los organismos pueden homogeneizar la sucesión en pocos meses (Morton, 1988). En estos depósitos las trazas fósiles son diversas y abundantes, estando su distribución y preservación condicionadas por la alternancia de capas que representan variaciones en la energía del medio derivada de los sucesivos eventos de buen tiempo y tormenta (Pemberton y Frey, 1984; Vossler y Pemberton, 1989; Frey, 1990; Frey y Goldring, 1992; MacEachern y Pemberton, 1992; Pemberton *et al.*, 1992; Pemberton y MacEachern, 1997; Buatois *et al.*, 2002, 2007; Mángano *et al.*, 2005). En particular, los eventos de tormenta muestran dos suites de trazas fósiles contrastantes. Por un lado, se encuentra la suite de buen tiempo, desarrollada bajo condiciones ambientales estables, típicamente la icnofacies de *Cruziana*, mientras que la suite de trazas fósiles relacionada a depósitos de tormenta está representada por la actividad de comunidades de animales oportunistas. En general, los componentes principales de los depósitos de tormentas corresponden a trazas asignables a la icnofacies de *Skolithos*. El tope de estos depósitos puede contener altas concentraciones de *Chondrites*, lo que estaría indicando altas concentraciones de materia orgánica acumulada por el evento de tormenta (Vossler y Pemberton, 1988). Esta traza fósil también puede encontrarse en depósitos de buen tiempo, retrabajando el relleno de excavaciones de trazas fósiles correspondientes a la suite asociada a las tormentas, siendo la única evidencia de fauna residente (Buatois y Mángano, 2011).

Las costas dominadas por oleaje muestran depósitos de subambientes bien definidos con una tendencia proximal distal, desde *backshore*, *foreshore*, *shoreface*, *offshore* hasta finalmente plataforma, como se definió previamente. Las asociaciones icnológicas asimismo están bien marcadas, y se detallan a continuación.

Los ambientes de *backshore* se caracterizan por condiciones estresantes que resultan de la combinación de exposición subaérea y una rápida variación en los tipos de sustrato y niveles de energía, reflejando principalmente lluvias torrenciales y marejadas de tormenta. Esto se refleja en las icnofaunas presentes, que tienen una baja diversidad y

abundancia, y presentan estructuras producidas por animales terrestres, marinos y plantas (Frey y Pemberton, 1975). Los animales terrestres se asignan a las icnofacies de *Scoyenia* y *Coprinisphaera* y a huellas de vertebrados (Buatois y Mángano 1995, Genise *et al.*, 2000), y los animales marinos corresponden a la icnofacies de *Psilonichnus* (Frey y Pemberton, 1987).

El *foreshore* presenta condiciones de alta energía vinculada a la importante acción del oleaje. Se caracteriza por la escasa bioturbación y baja icnodiversidad (MacEachern y Pemberton, 1992; Pemberton *et al.*, 2001). La asociación monoespecífica de *Macaronichnus* es muy común en zonas localizadas (Pemberton *et al.*, 2001, Seike, 2008, 2009), y la presencia de estructuras asignadas a suspensívoros, como *Skolithos* y *Ophiomorpha* que reflejan la abundancia de partículas orgánicas puestas en suspensión por corrientes de oleaje. La icnofauna de foreshore se adscribe a la icnofacies de *Skolithos*. Sin embargo, la mayoría de los depósitos de *foreshore* no presentan bioturbación (Buatois y Mángano, 2011).

El *shoreface* está caracterizado por condiciones generales de alta energía asociadas a corrientes de oleaje normales y de tormenta. En el *shoreface* superior las icnofaunas presentan distribución escasa, baja diversidad, predominio de estructuras verticales de la icnofacies de *Skolithos* y abundancia localizada de *Macaronichnus* (MacEachern y Pemberton, 1992; Pemberton *et al.*, 2001). En el *shoreface* medio la icnofacies típica es la de *Skolithos* (MacEachern y Pemberton, 1992; Pemberton *et al.*, 2001), con una icnodiversidad e intensidad de bioturbación mayor que en el *foreshore* y *shoreface* superior. Trazas fósiles de escape también pueden estar presentes (Buatois y Mángano, 2011). En el *shoreface* inferior se presenta una fuerte variabilidad icnológica como resultado de regímenes contrastantes en términos de intensidad y frecuencia de los eventos de tormenta (MacEachern y Pemberton, 1992). En los casos en los que la acción de tormentas es escasa, predominan las asociaciones de trazas fósiles de buen tiempo (Buatois *et al.*, 2002; Carmona *et al.*, 2008), en donde la icnodiversidad es alta y las asociaciones tienden a ser dominadas por trazas de organismos infaunales. Galerías de crustáceos pueden ser abundantes, y localmente pueden encontrarse estructuras de equilibrio. En estos sistemas las icnofaunas representan estructuras de *tiering* complejas (Buatois *et al.*, 2003) y se reconoce una transición de las icnofacies de *Skolithos* a *Cruziana*.

La transición al *offshore* tiene lugar inmediatamente por debajo del nivel de base de oleaje de buen tiempo (Pemberton *et al.*, 2001), en donde la suite de *Skolithos*

relacionada a eventos de tormenta está presente, pero alternando con la icnofacies arquetípica de *Cruziana*, típica de condiciones de buen tiempo (MacEachern y Pemberton, 1992; Pemberton *et al.*, 2001) (Figura 1.20). En el *offshore* inferior las pelitas de sedimentación de fondo (*background*) se encuentran totalmente bioturbadas, mientras que los patrones de bioturbación en los depósitos de tormenta son variables (Buatois y Mángano, 2011). Aunque el grado de bioturbación y la icnodiversidad son típicamente altas, pueden estar presentes suites más empobrecidas en zonas con déficit de oxígeno (Mángano *et al.*, 2005).

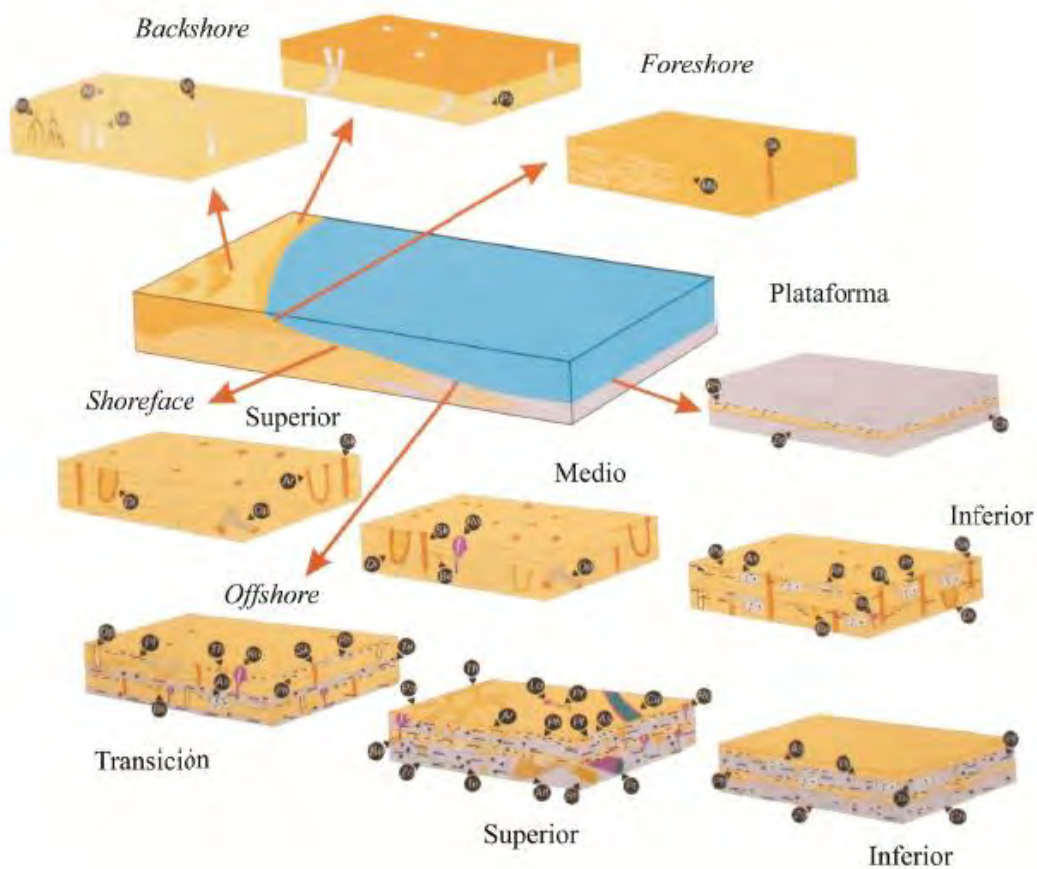


Figura 1.20. Esquema de distribución de trazas fósiles en costas dominadas por oleaje. La zona proximal del *backshore* está caracterizada por estructuras de habitación verticales con ensanchamientos bulbosos en la base, asignables a *Macanopsis* (Ma), junto con rastrilladas de artrópodos (At), rastrilladas de vertebrados (Vt) y trazas de raíces (Rt). La zona más cercana al mar del *backshore* está dominada por *Psilonichns* (Ps). El *foreshore* usualmente no está bioturbado, aunque puede tener *Skolithos* (Sk) y ocurrencias de *Macaronichnus* (Ma) con gran densidad. El *shoreface* superior puede tener bioturbación dispersa, principalmente tubos verticales como *Skolithos* (Sk), *Diplocraterion* (Di), y *Arenicolites* (Ar), así como galerías de crustáceos tales como *Ophiomorpha* (Op) dominadas por componentes verticales. El *shoreface* medio es similar al *shoreface* inferior, pero tiende a estar más bioturbado, y otros icnotaxas tales como *Bergaueria* (Be) y *Rosselia* (Ro) pueden sumarse. El *shoreface* inferior es extremadamente variable en lo que respecta a intensidad y frecuencia de las tormentas. *Asterosoma* (As), *Bergaueria* (Be), *Planolites* (Pl), *Paleophycus* (Pa), *Thalassinoides* (Th), *Rhizocorallium* (Rh), *Rosselia* (Ro), *Skolithos* (Sk) y *Diplocraterion* (Di) son componentes típicos. La transición al *offshore* es similar al *shoreface* inferior en cuanto a la composición taxonómica, pero con mayor icnodiversidad e intensidad de bioturbación. Icnogéneros como *Teichichnus* (Te) y *Phycosiphon* (Ph) pueden ser abundantes. El *offshore* superior es

muy diverso y puede incluir *Asterosoma* (as), *Arenicolites* (Ar), *Bergaueria* (Be), *Planolites* (Pl); *Curvolithus* (Cu), *Protovirgularia* (Pr), *Lockeia* (Lo), *Paleophycus* (Pa), *Artrophycus* (Art), *Phycodes* (Pc), *Thalassinoides* (Th), *Chondrites* (Ch), *Teichichnus* (Te), *Zoophycos* (Zo) y *Phycosiphon* (Ph). Los depósitos de plataforma se encuentran intensamente bioturbados, pero con muy baja diversidad de trazas fósiles, con *Chondrites* (Ch), *Zoophycos* (Zo) y *Phycosiphon* (Ph) como los componentes más comunes. (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

La plataforma se caracteriza por una bioturbación muy intensa en la que las trazas de alimentación y pastoreo de depositívoros son dominantes. Estos comportamientos están representados por trazas de la icnofacies de *Zoophycos* (MacEachern *et al.*, 1999; Pemberton *et al.*, 2001). Al igual que lo que ocurre en determinadas áreas del *offshore*, en la plataforma se pueden reconocer zonas con ausencia o muy baja bioturbación vinculada a condiciones anóxicas o disóxicas.

### **1.5.2. Icnología en costas dominadas por mareas**

Como se presentó previamente, las costas dominadas por marea presentan las siguientes divisiones: región supramareal, región intermareal (superior, media e inferior) y región submareal (Dalrymple, 1992).

La zona supramareal está caracterizada por componentes de la icnofacies de *Psilonichnus* (Frey y Pemberton, 1987). Asimismo, se hallan trazas de vertebrados, y de invertebrados terrestres asignables a las icnofacies de *Scoyenia* y *Coprinisphaera* (Buatois y Mángano, 1995; Genise *et al.*, 2000).

En la zona intermareal, la parte superior, que corresponde a la planicie fangosa, se caracteriza por presentar algunos componentes de la icnofacies de Cruziana (por ejemplo, *Psammichnites*, *Lockeia*, *Protovirgularia*), pero en general la ausencia de capas de arenisca dificulta la preservación de las trazas fósiles (Mángano *et al.*, 2002; Carmona *et al.*, 2010). La presencia de vegetación del tipo *Spartina* es frecuente, así como la migración de animales vágiles entre el ambiente supramareal e intermareal, vinculada con la búsqueda de alimentos durante los ciclos de mareas (Mángano *et al.*, 2002). Las trazas de vertebrados son muy comunes, en particular en las zonas supramareal e intermareal fangosa (Lockley *et al.*, 1994; Hunt y Lucas, 2007; Carmona *et al.*; 2013)

La zona intermedia de la zona intermareal se conoce como la planicie mixta, por estar representada por una sucesión alternante de areniscas y pelitas que dan como resultado arreglos heterolíticos de distinto espesor. El contenido icnológico está

dominado por elementos de la icnofacies de Cruziana, cuya preservación se ve favorecida por la alternancia centimétrica entre capas de areniscas y pelitas que muestran estos depósitos. Entre los componentes más frecuente se encuentran *Cruziana*, *Rusophycus*, *Psammichnites*, *Protovirgularia*, *Lockeia*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Helminthopsis*, *Helminthoidichnites*, y *Bergaueria* (Buatois y Mángano, 2011) (Figura 1.21). Las huellas de vertebrados también constituyen un elemento común dentro de esta asociación icnológica (Lockley *et al.*, 1994; Avanzini *et al.*, 2006; Carmona *et al.*, 2013).

La planicie arenosa representa la porción más distal del ambiente intermareal, y presenta la mayor variabilidad en facies sedimentarias y contenido icnológico. A diferencia de lo que ocurre en las costas dominadas por oleaje, donde los depósitos están fuertemente influenciados por la frecuencia y magnitud de los eventos de tormenta, en las costas dominadas por marea, el principal control es la intensidad de las corrientes mareales (Mángano y Buatois, 2004). La gran movilidad que tienen los sustratos que integran las planicies arenosas, favorecen la colonización de organismos suspensívoros (*Skolithos*, *Arenicolites*, *Ophiomorpha*, *Diplocraterion*) correspondientes a la icnofacies de *Skolithos* (Mángano y Buatois, 2004). La presencia recurrente de superficies de reactivación sugiere que la bioturbación tuvo ventanas de colonización de corta duración. En los casos en que se forman cortinas de fango sobre las estructuras, es frecuente que contengan *Planolites* (Buatois y Mángano, 2011).

Los complejos de canales mareales se desarrollan a lo largo de toda la planicie de mareas. Pero a diferencia de los demás ambientes, la bioturbación en los sistemas de canales mareales es muy baja debido a la elevada tasa de sedimentación y a la inestabilidad que tienen estos canales en sus márgenes (Gingras *et al.*, 1999; Mángano *et al.*, 2002).

Las zonas submareales representan las posiciones de mayor energía en costas, y debido a esto, son pocas las especies bentónicas capaces de sobrevivir en zonas con migración de formas de lecho tan activas (Wilson, 1982; 1986). En consecuencia, la diversidad faunística aumenta hacia las áreas más externas del sistema, donde se producen formas de lecho más pequeñas y con mayor presencia de fango. Como en el caso de las planicies arenosas, las trazas fósiles dominantes son las de organismos suspensívoros de la icnofacies de *Skolithos*, como *Arenicolites*, *Skolithos* y *Diplocraterion* (Buatois y Mángano, 2011). Hacia el interior de cuenca los depósitos submareales gradan a sucesiones de heterolitas de offshore o fangolitas de plataforma con desarrollo de la icnofacies de *Cruziana* y *Zoophycos* respectivamente (Buatois y Mángano, 2011).

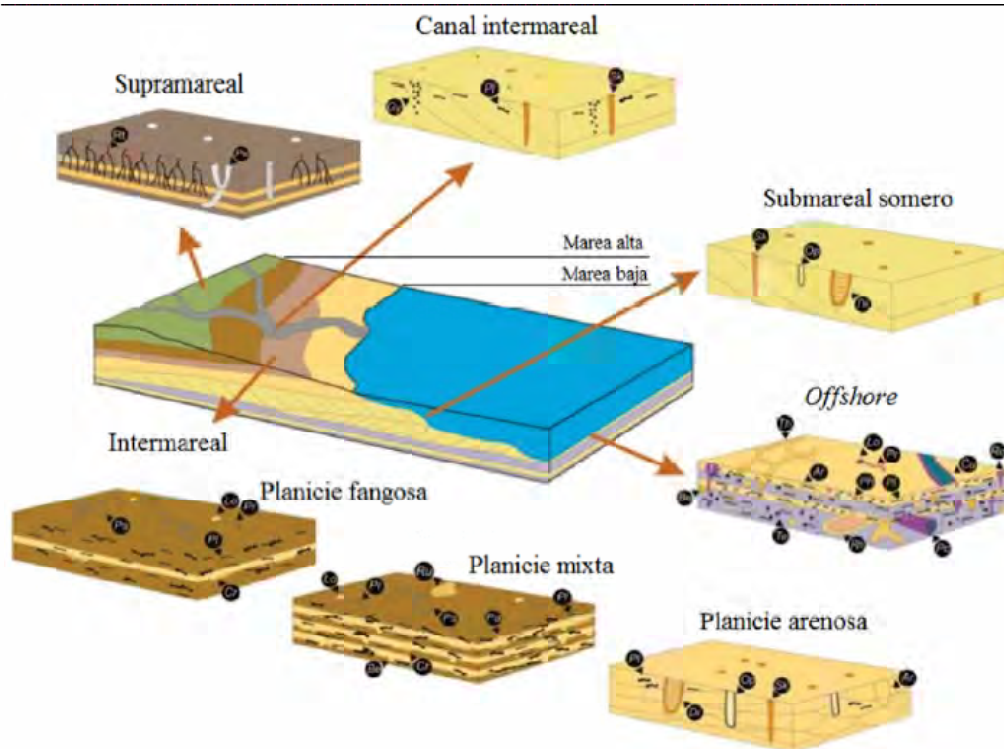


Figura 1.21. Esquema de distribución de trazas fósiles en costas dominadas por mareas. La zona supramareal puede estar intensamente bioturbada por trazas de raíces (Rt) y puede estar presente *Ptilonichnus* (Ps). Las planicies mareales están dominadas por trazas de depositívoros como *Planolites* (Pl), *Psammichnites* (Ps), *Cruziana* (Cr), *Protovirgularia* (Pr) y *Lockeia* (Lo). La planicie mixta tiene un contenido icnológico similar, aunque se pueden reconocer otros taxones, principalmente en las interfaces fangolitas-areniscas, tales como *Rusophycus* (Ru), *Paleophycus* (Pa), y *Bergaueria* (Be). La planicie arenosa es altamente variable dependiendo del régimen mareal, siendo comunes *Ophiomorpha* (Op), *Arenicolites* (Ar), *Diplocraterion* (Di), *Skolithos* (Sk) y *Planolites* (Pl). Los depósitos de canales intermareales se encuentran menos bioturbados y muestran una diversidad menor, siendo *Planolites* (Pl), *Gyrolithes* (Gy) y *Skolithos* (Sk) formas comunes. Los cueros de arena someros submareales contienen trazas verticales como *Ophiomorpha* (Op), *Diplocraterion* (Di) y *Arenicolites* (Ar). En los depósitos de offshore estos depósitos se van haciendo más finos que contienen diversas icnofaunas. Los componentes típicos de estas facies son *Arenicolites* (Ar), *Bergaueria* (Be), *Planolites* (Pl), *Curvolithus* (Cu), *Protovirgularia* (Pr), *Lockeia* (Lo), *Phycodes* (Pc), *Thalassinoides* (Th), *Rhizocorallium* (Rh), *Rosselia* (Ro), *Teichichnus* (Te) y *Phycosiphon* (Ph). (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### 1.5.3. Icnología en deltas

La información icnológica ha sido utilizada tradicionalmente para detectar stress asociado con variaciones de salinidad en ambientes marino-marginales, de ambientes de aguas salobres (principalmente estuarios), resultando en el modelo de aguas salobres (Buatois y Mángano, 2011 y las referencias allí expuestas). Sin embargo, el modelo de

aguas salobres, si bien se puede utilizar en algunos subambientes particulares de los deltas (bahías asociadas a la planicie), su uso no es extensivo a todos los ambientes deltaicos (MacEarchen *et al.*, 2005). En ese trabajo, MacEarchen *et al.* (2005), discuten los principales controles ambientales, y los procesos que representan factores de *stress* en deltas. Estos factores resultan de las interacciones de procesos fluviales, oleaje y mareales. Siguiendo la clasificación de procesos dominantes en deltas de Gallaway (1975), se listan a continuación los modelos icnológicos de deltas según proceso dominante, según lo compilado en Buatois y Mángano (2011).

#### 1.5.3.1. Icnología en deltas fluvio-dominados

Los deltas dominados por procesos fluviales son los ambientes deltaicos más estresados para la biota marina (MacEachern *et al.*, 2005; Buatois *et al.*, 2011). Esto se debe principalmente a la severidad del stress inducido por los procesos fluviales, que incluye cambios en la salinidad, alta tasa de sedimentación y turbidez del agua (Buatois y Mángano, 2011). Las icnofaunas de la planicie subaérea consisten en una combinación de trazas fósiles terrestres y de agua dulce, ya que registran condiciones en la parte del delta que se encuentra por encima de la marea alta. Por lo tanto, las icnofaunas de los canales distributarios y los desbordes se parecen mucho a las de canales fluviales y desbordes de llanuras aluviales, representando a la icnofacies de *Scoyenia*. La planicie deltaica subácea, bahías interdistributarias y las barras de desembocadura en el frente deltaico proximal muestran condiciones de aguas salobres. Por consecuencia, las icnofaunas de estos subambientes muestran características del modelo de aguas salobres. La bioturbación es escasa y la icnodiversidad muy baja. En las áreas más distales del delta (frente deltaico distal y prodelta) la influencia de las avenidas fluviales que producen fluctuaciones de salinidad siguen siendo muy importantes en deltas fluvio dominados. Es por eso que incluso en estos ambientes las icnofaunas son de la icnofacies de *Cruziana*, pero empobrecidas (MacEarchen *et al.*, 2005). Sin embargo, la ocurrencia local de icnotaxa más típicos de ambientes marinos abiertos sugieren periodos de salinidad marina normal que alternan con aquellos de salinidades más bajas producto de las descargas fluviales (Figura 1.22).

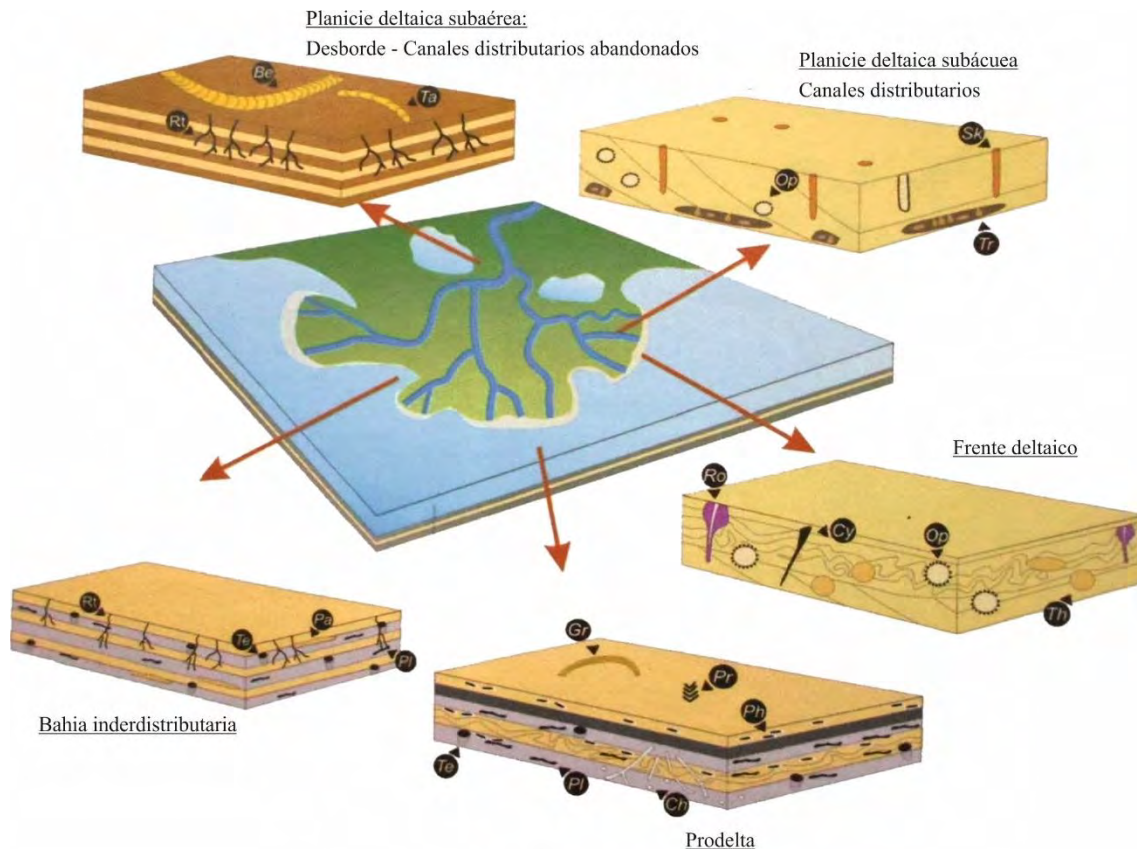


Figura 1.22. Esquema de distribución de trazas fósiles en deltas fluvio-dominados. En depósitos de canales abandonados y desbordes de canal en la planicie deltaica subaérea se reconocen típicamente *Beaconites* (Be), *Taenidium* (Ta) y trazas de raíces (Rt). En los depósitos de canales distributarios correspondientes a la planicie deltaica subácuea se encuentran *Ophiomorpha* (Op) y *Skolithos* (Sk); la presencia de *Teredolites* (Te) puede darse en fragmentos de troncos a la base de los canales. Los depósitos de bahías inderdistributarias contienen *Planolites* (Pl), *Teichichnus* (Te), *Palaeophycus* (Pa) y trazas de raíces (Rt). Los depósitos de frente deltaico hospedan *Rosselia* (Ro), *Ophiomorpha* (Op), *Cylindrichnus* (Cy) y *Thalassinoides* (Ta). En el prodelta *Teichichnus* (Te), *Planolites* (Pl), *Phycosiphon* (Ph), *Protovirgularia* (Pr), *Chondrites* (Ch) y *Gyrochorte* (Gy) son comunes (tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### 1.5.3.2. Icnología en deltas dominados por oleaje

Los deltas dominados por olas son los que menor factores de *stress* presentan. En la planicie deltaica las icnofaunas son iguales a las de deltas fluvio-dominados, aunque como los desbordes son menores debido a la mayor estabilidad de los canales, las icnofacies de *Scoyenia* no tienen tanta representación. El mayor *stress* se presenta en la planicie subácuea, que es el lugar donde se desarrollan asociaciones de trazas fósiles características de aguas salobres (modelo de agua salobre), con baja icnodiversidad (incluso monoespecíficas), trazas típicamente marinas, trazas infaunales, estructuras simples, mezcla de trazas verticales y horizontales de las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana* (MacEarchen *et al.*, 2005) (Figura 1.23).

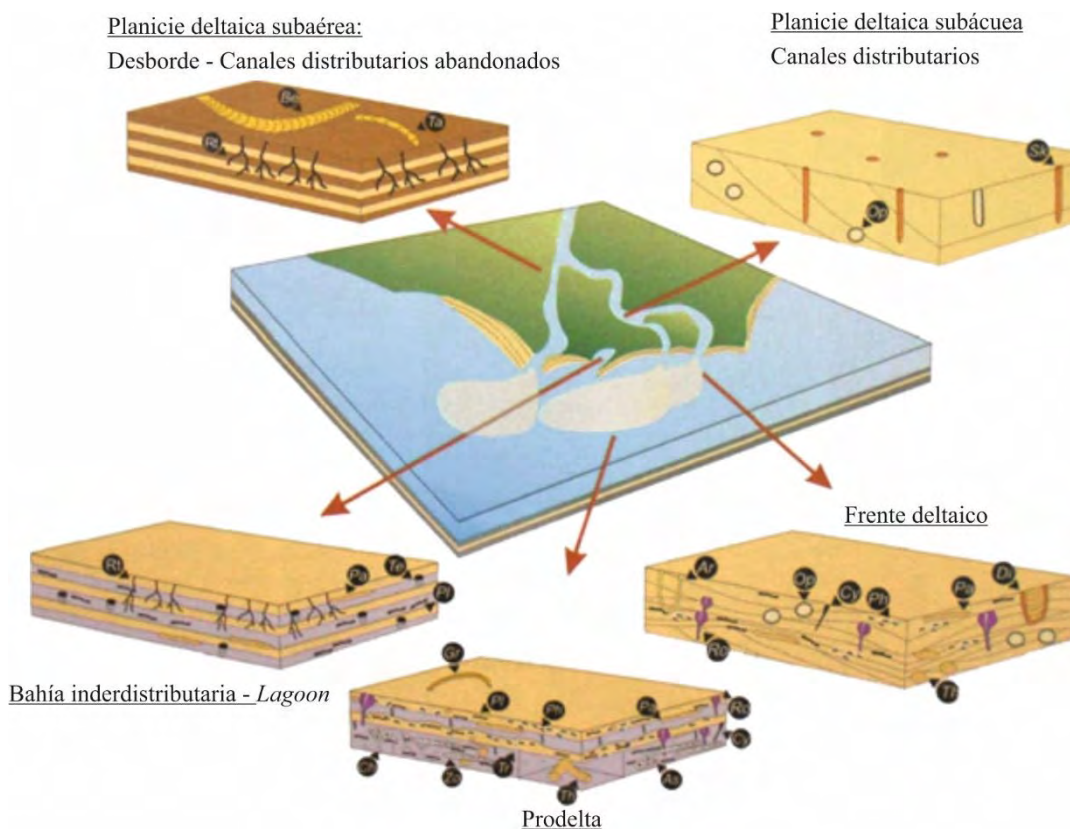


Figura 1.23. Esquema de distribución de trazas fósiles en deltas dominados por oleaje. En la planicie deltaica subaérea se encuentran *Beaconites* (Be), *Taenidium* (Ta) y trazas de raíces (Rt). En la planicie deltaica subácuea, *Ophiomorpha* (Op) y *Skolithos* (Sk). Los depósitos de bahías inderdistributarias y *lagoon* pueden contener *Planolites* (Pl), *Teichichnus* (Te), *Palaeophycus* (Pa) y trazas de raíces (Rt). En los depósitos de frente deltaico pueden encontrarse *Rosselia* (Ro), *Ophiomorpha* (Op), *Cylindrichnus* (Cy), *Thalassinoides* (Th), *Palaeophycus* (Pa), *Diplocraterion* (Di), *Phycoshipon* (Ph) y *Arenicolites* (Ar). En el prodelta se observan *Teichichnus* (Te), *Planolites* (Pl), *Phycoshipon* (Ph), *Chondrites* (Ch), *Protovirgularia* (Pr), *Zoophycos* (Zo), *Trichichnus* (Tr), *Asterosoma* (As), *Thalassinoides* (Th), *Palaeophycus* (Pa) y *Gyrochorte* (Gr). (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

### 1.5.3. 3. Icnología en deltas dominados por mareas

En cuanto a las trazas fósiles, la planicie deltaica subaérea es similar a la de los deltas fluvio-dominados y dominados por oleaje, con trazas de agua dulce y elementos terrestres (principalmente de icnofacies de *Scoyenia*). En la planicie deltaica subácuea los factores de stress principales son la floculación de arcillas y la depositación de flujos de fango (MacEarchen *et al.*, 2005). El frente deltaico y el prodelta presentan elementos de la icnofacies de *Cruziana* (MacEarchen *et al.*, 2005; Carmona *et al.*, 2008, 2009). Las barras y dunas submareales de alta energía no tienen bioturbación o presentan pocos elementos asignables a la icnofacies de *Skolithos*, que marcan pequeñas ventanas de

colonización entre episodios de sedimentación. En los momentos entre mareas donde se produce depositación de fangos, se puede presentar bioturbación escasa, de baja icnodiversidad y con tamaños reducidos (MacEarchen *et al.*, 2005). Una estructura particular que se da en ambientes dominados por marea es la presencia de depósitos tidales rítmicos como relleno pasivo dentro de trazas fósiles, como por ejemplo, dentro de galerías de *Ophiomorpha* (Wetzel *et al.*, 2014; Gingras *et al.*, 2015; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2019) (Figura 1.24).

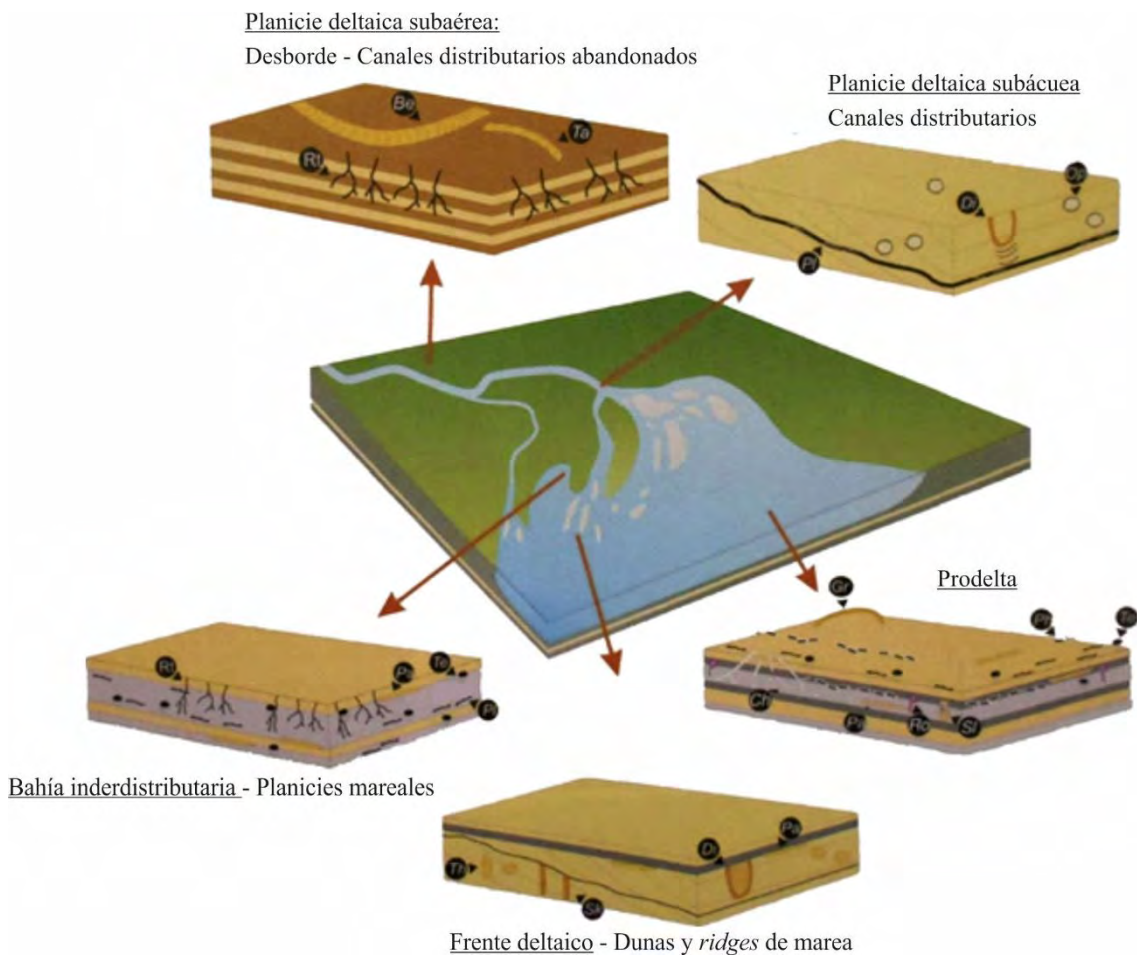


Figura 1.24. Esquema de distribución de trazas fósiles en deltas dominados por mareas. Los depósitos en la planicie deltaica subaérea pueden contener *Beaconites* (Be), *Taenidium* (Ta) y trazas de raíces (Rt). Los depósitos de canales distributarios en la planicie deltaica subácuea pueden contener *Ophiomorpha* (Op) y *Diplocraterion* (Di); *Planolites* (Pl) puede encontrarse en cortinas de fango en los *foresets*. Los depósitos de bahías interdistributarias y de planicies mareales exhiben comúnmente *Planolites* (Pl), *Teichichnus* (Te), *Palaeophycus* (Pa) y trazas de raíces (Rt). Depósitos de dunas y *ridges* de marea del frente deltaico hospedan ejemplares de *Thalassinoides* (Th), *Palaeophycus* (Pa), *Diplocraterion* (Di) y *Skolithos* (Sk). Los depósitos de prodelta muestran varios icnotaxones como *Teichichnus* (Te), *Phycosiphon* (Ph), *Chondrites* (Ch), *Rosselia* (Ro), *Palaeophycus* (Pa), *Scalichnus* (SI) y *Gyrochorte* (Gr). (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

## 1.6. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

La estratigrafía secuencial es una metodología que emplea patrones de apilamiento de estratos y superficies limitantes clave para erigir un marco conceptual que permite realizar reconstrucciones paleogeográficas y la predicción de facies y litologías alejadas de los puntos de control. Esta metodología vincula cambios en patrones de apilamiento de estratos en respuesta a la variación de espacio de acomodación y aporte de sedimentos a lo largo del tiempo, mientras que las superficies limitantes representan interrupciones o cambios en la arquitectura deposicional (Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2011). El concepto de acomodación es fundamental para la estratigrafía secuencial e indica la cantidad de espacio disponible para que los sedimentos se acumulen, más precisamente es el espacio entre la superficie del terreno (subaérea o subácuea) y la superficie hipotética que determina el límite superior que puede alcanzar el relleno sedimentario (Jervey, 1988). Los cambios en acomodación son controlados por cambios en el nivel relativo del mar (RSL), que se resulta de la interacción de eustasia y tectonismo (Posamentier y Allen, 1999).

A diferencia de los métodos analíticos de litoestratigrafía y biostratigrafía que implican subdivisiones objetivamente lo más libres de interpretación que sea posible, la estratigrafía secuencial es un enfoque analítico genético, basado en procesos, de la interpretación estratigráfica que implica necesariamente modelos conceptuales de deposición (Catuneanu, 2011).

La metodología de la estratigrafía secuencial está diseñada para ser empleada en escalas diferentes, y como resultado, los conjuntos de datos utilizados varían desde afloramientos, testigos coronas, registros geofísicos y datos sísmicos. Los datos icnológicos se limitan a las observaciones a escala de testigos corona y de afloramiento y pueden aplicarse a problemas de la misma escala de observación que la sedimentología. El control fuerte de la facies sobre el carácter y la distribución de trazas fósiles permite que estos datos se integren con la sedimentología física para producir interpretaciones de deposición más precisas de las unidades sedimentarias (Pemberton *et al.*, 2004, 2005; Buatois y Mángano, 2011; Knaust y Bromley, 2012)

### 1.6.1. Aplicaciones de la icnología en estratigrafía secuencial

Las principales aplicaciones de la icnología en la estratigrafía secuencial son dos. La primera aplicación implica el reconocimiento de discontinuidades. Dentro de estas discontinuidades, el uso más extendido es la identificación de suites sustrato-controladas que demarcan discontinuidades erosivas correspondientes a superficies estratigráficamente significativas (suites de omisión) (MacEachern *et al.*, 2012). El uso más sutil, y se basa en la identificación de suites de sustratos blandos yuxtapuestas que no reflejan ambientes de deposición originalmente adyacentes (es decir, las sucesiones de suites que contravengan la Ley de Walther), y por lo tanto demarcan discontinuidades no erosivas (MacEachern *et al.*, 2012). Las trazas fósiles, cuando se usan conjuntamente con estructuras sedimentarias primarias, son útiles en la delineación e interpretación de facies y asociaciones de facies. La colonización infaunal de discontinuidades proporciona información crítica sobre el origen de la discontinuidad y las condiciones paleoambientales que siguieron.

El segundo uso de la icnología en la estratigrafía secuencial está relacionado con la caracterización de parasecuencias (ver más adelante).

### 1.6.2. Suites de omisión

Las suites de omisión marcan un registro discontinuo de la acumulación de sedimentos y / o de su conservación. La omisión generalmente corresponde a *bypass* de sedimentos, exhumación erosiva, falta de sedimentos (*sediment starvation*) y/o exposición subaérea, típicamente implicando cambios en la consistencia del sustrato. La consistencia del sustrato constituye uno de los factores más importantes que controlan la distribución de organismos en ambientes sedimentarios, por lo tanto, los cambios en el sustrato debido a la omisión conducen a icnocenosis fundamentalmente diferentes (Dashtgard y Gingras, 2012). Por consiguiente, las suites de omisión pueden ayudar a reconocer algunas de las superficies limitantes clave en marcos estratigráficos secuenciales, ya que tales superficies se asocian comúnmente con erosión, prolongada no deposición o exposición subaérea, como superficie regresiva de erosión marina (RSME), superficie de ravinamiento de marea (TRS), superficie de ravinamiento de olas (WRS) y superficie de máxima inundación (MFS), o superficie de exposición subaérea (SU) (MacEachern *et al.*, 2007). (Figura 1.25)

Gran parte de la literatura existente se ha centrado en el uso de las suites de omisión para interpretar RSME, TRS y WRS, ya que muestran una exhumación erosiva o un *bypass* significativo de sedimentos dentro de un medio marino o marino marginal. Sin embargo, existe la posibilidad de que la SU se identifique mediante la presencia de suites continentales de omisión (por ejemplo, icnofacies de *Coprinisphaera* o de *Scoyenia*) sobreimprimiendo facies marinas o marinas marginales del HST anterior (Buatois y Mángano, 2011; Buatois *et al.*, 1998; Pemberton *et al.*, 1992). Las suites de omisión se reconocen sobre la base de alguna combinación de las siguientes características: (1) trazas fósiles que cortan transversalmente tanto la fábrica sedimentaria primaria como la suite de trazas fósiles del palimpsesto; (2) trazas fósiles que se llenan pasivamente con sedimentos derivados de la discontinuidad; (3) trazas fósiles comúnmente sin revestimiento; (4) trazas fósiles comúnmente de paredes bien definidas y que pueden contener bioglifos (por ejemplo, arañazos); (5) trazas fósiles que ocurren en litologías que no podrían o no deberían albergar tales agrupaciones etológicas en sus consistencias de *softgrounds* originales (por ejemplo, estructuras de alimentación de vivienda / suspensión en pelitas); (6) las trazas fósiles son perforaciones; (7) las trazas fósiles muestran poca o ninguna compactación post-deposicional; y 8) las trazas fósiles están asociadas con costras mineralizadas y / o biota incrustante (Bromley, 1975; Pemberton *et al.*, 1980; MacEachern *et al.*, 1992a; Taylor *et al.*, 2003; McIlroy, 2004; Pemberton y MacEachern, 1995, 2005).

Las suites de omisión son más evidentes cuando se desarrollan en superficies duras (icnofacies de *Trypanites*) y tejido leñoso (icnofacies de *Teredolites*). Tales suites se vuelven progresivamente más difíciles de discernir cuando se forman en sustratos duros y firmes (icnofacies de *Glossifungites* en *firmgrounds* y *stiffgrounds*). Las suites de palimpsesto son, por lo general, las más difíciles de identificar. Se debe tener mucho cuidado en la diferenciación de las suites palimpsestos de *softground* de los sucesivos *tiers* que atraviesan diferentes capas en una asociación de trazas contemporáneas; la evaluación detallada de la icnofábrica puede facilitar esta distinción (Buatois y Mángano, 2011; McIlroy, 2004; Taylor y Goldring, 1993; Taylor *et al.*, 2003). (Figura 1.25).

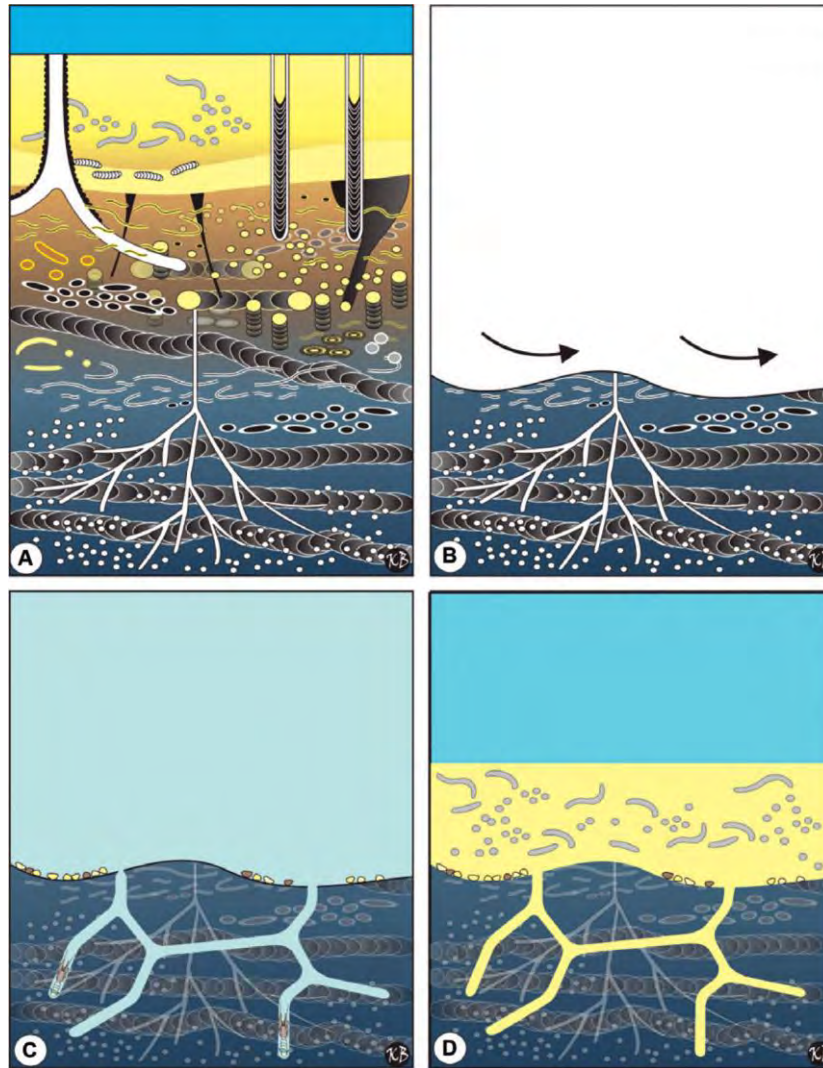


Figura 1.25. Desarrollo esquemático de una suite de omisión erosionada exhumada. (A) Substrato fangoso es enterrado, deshidratado y compactado. (B) La exhumación erosional expone un sustrato firme. (C) La colonización de la superficie discontinua por infauna ocurre durante un hiato deposicional. (D) Enterramiento del *firmground* y relleno de estructuras de omisión. La suite de omisión en este modelo es atribuible a la icnofacies de *Glossifungites*. (Tomado de MacEachern *et al.*, 2012).

### 1.6.3. Reconocimiento de superficies de discontinuidad

En el reconocimiento de discontinuidades estratigráficas resulta de vital importancia la identificación de icnofacies sustrato-controladas, tales como las icnofacies de *Glossifungites*, *Trypanites* y *Teredolites*. De las tres icnofacies sustrato-controladas, la de *Glossifungites* es la que más se ha empleado en estratigrafía secuencial (MacEachern *et al.*, 1992a; Pemberton *et al.*, 1984, 1995, 2004).. La icnofacies de *Glossifungites* se desarrolla en sustratos firmes, no litificados, tales como fangos deshidratados. En

sedimentos siliciclásticos, la pérdida de agua resulta del soterramiento y, si son exhumados por erosión posterior, los sustratos se vuelven disponibles para la colonización por parte de los organismos (MacEachern *et al.*, 1992b). En el caso de sedimentos carbonáticos, la presencia de la icnofacies de *Glossifungites* (e incluso la de *Trypanites*) no indica necesariamente exhumación erosiva, sino procesos diagenéticos tempranos que pueden tener lugar en la interfase agua-sedimento (Bromley, 1975; Mángano y Buatois, 1991). Por su parte, los sustratos de madera están conformados por clastos xílicos o matas entrelazadas de vegetación, que forman sustratos elásticos no necesariamente exhumados erosivamente (Buatois y Mángano, 2011).

Los elementos de la icnofacies sustrato-controlada típicamente cortan una suite de sustrato blando preexistente y, por lo tanto, reflejan condiciones posteriores a la depositación inicial de la unidad y a la erosión de la misma. La asociación sustrato-controlada se desarrolla de este modo durante un hiato entre el evento erosivo (que exhumó el sustrato) y la depositación de la unidad suprayacente. Durante este lapso, el sustrato deshidratado y/o cementado es colonizado por los organismos (MacEachern *et al.*, 1992). La icnofacies de *Glossifungites* es generalmente fácil de identificar en testigos corona, disponiéndose en interfases litológicas, (típicamente pelitas suprayacidas por areniscas o conglomerados). En estos casos se observan excavaciones de paredes abruptas, sin revestimiento, que se disponen en el sedimento fino, y que son rellenadas en forma pasiva por el material más grueso de la unidad suprayacente (Buatois y Mángano, 2011). Sin embargo, la icnofacies de *Glossifungites* puede ocurrir también en areniscas (Pemberton *et al.*, 2004).

La exhumación erosiva puede ocurrir como resultado de mecanismos autogénicos o alogénicos. Dentro del primer grupo de procesos quedan comprendidos la migración lateral de canales fluviales o mareales; dentro del segundo grupo encontramos incisión de valles fluvio-estuarinos, incisión de cañones submarinos y desplazamiento erosivo del shoreface hacia el continente durante transgresiones y hacia el mar durante regresiones forzadas (Catuneanu, 2006; 2011). En sistemas depositacionales siliciclásticos, las variaciones del nivel del mar son el mecanismo alogénico más común por el cual se generan superficies con la icnofacies de *Glossifungites*. Por lo tanto, el reconocimiento de estas discontinuidades es fundamental en estratigrafía secuencial (Pemberton *et al.*, 1985, 2004, 2005).

Mientras la identificación de la icnofacies sustrato-controlada permite el reconocimiento de una discontinuidad erosiva, la interpretación genética de dicha superficie requiere del análisis detallado de las asociaciones de icnofósiles de sustratos blandos que se presentan en las unidades subyacentes y suprayacentes (MacEachern *et al.*, 1992b; Pemberton *et al.*, 2004). En tal sentido, deben registrarse todo tipo de cambios en aspectos tales como comportamiento de los organismos (e.g. estrategia de alimentación, estilo de habitación), icnodiversidad (la cual refleja el *stress* ambiental), abundancia y profundidad de las estructuras. La evaluación de estas evidencias posibilita la detección del tipo o tipos de fluctuaciones en el nivel del mar condujeron a la exhumación erosiva del sustrato (Buatois y Mángano, 2011).

#### **1.6.4. Caracterización icnológica de parasecuencias**

Una parasecuencia es una sucesión de capas o conjunto de capas genéticamente relacionadas limitadas por superficies de inundación (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990). Una superficie de inundación es un contacto entre facies que marca un abrupto incremento en la profundidad del agua y, consecuentemente, un abrupto cambio a facies relativamente más distales en la parte superior (Catuneanu, 2006). El concepto de parasecuencias se aplica a ambientes costeros y de aguas poco profundas donde las superficies de inundación se pueden formar (Posamentier y Allen, 1999). Como se señaló anteriormente, el reconocimiento de los cambios en la icnofauna a lo largo de una sucesión puede ayudar a identificar una parasecuencia (Buatois y Mángano, 2011).

El uso de la icnología para delinear parasecuencias se basa en el hecho de que las asociaciones de trazas fósiles son excelentes indicadores de condiciones ambientales que generalmente cambian en función de un gradiente batimétrico. En parasecuencias de ambientes clásticos marinos someros, se dan dos situaciones distintas dependiendo del proceso deposicional predominante: costas dominadas por el oleaje y costas dominadas por las mareas (Buatois y Mángano, 2011).

##### **1.6.4.1. Parasecuencias en ambientes dominados por oleaje**

Una parasecuencia en ambientes dominados por el oleaje es grano y estrato-creciente, reflejando progradación de la línea de costa (Van Wagoner *et al.*, 1990). En

términos de factores ambientales asociados, cada parasecuencia refleja un progresivo incremento vertical de la energía hidrodinámica, grado de oxigenación, cantidad de partículas orgánicas en suspensión, contenido de arena y movilidad del sustrato, factores que controlan la distribución de trazas fósiles (Pemberton *et al.*, 1992; Mángano *et al.*, 2002, 2005). Una parasecuencia idealizada en un ambiente marino abierto dominado por el oleaje pasa gradualmente, de base a tope, desde la icnofacies de *Cruziana* distal en offshore inferior, una icnofacies de *Cruziana* arquetípica en el offshore superior y en la transición al offshore, una icnofacies de *Cruziana* proximal parcialmente combinada con la de *Skolithos* en el shoreface inferior, la icnofacies de *Skolithos* desde el shoreface medio al foreshore, y la icnofacies de *Psilonichnus* a lo largo del backshore (MacEachern y Pemberton, 1992; MacEachern *et al.*, 1999; Mángano *et al.*, 2002, 2005). Sin embargo, esta parasecuencia ideal es la excepción más que la regla porque no todos los subambientes están representados en cada parasecuencia (Buatois y Mángano, 2011). La zonación ambiental está basada en las características de la icnofauna residente, pero a su vez debe considerarse el desplazamiento hacia zonas distales de la icnofacies de *Skolithos* como respuesta a eventos de tormenta (Pemberton *et al.*, 1997)(Figura 1.26).

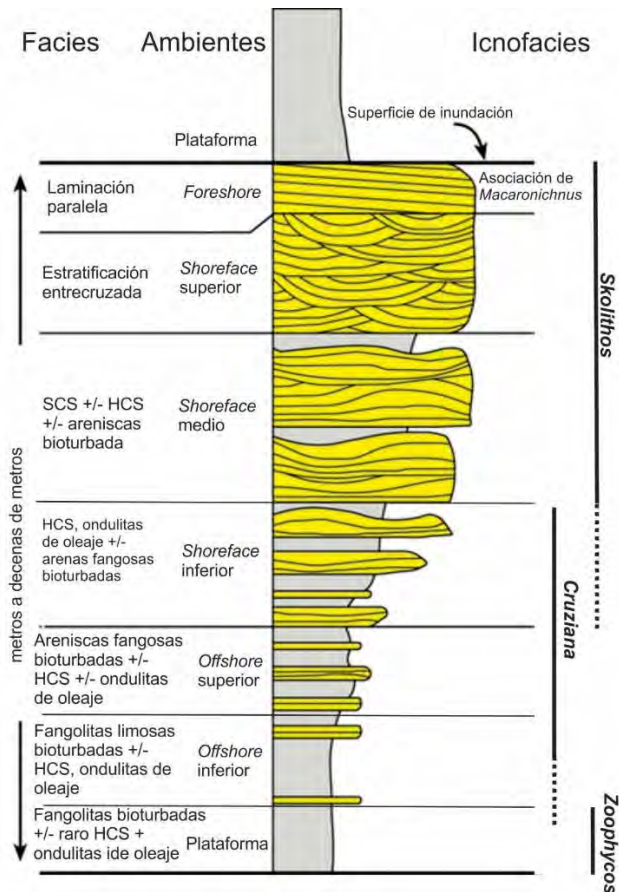


Figura 1.26. Modelo de parasecuencias dominadas por oleaje con las icnofacies que se desarrollan en cada ambiente. (Tomado y modificado de Van Wagoner, 1990 y Buatois y Mángano, 2011)

#### 1.6.4.2. Parasecuencias en ambientes dominados por mareas

Una parasecuencia en ambientes dominados por las mareas es grano y estrato-decreciente, reflejando progradación de la planicie mareal (Van Wagoner *et al.*, 1990). El máximo de energía se presenta en la zona submareal y no en la intermareal. En términos de factores ambientales asociados, cada parasecuencia refleja un progresivo decrecimiento vertical de la energía hidrodinámica, grado de oxigenación, cantidad de partículas orgánicas en suspensión, contenido de arena y movilidad del sustrato, factores que controlan la distribución de trazas fósiles. El reemplazo vertical de icnofacies en una parasecuencia dominada por mareas es opuesto al de una dominada por el oleaje (Mángano *et al.*, 2002, 2005; Mángano y Buatois, 2004). Una parasecuencia idealizada en un ambiente marino abierto dominado por mareas se inicia con cuerpos de arenas

submareales no bioturbados que hacia arriba contienen superficies de colonización con asociaciones de baja diversidad de la icnofacies de *Skolithos*. Por encima se disponen depósitos de planicies mareales arenosas que contienen una mezcla de elementos de las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana*. La icnofacies de *Cruziana* se vuelve dominante en los depósitos de planicie mareal mixta, si bien la icnodiversidad puede no ser necesariamente alta. El intervalo superior de la parasecuencia generalmente consiste en fangolitas con trazas de raíces y elementos de la icnofacies de *Psilonichnus* (Mángano y Buatois, 2004). En sistemas de alta energía, los sectores intermareales inferiores tienden a estar dominados por elementos de la icnofacies de *Skolithos*, que resultan ser similares a los depósitos submareales desde un punto de vista icnológico. En contraste, en condiciones de baja energía, las zonas intermareales inferiores están dominadas por la icnofacies de *Cruziana* (Figura 1.27) (Buatois y Mángano, 2011).

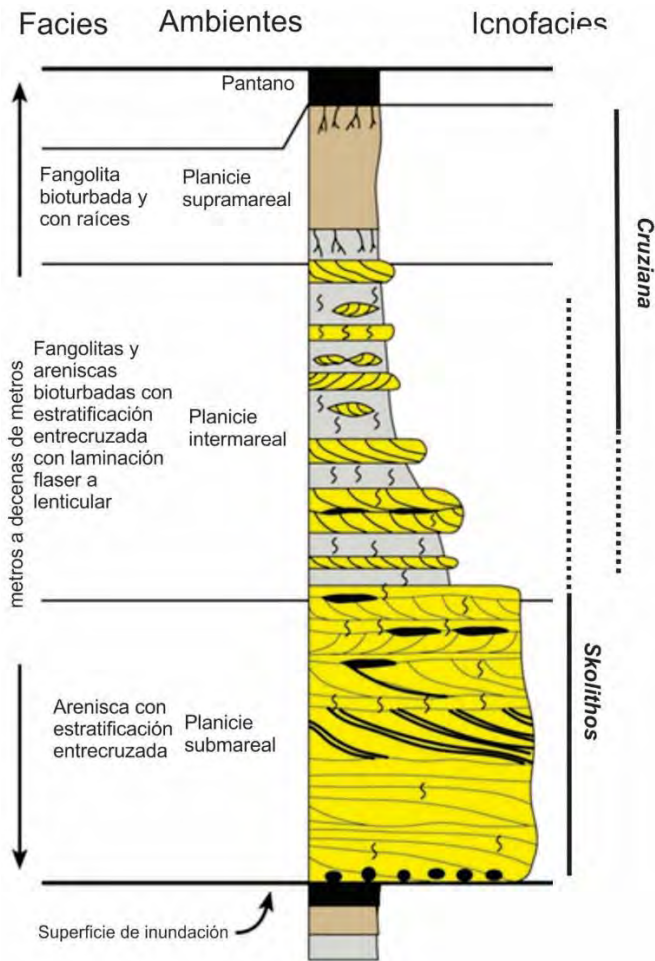


Figura 1.26. Modelo de parasecuencias dominadas por oleaje con las icnofacies que se desarrollan en cada ambiente. (Tomado y modificado de Van Wagoner, 1990 y Buatois y Mángano, 2011)

#### 1.6.4.3. Parasecuencias en ambientes deltaicos

Las parasecuencias deltaicas son altamente variables, dependiendo de los procesos dominantes (olas, mareas, y fluvial) Las parasecuencias pueden ser delineadas desde el prodelta al frente deltaico. El reconocimiento de parasecuencias en la llanura deltaica sigue siendo un tema polémico (Posamentier y Allen, 1999). Además, una secuencia somerizante aparentemente limitada por superficies de inundación puede producirse por la avulsión de lóbulos en vez de por verdaderos procesos alogénicos, tales como cambios relativos en el nivel del mar (Buatois y Mángano, 2011). Las parasecuencias formadas en deltas dominados por mareas son bastante poco conocidas, por lo tanto se describen a continuación solo aquellas parasecuencias formadas en deltas dominados por olas y por ríos (Buatois y Mángano, 2011).

Las parasecuencias de deltas dominados por olas son similares a las formadas en ambientes marinos someros dominados por oleaje, porque la energía de las olas tienden a amortiguar los efectos fluviales (MacEachern et al., 2005). Como en las parasecuencias de llanuras costeras, una parasecuencia deltaica dominada por olas es grano y estrato-creciente, reflejando la progradación deltaica (Van Wagoner et al., 1990). Las parasecuencias desarrolladas en estas condiciones pasan gradualmente, de base a techo, de una icnofacies de *Cruziana* distal en prodelta proximal, a una icnofacies de *Cruziana* arquetípica en el prodelta proximal- frente deltaico distal, para culminar con una icnofacies de *Cruziana* o *Skolithos* en el frente deltaico proximal. Sin embargo, la icnofacies de *Cruziana* puede verse ligeramente empobrecida con respecto a situaciones batimétricas equivalentes de ambientes completamente marinos en parasecuencias de llanuras costeras. Además, la alta concentración de arcilla y limo en la columna de agua puede inhibir el desarrollo de animales suspensívoros, lo que produce una icnofacies de *Skolithos* anómala. (Buatois y Mángano, 2011).

Las parasecuencias formadas en deltas dominados por ríos también son grano y estrato-creciente. En contraste con aquellas formadas en deltas dominados por oleajes, el stress inducido por los procesos fluviales sobre la fauna es mucho más profundo (MacEachern et al., 2005). Las parasecuencias de deltas dominados por ríos pasan gradualmente, de techo a base, de una icnofacies de *Cruziana* distal en el prodelta distal, a una icnofacies de *Cruziana* empobrecida en situación de prodelta proximal a frente deltaico distal, a escasa (si es que está presente) bioturbación, en el frente deltaico proximal. La descarga fluvial produce una dilución de salinidad marina la salinidad, lo que da como resultado el empobrecimiento de la icnofacies de *Cruziana*. Además, la turbidez del agua es muy alta, por lo que se produce una supresión de la icnofacies de *Skolithos* (Buatois y Mángano, 2011).

## 2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

### 2.1. MARCO GEOLOGICO

La Cuenca Neuquina abarca una región en el centro oeste de la Argentina, ubicada entre las provincias de Neuquén, Mendoza, Río Negro y La Pampa, y en menor proporción en centro de Chile (Franzese *et al.*, 2006; Spalletti *et al.*, 2010). La misma tiene un área de más de 200.000 km<sup>2</sup> (Yrigoyen, 1991). Está limitada por amplias áreas cratónicas, el sistema de Sierra Pintada al noreste (Sistema de San Rafael, *sensu* Ramos *et al.*, 2011) y el Macizo Norpatagónico al sur, y por el arco magmático activo del margen de la placa Sudamericana al Este (Spalletti *et al.*, 2010). La cuenca tiene una forma triangular y comúnmente tres regiones principales son reconocidas: la Cordillera Principal al Oeste y al Norte, la Cordillera Patagónica al Oeste y el Engolfamiento Neuquino al Este (Ramos *et al.*, 2011). La mayoría del registro sedimentario mesozoico en el Engolfamiento Neuquino se localiza en subsuelo y los estratos están relativamente poco deformados (Howell *et al.*, 2005). Los depósitos se acumulan en tres etapas principales *rift*, *post-rift*, y *foreland* (Howell *et al.*, 2005), dando lugar a un registro estratigráfico continuo de alrededor de 7000 m. de estratos marinos y continentales, que abarcan desde el Triásico Superior al Paleoceno (Arregui *et al.*, 2011a) (Figura 2.1).

El Grupo Cuyo (Dellapé *et al.*, 1978a), depositado durante el Sinemuriano al Caloviano medio representa el primer evento deposicional marino que cubrió completamente la Cuenca Neuquina (Arregui *et al.*, 2011b). Este ciclo está definido por discordancias en la base y el techo. La discordancia inferior, denominada Rioatúelica (*sensu* Leanza, 2009), separa el grupo Cuyo de los depósitos volcánicos y piroclásticos del Grupo Choiyoi (Kay *et al.*, 1989) y/o Ciclo Precuyano (Gulisano 1981), marcando el hiatus deposicional sobre el que se desarrolla la transgresión marina (Arregui *et al.*, 2011b). En el techo se encuentra limitado por la discordancia Intracaloviana (Loténica, *sensu* Leanza, 2009), que separa el Grupo Cuyo del Grupo Lotena. (Arregui *et al.*, 2011). La edad del Grupo Cuyo ha sido definida en base a contenido fosilífero como depositado durante el Pliensbachiano-Toarciano en la provincia del Neuquén, siendo más jóvenes los depósitos del sur de Mendoza (Riccardi y Gulisano, 1990). El desarrollo del Grupo Cuyo corresponde a un ciclo completo, que comienza con una transgresión que se inicia en el sur de Mendoza, y luego se extiende hacia la provincia de Neuquén, teniendo su máximo desarrollo marino entre el Toarciano y el Aaleniano, a partir del cual empieza una

regresión que se comienza tempranamente en el sector sur y un poco más tardíamente en el sur de Mendoza (Spalleti *et al.*, 2012) (Figura 2.2 A, B, C, D). Esta regresión está marcada por depósitos parálicos, principalmente correspondientes a sistemas deltaicos, que luego pasa a depósitos fluviales y litorales, para culminar con evaporitas de escaso espesor en el sector más interno de la cuenca (Leanza *et al.*, 2011; Arregui *et al.*, 2011b).

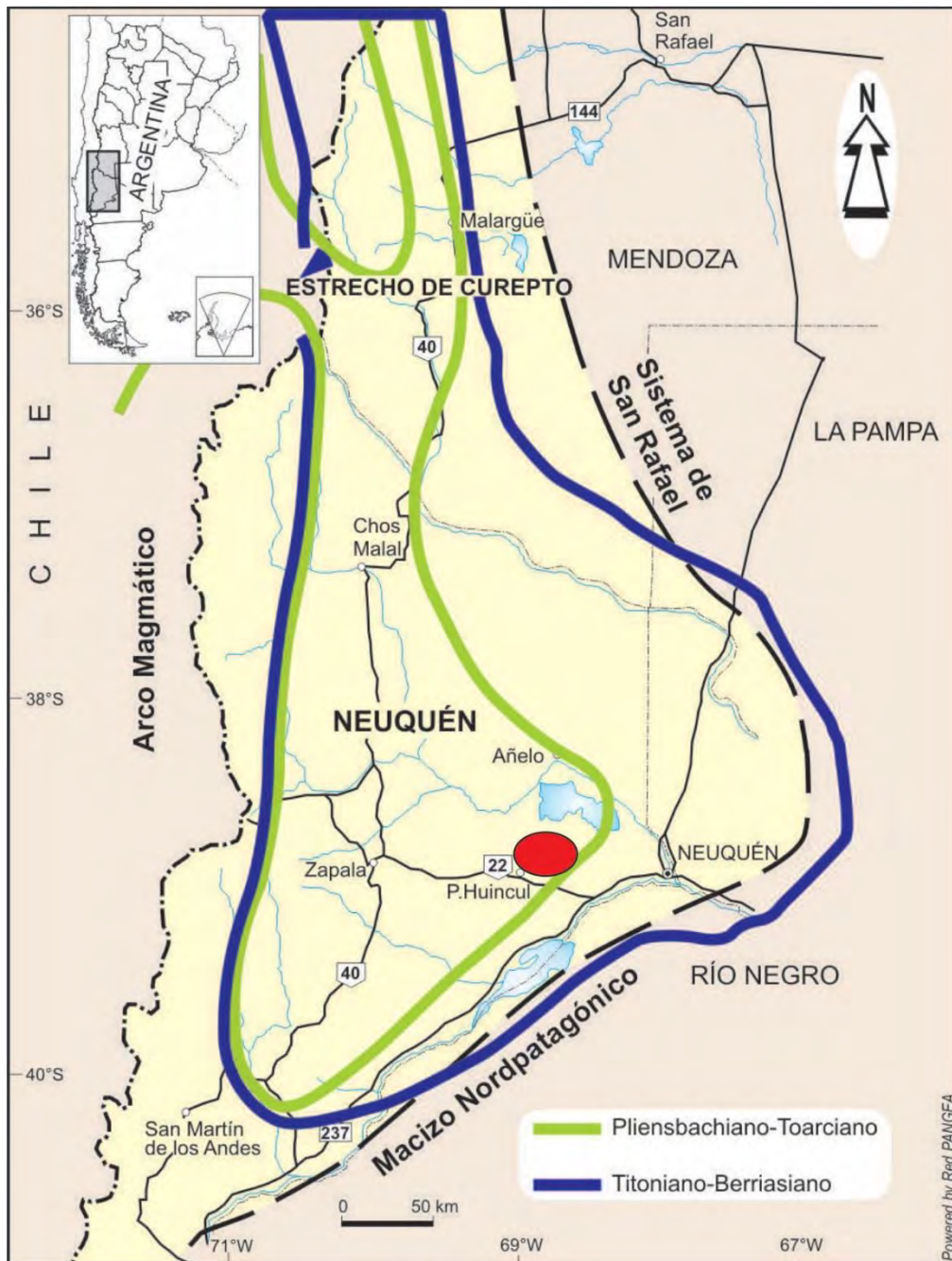


Figura 2.1 Ubicación de la Cuenca Neuquina y el área de estudio, con las dos máximas expansiones marinas (tomado de Arregui *et al.*, 2011a)

La Formación Los Molles (Weaver, 1931) es la unidad basal del Grupo Cuyo, y corresponde a la primera ingesión marina que cubre completamente la Cuenca Neuquina durante el Jurásico (Leanza *et al.*, 2001). Está compuesta por pelitas de color gris y gris oscuro, que alternan con areniscas finas a gruesas y conglomerados, además de calizas y margas grises (Leanza *et al.*, 2001; Llambías y Leanza, 2005). En superficie aflora desde el anticlinal de Chacaico hasta el Cerro Lohan Mahuida en el suroeste de la provincia del Neuquén, en el núcleo de los anticlinales de Picún Leufú y Cerro Lotena (Arregui *et al.*, 2011 b). También aflora en el norte de la provincia del Neuquén, sobre el flanco oriental de la cordillera del Viento (Llambías y Leanza 2005). En el subsuelo de la cuenca, sobreyace al Complejo Plutónico Chachil, Caliza Chachil en el oeste, o las formaciones Piedra Pintada en el sur y La Primavera en el extremo norte (Chos Malal) y sobre el Grupo Choiyoi o el Ciclo Precuyano en el centro y este de la cuenca (Arregui *et al.*, 2011 b). Los depósitos de esta unidad son cubiertos por las formaciones Lajas, Tábanos, o por el Grupo Lotena (Canale, 2016) y, en ciertas situaciones, debido a la erosión sufrida en algunas partes de la Dorsal (afloramiento de la Barda Colorada, por ejemplo), sobreyacen las areniscas del Grupo Neuquén marcando un hiatus deposicional de más de 70 millones de años (Arregui *et al.*, 2011b).

El paleoambiente depositacional de la Formación Molles ha sido asignado a un sistema marino de baja energía, con eventos de alta energía de alta densidad ocasionales, acumulado en zonas de poca profundidad (menor a 400 m) (según Martínez *et al.*, 2008), que se ha interpretado como un prodelta afectado por eventos turbidíticos, por Leanza *et al.*, (2001) o un ambiente de planicie cuencial y “slope” por Paim *et al.*, (2008). En base a zonas de amonoideos se ha establecido una edad que va desde el Pliensbaquiano-Toarciano temprano (Zona de *Dactylioceras* en la Sierra de Chacaico), hasta el Aaleniano-Bajociano temprano (Zona de *Emileia giebeli* en Chacay Melehue) (Volkheimer, 1973; Riccardi, 2008). Estudios palinológicos sugieren una edad para esta unidad comprendida entre el Aaleniano tardío y Bajociano temprano (Martínez y Quattrocchio, 2005). Una compilación de estudios de superficie y subsuelo, basados en dataciones basados en nanofósiles calcáreos, fue realizado por Angelozzi y Pérez Panera (2016), donde se concluyó una edad Pliensbachiano – Bajociano para la Formación Molles, dependiendo en gran medida la edad de en qué posición de la cuenca se estudie.

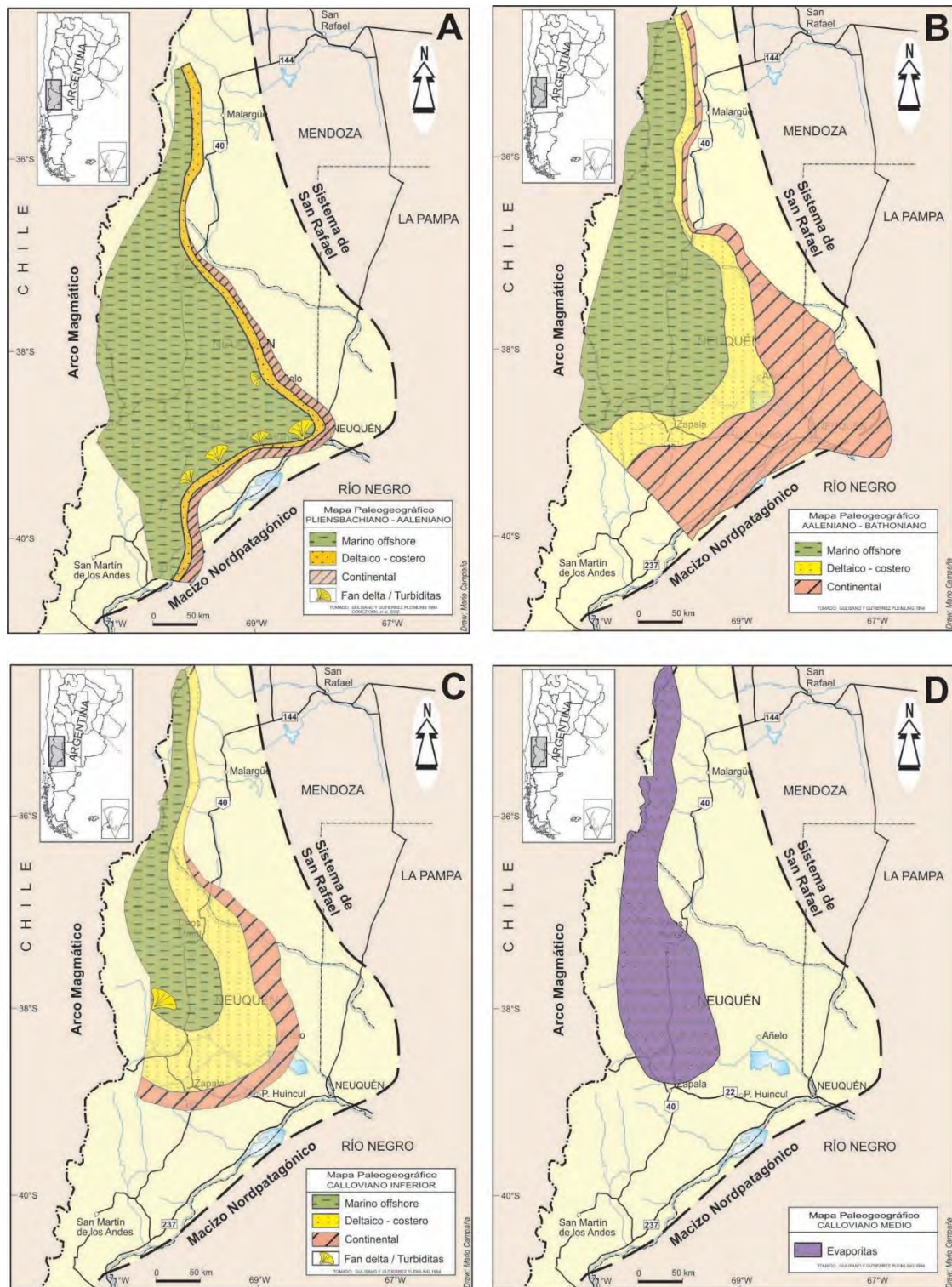


Figura 2.2. Esquema de evolución paleogeográfica y paleoambiental del Grupo Cuyo. A) Máxima extensión de la ingresión (Pliensbachiano-Aaleniano) B) Progradación de sistemas marinos someros y continentales (Aaleniano – Bathoniano) C) Retracción de los sistemas marinos hacia el Noroeste (Calloviano Inferior). D) Desarrollo de evaporitas que marcan el fin de la ingresión marina (Calloviano Medio). (Tomado de Arregui et al., 2011b).

La Formación Lajas (Weaver, 1931) está compuesta principalmente por areniscas y en menor medida pelitas oscuras verdosas con abundantes restos carbonosos y

conglomerados. Su localidad tipo se encuentra en el flanco occidental de la Sierra de la Vaca Muerta, aflorando también a ambos flancos de la Dorsal de Huincul (Cerro Lotena), hasta el sur de la Sierra de Chacaico, en el flanco sur del anticlinal de Picún Leufú, en Lohan Mahuida y en el Cerro Lotena, con espesores que van desde los 200 a los 900 m. Los depósitos de la Formación Lajas son interpretados como de edad aalenianos-bajocianos hacia el sur (área de la dorsal), llegando hasta el Caloviano temprano en el norte (Sierra de la Vaca Muerta) basado en zonaciones de amonites (Riccardi, 2008; Dietze *et al.*, 2012;) (Figura 2.3).

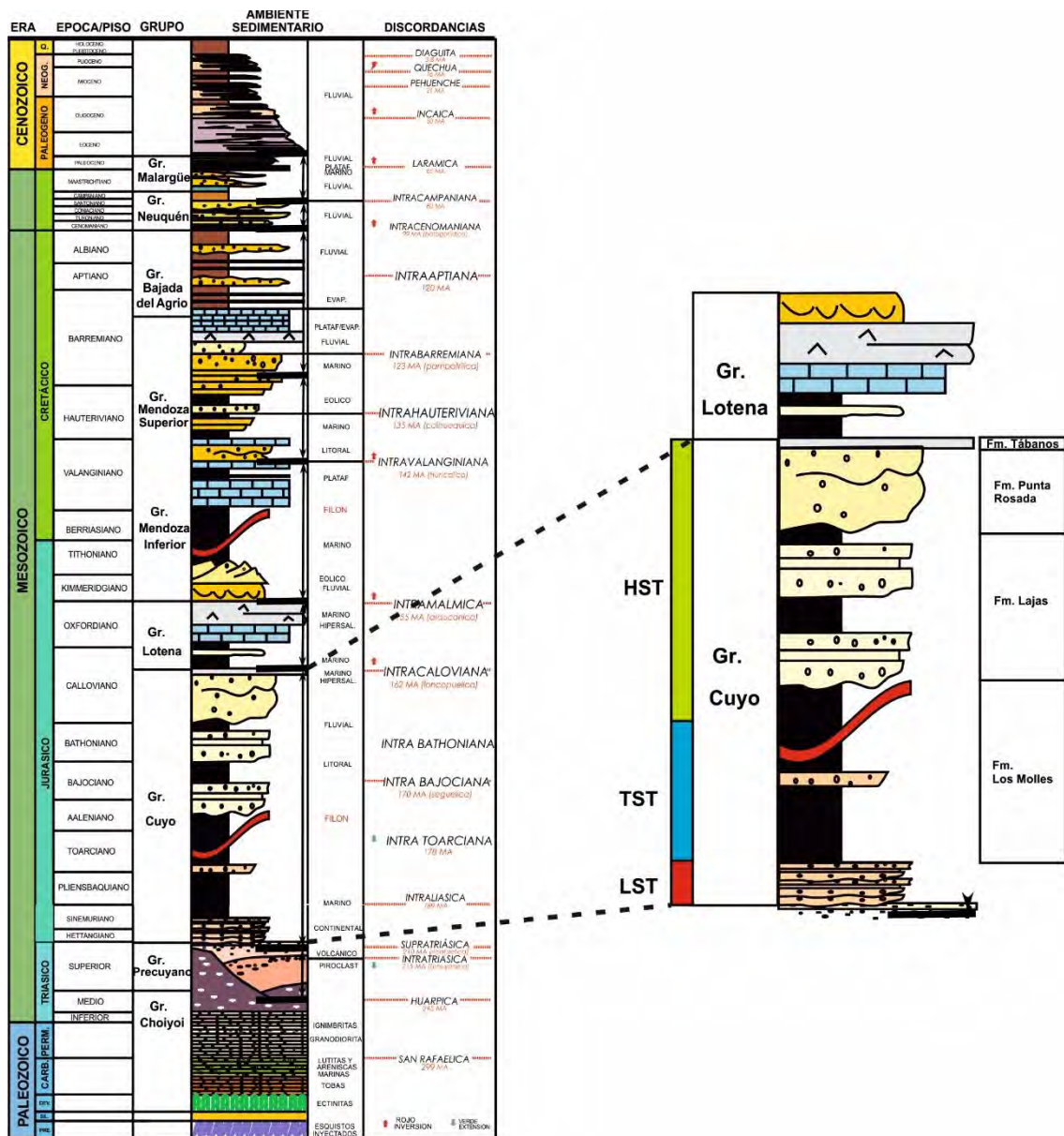


Figura 2.3. Columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina. Detalle del grupo Cuyo, mostrando el arreglo de los cortejos de segundo orden (tomado de Arregui *et al.*, 2011b).

El Grupo Cuyo culmina con conglomerados, areniscas y pelitas de canales fluviales y planicie de inundación de la Formación Challacó (Veiga, 1998; 2002) hacia el sur de la cuenca. Hacia el noreste, en el subsuelo, la Formación Lajas está cubierta por areniscas, conglomerados y pelitas rojas fluviales de la Formación Punta Rosada. (Digregorio, 1972). En la zona central y norte de la cuenca, depósitos evaporíticos (yeso) de la Formación Tábanos culminan la secuencia (Stipanovic, 1966).

## 2.2. FORMACIÓN LAJAS EN AFLORAMIENTO

La Formación Lajas (y el Grupo Cuyo en general) ha sido objeto de numerosos estudios geológicos, principalmente debido a su interés productivo. Entre las primeras contribuciones cabe destacar los trabajos pioneros de Weaver (1931) Suero (1951), Stipanovic (1969), Dellape *et al.* (1978), Gulisano y Pando (1981) y Riccardi (1983) entre otros. Posteriormente se destacan los trabajos realizados por Leanza (1992), Riccardi y Gulisano (1992); Gulisano *et al.*, (1984), Legarreta y Gulisano (1989), Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), Zavala (1993, 1996 a, b) Limeres (1996), Legarreta y Uliana (1996), Vergani *et al.*, (1995). En años más recientes ha habido numerosas contribuciones al conocimiento geológico de la Formación Lajas, como las realizadas por Leanza (2009), Leanza *et al.*, (2001). Gómez Omil *et al.*, (2002), Zavala y Gonzáles (2001), Zavala (2002), Martínez (2000), McIlroy *et al.* (2005) y McIlroy (2007) que contribuyeron al conocimiento sedimentológico y estratigráfico del Grupo Cuyo.

La Formación Lajas se ha interpretado de distintas maneras en distintas regiones de la cuenca, pero siempre como sistemas marino-marginales. Volkheimer (1973) realiza una descripción de secuencias de la Formación Lajas en el sector de la Sierra de Chacaico como series parálicas, con abundante contenido de areniscas y un carácter deltaico. Entre Piedra del Águila y Sañicó, Gulisano y Pando (1981) diferencian tres facies para la Formación Lajas, la primera una facies de conglomerados, interpretada como un ambiente de abanicos aluviales, con algunos eventos de vulcanismo, la segunda de limolitas y tobas clara, que correspondería a una secuencia marina en un ambiente costero, y la tercera una facies de pelitas y areniscas moradas y grises entendido como un ambiente mareal. Vergani *et al.*, (1995) describe facies de plataforma con rangos mesotidales de alta energía para la zona de Sierra de la Vaca Muerta. En la zona del centro y suroeste de la cuenca, Legarreta y Gulisano (1989) describen una secuencia progradante dominada por facies arenosas, interpretadas como deltas dominados por mareas. Gulisano y Hinterwimmer

(1986) describen los afloramientos de la Formación Lajas en la zona de Puesto Seguel como depositada en un ambiente deltaico dominado por ríos. Zavala *et al.*, (2001) interpretan los depósitos de la Formación Lajas en el área estudiada (Hoja Geológica de Zapala) como acumulados en un ambiente marino litoral asignado a facies intermareales y submareales.

Respecto a la interpretación de la Formación Lajas en un contexto estratigráfico secuencial caben destacar los trabajos llevados de Zavala (1993, 1996a; 1996b). En los mismos se introducen un modelo estratigráfico secuencial de alta resolución, en el cual se presentan dos modelos deposicionales distintos de secuencias, uno en un contexto proximal y el otro en una posición de plataforma. Se infieren 8 secuencias para el Grupo Cuyo, separadas por 7 límites de secuencia regionales. Asimismo, se propone que el límite entre la Formación Lajas y la Formación Challacó constituye un límite de secuencia.

Sin embargo, si bien en muchos de estos trabajos se menciona la presencia de trazas fósiles, no se describen, clasifican ni interpretan las mismas.

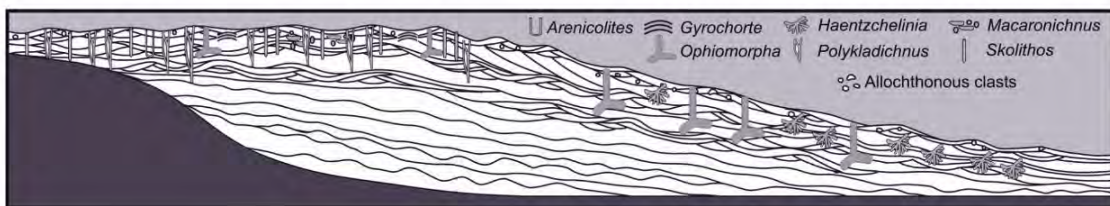
En tal sentido, el primer trabajo integral entre sedimentología e icnología de la Formación Lajas corresponde a Poiré y del Valle (1992), el cual presenta una descripción, clasificación e interpretación de las trazas fósiles de las Formaciones Molles y Lajas en diversos afloramientos. Con respecto a la Formación Lajas, se describen dos asociaciones de trazas fósiles. La primera asociación de trazas fósiles está integrada por *Arenicolites* isp., *Monocraterion* isp., *Skolithos* isp., asignada a la icnofacies de *Skolithos* e interpretada como un ambiente intertidal-subtidal alto. La segunda asociación de trazas fósiles descrita está integrada por *Dactyloidites* isp., *Didymaulichnus* isp., *Helicodromites* isp., *Ophiomorpha* isp., *Phycodes palmatum*, *Phycodes* isp., *Planolites* isp., *Rhizocorallium* isp., *Taenidium* isp., *Thalassinoides* isp. y *Teichichnus* isp., pertenecientes a una icnofacies de *Cruziana* e interpretada como un ambiente subtidal alto-plataforma externa.

En subsiguientes trabajos, McIlroy *et al.* (2005) y McIlroy (2007) realizan estudios integrando sedimentología, estratigrafía secuencial e icnología. Los autores reconocen 5 secuencias en la zona de la Sierra de Chachaico, separadas por 4 superficies de inundación interpretadas como límites de secuencia en base a su amplia distribución regional. Identifica las siguientes trazas fósiles: *Asteriacites* isp., *Asterosoma* isp., *Dactyloidites* isp., *Gastrochaenolites* sp., *Ophiomorpha* isp., *Paleophycus* isp., *Parahaentzchelinia* sp., *Planolites* isp., *Rosselia* isp., *Schaubcylindrichnus* isp., *Scolicia*

isp., *Teichichnus* isp., *Teredolites* isp., *Thalassinoides* isp. El ambiente propuesto en estos trabajos es un delta dominado por mareas para la zona estudiada.

En tiempos más recientes se han realizado numerosos trabajos. Canale *et al.*, 2015; 2016 en la zona de Portada Covunco y Sierra de la Vaca Muerta, reconocen las siguientes trazas fósiles: *Arenicolites* isp., *Chondrites* isp., *Curvolithus* isp., *Dactyliodites* isp., *Diplocraterion* isp., *Macaronichnus* isp., *Ophiomorpha* isp., *Planolites* isp., *Rhizocorallium* isp., *Skolithos* isp., *Teichichnus* isp., trazas de equilibrio/escape. En estos trabajos se discute la naturaleza mareal de los depósitos de restos vegetales (fitodetritos), entendiéndolos como productos de depositación de corrientes unidireccionales, interpretando el ambiente como delta fluvio-dominado con descargas hiperpícnicas. Además, se presentan dos modelos de barras de desembocadura, basadas en su contenido icnológico y características sedimentológicas, una con dominio de acción de olas de buen tiempo y tormenta (barras tipo I) y otra asociada con descargas fluviales extraordinarias (tipo II) (Figura 2.4).

### Barra de desembocadura Tipo I



### Barra de desembocadura Tipo II

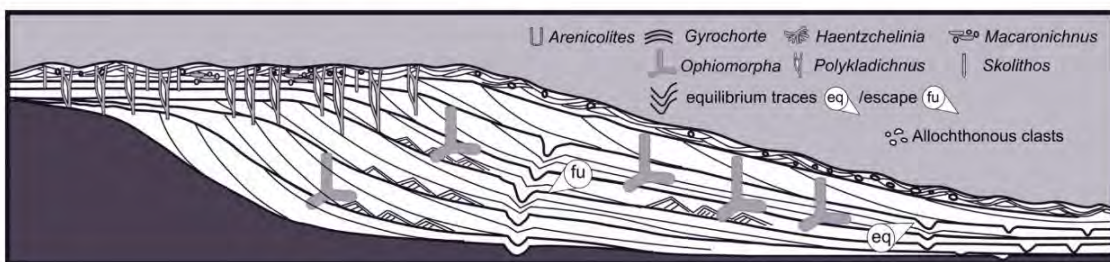


Figura 2.4. Modelos de barras de desembocadura en afloramiento (Sierra de la Vaca Muerta). Tipo I: barra con evidencia de acción de olas de buen tiempo y tormenta. Tipo II: barra depositada bajo condiciones de descargas fluviales extraordinarias. (Tomado de Canale *et al.*, 2016).

Otras interpretaciones ambientales han sido publicadas recientemente, como las de Rossi y Steel, (2016a) que determinan en la zona de Lohan Mahuida al ambiente

deposicional como deltas completos, influenciados por energía mixta, fluvial, mareal, y olas (pudiendo identificar la dominancia de cada uno de los procesos en determinados niveles). En la zona norte de los afloramientos de la Sierra de Chacaico se han realizado numerosos trabajos, además de los ya mencionados de McIlroy *et al.* (2004) McIlroy (2007), que se han centrado principalmente en secciones de las localidades de Bajada de Los Molles y la Quebrada del Loro. Lo que resulta interesante de estos trabajos es que las interpretaciones ambientales de los ambientes deposicionales de estas secciones han sido muy diversas. Mientras que para esta sección McIlroy *et al.*, (2004), McIlroy (2007) presentan un modelo ambiental deltaico desarrollado bajo condiciones macromareal, otros trabajos como el de Kurcinka *et al.* (2018), interpretan al ambiente de la Formación Lajas como un delta fluvio-dominado con sólo algunos sectores con influencia mareal, de la misma manera que los trabajos de Gugliotta *et al.* (2015 a, 2015b, 2016). En estos últimos se presenta un modelo interpretativo de la formación de barras de desembocadura en un contexto fluvio-dominado, pero con modulación por mareas. Asimismo, se definen modelos deposicionales para los *crevasse splays* desarrollados en la planicie deltaica. Finalmente, se realizan modelos paleoclimatológicos que explican la variación de la influencia fluvial en los deltas de la Formación Lajas debido a fluctuaciones de humedad y temperatura anuales muy marcadas (Figura 2.5).

Los últimos trabajos realizados en esta zona corresponden a los trabajos realizados por Kern *et al.*, (2019) y Canale *et al.*, (2020). Según Kern *et al.* (2019) la porción superior del Grupo Cuyo (las Formaciones Lajas y Challacó) están relacionado a un *Falling Stage System Tract* (FSST) de segundo orden. Este FSST comprende cuatro secuencias deposicionales de tercer orden. Las tres primeras secuencias corresponden a la Formación Lajas, mientras que la última secuencia corresponde a la Formación Challacó. El ambiente interpretado para la Formación Lajas evoluciona desde un sistema de barrera (correspondiente a *offshore* a *shoreface* superior), a un ambiente estuarino-lagoon desarrollado atrás de la barrera (con asociaciones de facies submareales a supramareales), culminando con un ambiente de planicie deltaica a planicie fluvial (asociación de facies de planicie de un sistema fluvial o deltaico entrecruzado).

Canale *et al.*, (2020) reinterpretan los depósitos previamente asignados a deltas dominados por marea o a deltas fluvio-dominados con acción de marea, como correspondientes a un sistema deltaico fluvio-dominado afectado por descargas de densidad hiperpícnicas. La sucesión estratigráfica comienza con depósitos de *offshore-shoreface* que son los que muestran la mayor diversidad y abundancia de trazas fósiles.

Los depósitos de prodelta, frente deltaico y bahía interdistributaria han sido reconocidos en la sección media y superior y muestran una moderada diversidad y abundancia de trazas fósiles, mientras que las hiperpicnitas muestran ausencia de trazas fósiles o pequeños intervalos estratigráficos con presencia de trazas de escape.

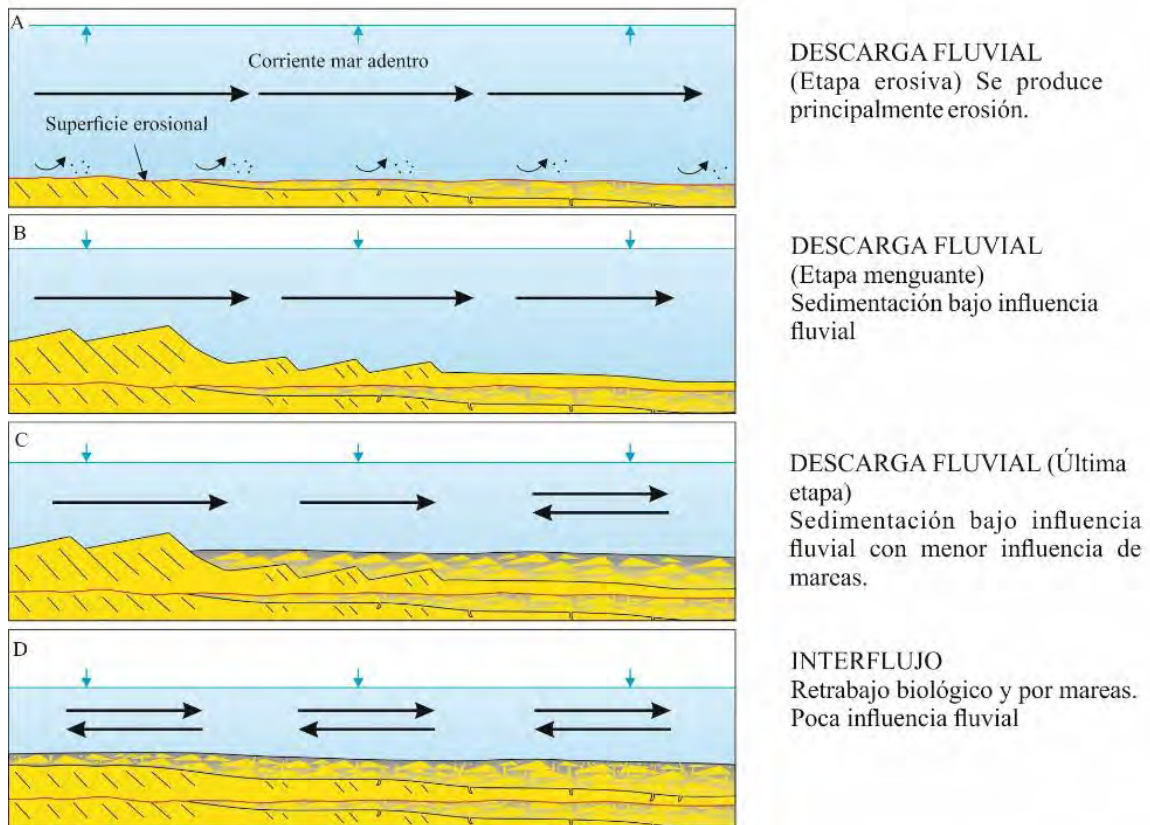


Figura 2.5 - Desarrollo de estratificación en un contexto de barra de desembocadura en respuesta a una descarga estacional variable con una influencia fluvial leve durante el periodo de interflujo. El largo de las flechas representa la fuerza de las corrientes fluviales y mareales (tomado de Gugliotta *et al.*, 2015b).

En la zona de Arroyo la Jardinera, Olariu *et al.*, (2019) describen cliniformas correspondientes al Grupo Cuyo (de las Formaciones Challacó–Lajas–Los Molles) que interpretan como de margen de cuenca. Las mismas las definen siguiendo depósitos de fangolitas, interpretadas como superficies de inundación desde la plataforma al talud de la cuenca, y por cambios en las asociaciones de facies. Las cliniformas se reconocen por las incisiones conglomerádicas en la plataforma externa que penetra hacia el talud y depósitos de granulometría extremadamente gruesa en los abanicos de en la base de la cuenca. Se reconocieron veintisiete secuencias regresivas-transgresivas (cada una de 10-20 m de espesor).

### 2.3. FORMACIÓN LAJAS EN SUBSUELO

En el subsuelo la Formación Lajas constituye uno de los tradicionales reservorios de hidrocarburos a lo largo de la Dorsal de Huincul (Cerro Bandera - Río Neuquén) (Arregui *et al.*, 2011b), y tiene un gran potencial como un reservorio no convencional de gas “tight-sand” (Giusiano, *et al.*, 2011). Es por esta situación que en los últimos años ha habido un gran desarrollo de los estudios realizados en subsuelo.

En la zona central de la Cuenca Neuquina, cabe destacar el trabajo realizado por Veiga *et al.*, (2013) en el cual se estudió el Grupo Cuyo en el sector de Sierra de Los Reyes en afloramiento, así como testigos corona de 35 pozos al este de los afloramientos. Se identifican dos sistemas deposicionales marinos contrastantes para el Grupo Cuyo a lo largo del tiempo. Un sistema de *shoreface-offshore* dominado por olas y tormentas desarrollado desde el Toarciano tardío al Bathoniano temprano: Este sistema se ve reemplazado eventualmente por un sistema deposicional fluvio-deltaico (Bathoniano tardío-Calloviano temprano). A pesar de sus diferencias, ambos sistemas profundizan hacia el oeste. Ciclos regresivos de alta frecuencia (de 7 a 50 m) limitados por superficies de inundación marina (parasecuencias) fueron reconocidos en el sistema deposicional Toarciano-Bathoniano. Cuatro sets de parasecuencias fueron definidos dentro del Grupo Cuyo, que permitieron reconstruir las trayectorias de la línea de costa a lo largo de la acumulación *post-rift*. Las tres más bajas representan condiciones transgresivas longevas, pero con diferentes tasas de retrogradación (de alta a muy baja). La más joven indica una vuelta a condiciones progradacionales normales. Un evento de regresión forzada sin desarrollo de parasecuencias pero evidenciando un abrupto cambio de los sistemas deposicionales caracteriza la parte superior de la sucesión. La tendencia transgresiva de larga data registrada en la zona de estudio es interpretada como que representa la combinación de una baja tasa de aporte sedimentario y un relativo aumento del nivel del mar, promovido por una combinación de un aumento eustático global y subsidencia tectónica. La forma a gran escala de cuña de la secuencia del Grupo Cuyo y el drástico cambio a patrones de apilamiento en parasecuencias durante el TST son interpretados como representar el resultado de una inundación de largo plazo y una topografía de terrazas heredada de las estructuras de *syn-rift*. Por lo tanto, para esta parte de la cuenca, se determina una geometría de gran escala de cuencas y plataformas creada durante la etapa de *syn-rift* temprana, y rellenada pasivamente durante la etapa de *post-rift* temprana

Toda esta situación explicaría las diferencias en espesor de las sucesiones y de diferente tiempo de depositación de los depósitos iniciales del Grupo Cuyo temprano en zonas relativamente cercanas.

La mayoría de los trabajos en subsuelo del Grupo Cuyo se enfocan en la zona sur de la cuenca, en las cercanías del Engolfamiento y la Dorsal de Huincul, de los cuales cabe destacar los trabajos de Gómez Omil *et al.*,(2002), Freguglia *et al.*, (2009), Brinkworth *et al.*, (2017); Vocaturro *et al.*, (2018). También son destacables los trabajos de Nieves *et al.*, (2016, 2017) sobre modelos probabilísticos de características de reservorio tipo “tight gas sand” correspondiente a la Formación Lajas en la zona cercana a la Dorsal de Huincul. En el trabajo de Gómez Omil *et al.*, (2002) se reconoce 4 secuencias sedimentarias para el Grupo Cuyo en las adyacencias de la Dorsal de Huincul, basado principalmente en reconstrucciones de sismica y datos de pozo, que se detallan a continuación (Figura 2.6).

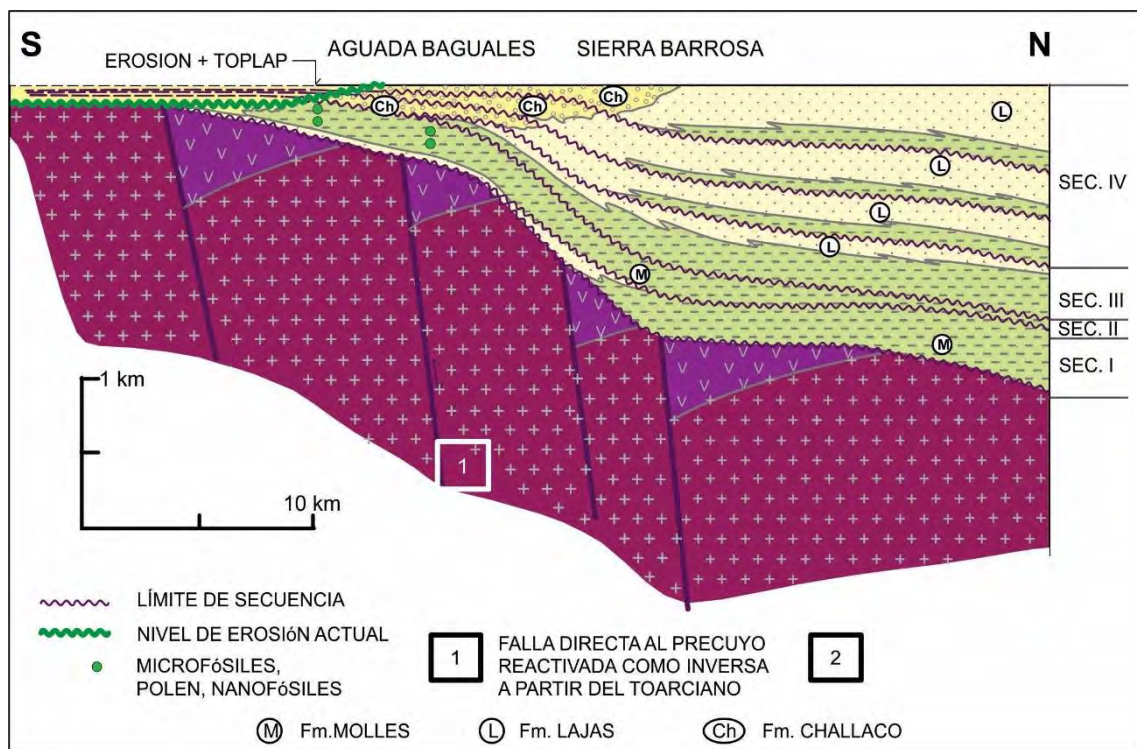


Figura 2.6. Modelo sedimentario al tope del Grupo Cuyo al norte de la Dorsal de Huincul. (Tomado de Gómez Omil *et al.*,2002).

La Secuencia I (Pliensbaquiano - Toarciano inferior) es la más antigua. Está conformada por lutitas negras laminadas de origen marino profundo, de acuerdo al análisis de nanofósiles y microfósiles calcáreos (200-400 m de profundidad de agua). Tiene un espesor de hasta 800 m en el Yacimiento Centenario y cerca de 1.000 m en el pozo Barda Colorada Este x-1, donde se evidencian depósitos turbidíticos asociados. La secuencia II (Toarciano) presenta hasta 1.000 m de espesor en la zona de Puesto Touquet – Puesto Billar. El intervalo está constituido principalmente por conglomerados y fanglomerados en zonas proximales (Centenario, Fosa de Challacó) y por areniscas de gran lenticularidad (Norte de Centenario, Puesto Touquet). Además, se observan importantes niveles intercalados de lutitas marinas. Las asociaciones palinológicas y de microfósiles encontrados evidencian poca profundidad de agua (alrededor de 20 m). Las facies clásticas de areniscas, conglomerados y pelitas asociadas en posiciones proximales podrían corresponderse con depósitos de "Fan Delta". Toda la secuencia se presenta como un gran abanico que se acuña en dirección NE. La secuencia III (Aaleniano? - Bajociano Inferior) no posee suficientes datos paleontológicos en esta región, su edad no es del todo confiable. Las litofacies dominantes son de areniscas y conglomerados de origen fluvial y deltaico. En la zona más al noreste de la Dorsal (Centenario, Estación Fernández Oro, Aguada Baguales) se definieron como típicas facies de la Fm Lajas, mientras que en el sector suroeste (Puesto Touquet) las litofacies dominantes son lutitas negras de origen marino con espesores de hasta 400 m (Fm Los Molles, Miembro Pelítico Superior), sobre las que progradan facies deltaicas (Fm Lajas). La última Secuencia IV (Bajociano Superior - Bathoniano) se encuentra mayormente representada por facies de areniscas y conglomerados con escasa participación de pelitas, correspondientes a ambientes fluviales y deltaicos típicos de las Fms Challacó y Lajas, de igual manera que la Secuencia III (Figura 2.7). Es posible que existan varias secuencias de orden menor representadas en este intervalo. Sobre el techo de la secuencia, en las estructuras de Centenario y Aguada Baguales, se apoyan en discordancia las Formaciones Lotena y Tordillo, de edades Caloviano y Kimmeridgiano.

Otro trabajo destacable de la zona de estudio corresponde al realizado por Brinkworth *et al.*, (2017), en el cual se identificaron nueve ciclos sedimentarios a partir de la integración e interpretación de datos sísmicos, afloramientos, pozos y edades. En este trabajo se logró identificar la discordancia Intrabajociana en toda el área de estudio a partir de la sísmica e información de pozos. Se describe una situación en la que los sistemas deltaicos con frecuencia llegan a los quiebres de plataforma (ciclos IV, VI y

VIII) ya sea por el gran aporte sedimentario, porque las plataformas no eran tan extendidas o la combinación de ambos factores (de forma similar a lo expresado en afloramiento para la zona de Arroyo La Jardinera por Olariu *et al.*, 2019, ver más arriba). En este escenario donde los frentes llegan al borde de la plataforma las probabilidades de encontrar turbiditas en los pies de talud o en la cuenca profunda aumentan. Finalmente, los autores interpretan en el sector norte un menor espacio de acomodación y aporte sedimentario desde el flanco este; y en el sector sur la presencia de un importante depocentro relacionado a variaciones en el nivel de mar debidas a cambios en la subsidencia generada por la actividad tectónica del área de la Dorsal de Huincul.

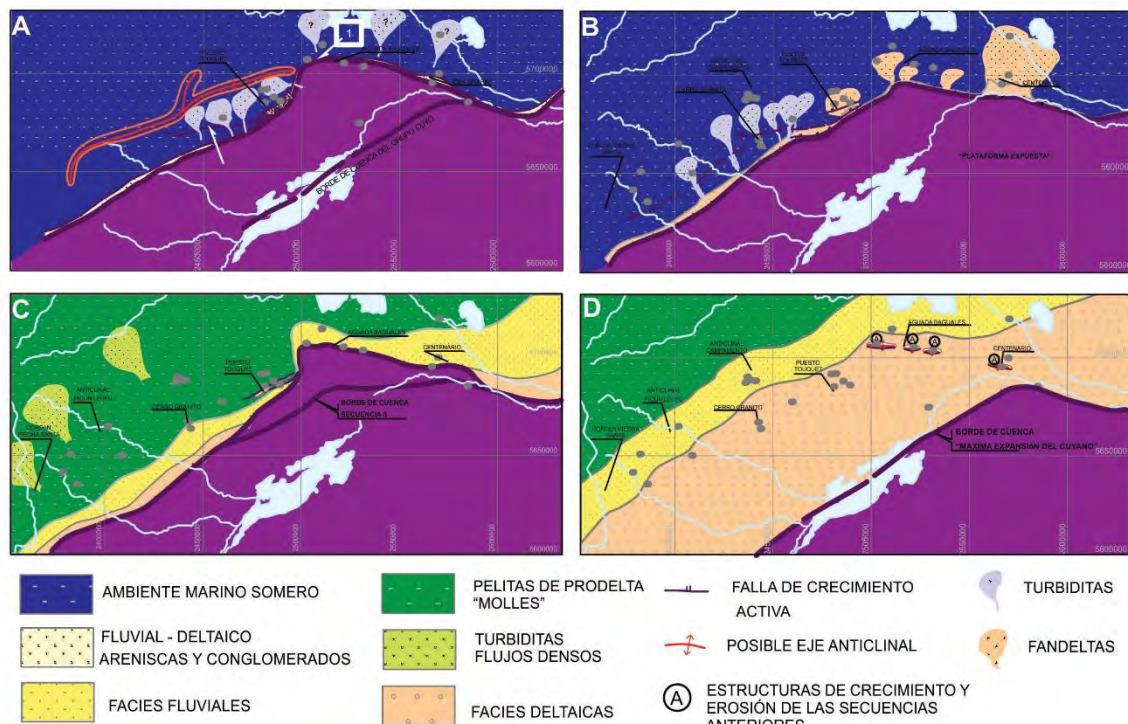


Figura 2.7- Modelos de reconstrucción litofacial en la zona de la dorsal de Huincul A) *Secuencia I*, Pliensbaquiano - Toarciano inferior. Fm. Molles B) *Secuencia II*, Toarciano medio y superior. Fms. Molles, Lajas y Punta Rosada, C) *Secuencia III*, Aaleniano - Bajociano inferior. Fms. Molles y Lajas D) *Secuencia IV*, Bajociano - Bathoniano. Fms. Molles, Lajas y Challacó. (Tomado de Gómez Omil *et al.*, 2002).

En estos trabajos se han identificado cuatro (Gómez Omil *et al.*, 2002), nueve (Freguglia *et al.*, 2009, Brinkworth *et al.*, 2017) y diez (Vocaturro *et al.*, 2018) secuencias sedimentarias en la zona del Engolfamiento y la Dorsal de Huincul para el Grupo Cuyo.

Más allá de las diferencias en cuanto a la cantidad de secuencias reconocidas, en todos los trabajos se evidencia: 1) una zona de aportes que proviene principalmente del Este, y la depositación que se genera principalmente hacia el Oeste y 2) la evolución de la progradación de las clinoformas en sentido Este-Oeste, que está influenciada por cambios en la subsidencia provocada por la actividad tectónica relacionada con la Dorsal de Huincul (Figura 2.8).

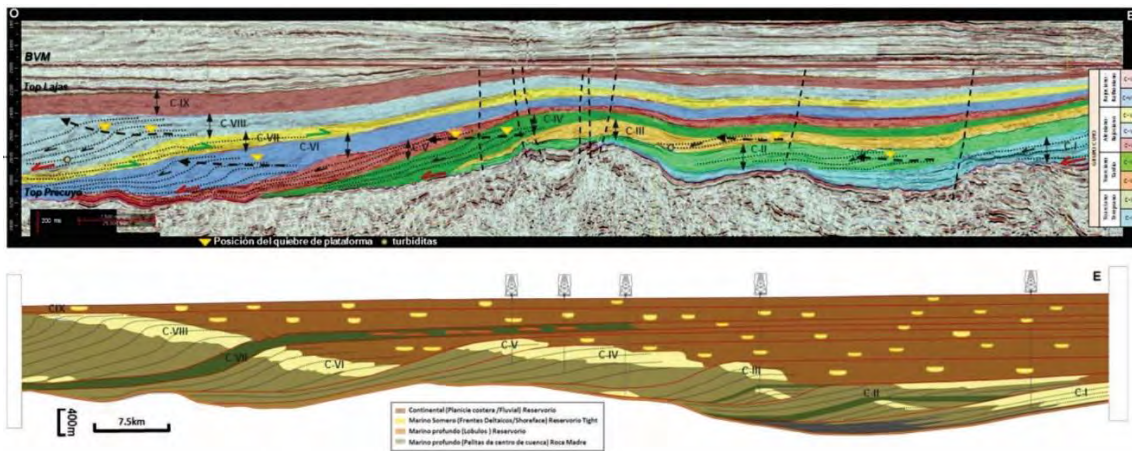


Figura 2.8 - Sísmica e interpretación de la evolución del Grupo Cuyo en la zona al norte de la Dorsal de Huincul. (Tomado de Brinkworth *et al.*, 2018).

### 3. MATERIALES Y MÉTODOS

#### 3.1. MATERIALES

Este estudio se desarrolla en su totalidad sobre testigos corona. Se evaluaron 14 testigos coronas de distintas áreas de la Formación Lajas, en zonas cercanas a la Dorsal de Huincul y del engolfamiento de la Cuenca Neuquina. De esos testigos corona se seleccionaron 8 para su estudio, basados principalmente en su estado de preservación, y de la cercanía con otros testigos coronas. De esta manera, los 8 testigos fueron seleccionados por representar de la mejor manera la Formación Lajas en subsuelo en un área determinada. Esta área corresponde al bloque de exploración Loma La Lata-Sierra Barrosa y al bloque Dadin 1 (Figura 3.1). Más específicamente, los testigos coronas se ubican en la zona de Sierra Barrosa-Aguada Toledo, Barrosa Norte y Huincul Norte. Por cuestiones de confidencialidad, los nombres de los testigos coronas han sido alterados (Figura 3.2).

Los testigos coronas estudiados del “Lajas Inferior” son los siguientes: Aguada Toledo 1 (AgTo-1), Barrosa 1 (Ba-1), Aguada Toledo 2 (AgTo-2), Barrosa Norte 1 (BaN-1) y Huincul Norte 1 (HuN-1). Los testigos corona correspondientes al “Lajas Medio” son los siguientes: Barrosa 2 (Ba-2), Aguada Toledo 3 (AgTo-3) y Aguada Toledo 4 (AgTo-4). A partir de la mitad de la carrera 2 y la carrera 1 de Aguada Toledo 4 (AgTo-4) se considera como del “Lajas Superior” (Tabla 3-1, Figura 3.4).

<b>Testigo Corona</b>	<b>Largo</b>	<b>Área</b>	<b>Carrera</b>	<b>Cajones</b>	<b>Intervalo estratigráfico</b>
Aguada Toledo 4 (AgTo-4)	36,61 m	Aguada Toledo	2	19/19	Lajas Superior/Lajas Medio
Aguada Toledo 3 (AgTo-3)	23,96 m	Aguada Toledo	2	13/12	Lajas Medio
Barrosa 2 (Ba-2)	34,73 m.	Sierra Barrosa	2	17/18	Lajas Medio
Barrosa Norte 1 (BaN-1)	36,61 m	Barrosa Norte	2	19/19	Lajas Inferior
Barrosa 1 (Ba-1)	36,55 m	Sierra Barrosa	2	19/19	Lajas Inferior
Aguada Toledo 2 (AgTo-2)	36,87 m	Aguada Toledo	2	19/19	Lajas Inferior
Huincul Norte 1 (HuN-1)	147 m	Huincul Norte	8	41/19/ 19/9/19/ 7/19/19	Lajas Inferior
Aguada Toledo 1 (AgTo-1)	17,6 m	Aguada Toledo	1	18	Lajas Inferior

Tabla 3.1. Espesor, longitud e intervalo estratigráfico de los testigos corona estudiados

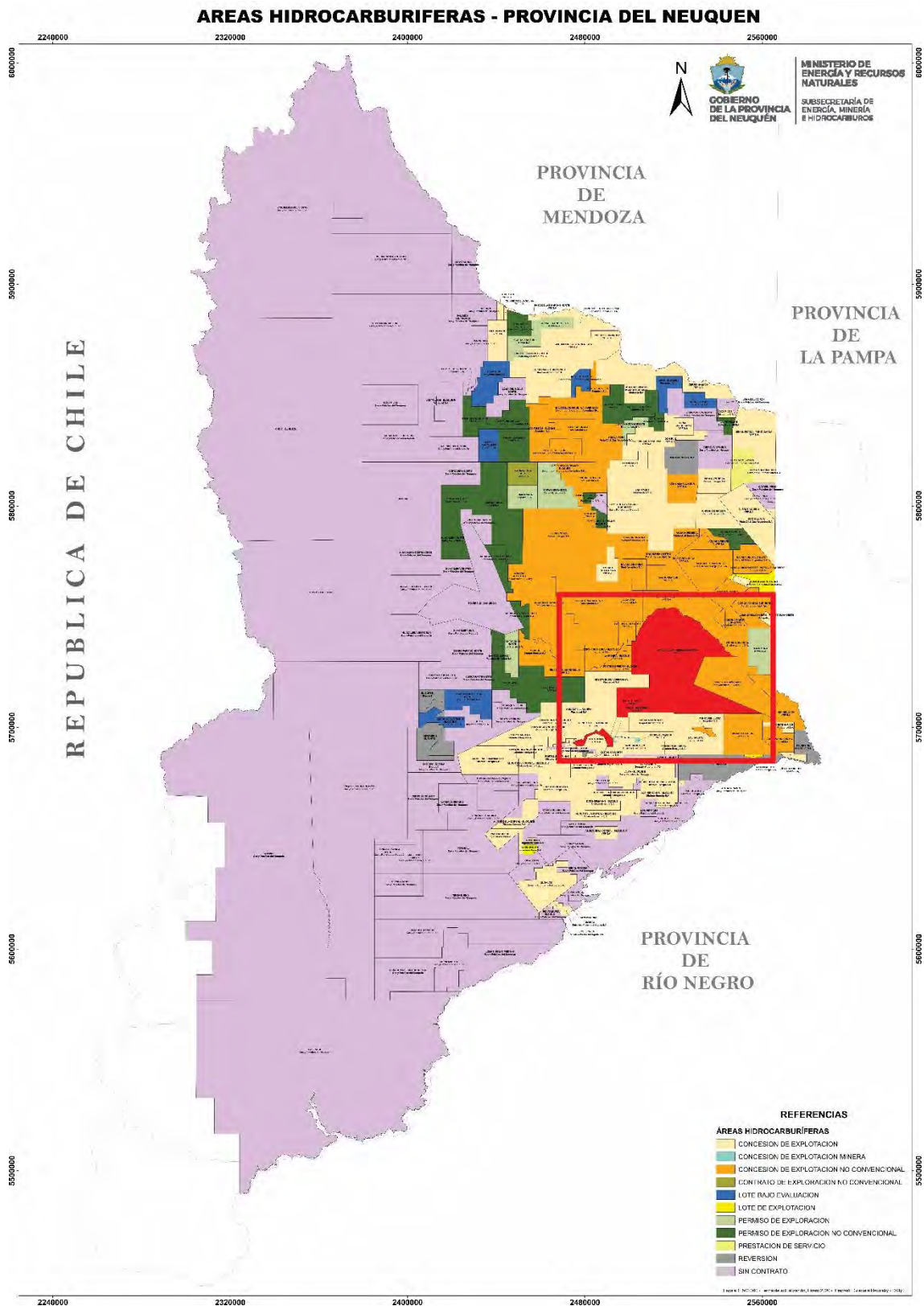


Figura 3.1. Ubicación de las áreas de estudio en rojo. (Tomado de Ministerio de Energía y Recursos Naturales, Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos, Gobierno de la Provincia del Neuquén)

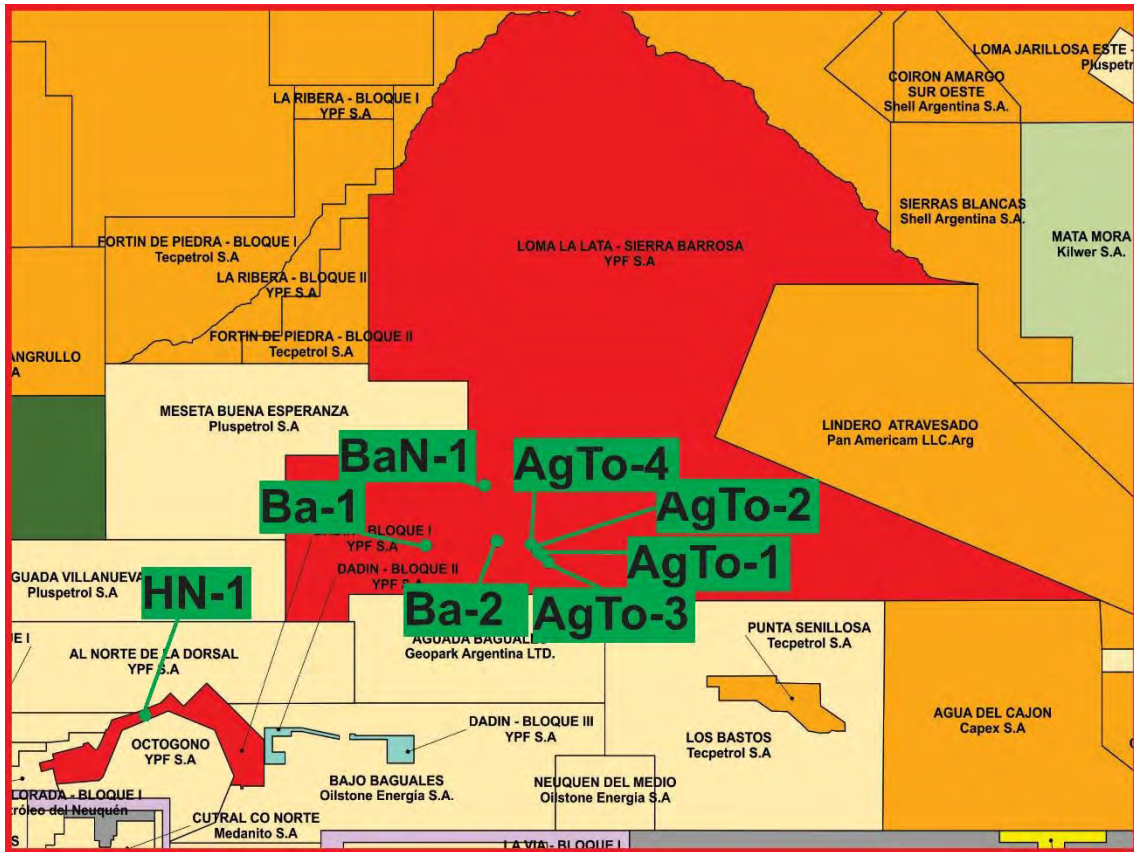


Figura 3.2. Detalle de las áreas de estudio, con la ubicación de los pozos estudiados. (Tomado de Ministerio de Energía y Recursos Naturales, Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos, Gobierno de la Provincia del Neuquén)

En los estudios llevados a cabo por YPF en la zona de la Dorsal De Huincul, se sigue la división propuesta por Freguglia *et al.*, (2009), en la que se reconocen 9 secuencias, agrupadas en 3 intervalos estratigráficos: Grupo Cuyo Superior (secuencias 1, 2, 3), Grupo Cuyo Medio (Secuencias 4, 5, 6), y Grupo Cuyo Inferior (secuencias 7, 8, 9). En la zona en estudio estas divisiones se adscriben prácticamente a la Formación Lajas, y, por lo tanto, en YPF se ha utilizado la denominación de los intervalos previamente mencionados como “Lajas Inferior”, “Lajas Medio” y “Lajas Superior”. En este sector, la Formación Lajas tiene la mayor potencia, y las formaciones Los Molles (inferior) y Punta Rosada (superior), conforman estratos de poco espesor en las secuencias 9 y 1 respectivamente. En este trabajo se sigue esta denominación informal dada para los intervalos estratigráficos de la zona de estudio (Figura 3.3).

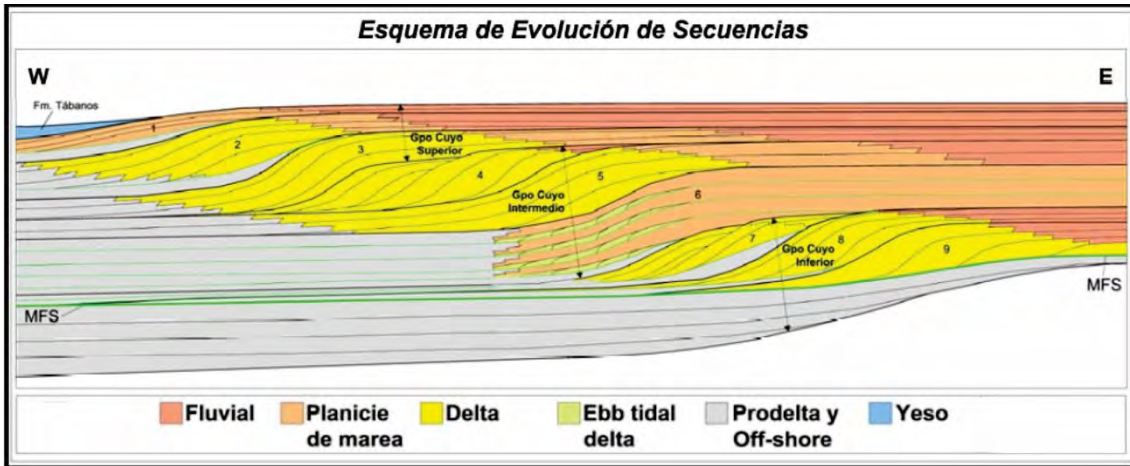


Figura 3.3. Esquema de intervalos estratigráficos y su evolución en el área de estudio, basado en datos sísmicos. Los intervalos "Grupo Cuyo Superior, Grupo Cuyo Intermedio y Grupo Cuyo Inferior" corresponden a "Lajas Superior, Lajas Intermedio y Lajas Superior". (Tomado de Freguglia *et al.*, 2009).

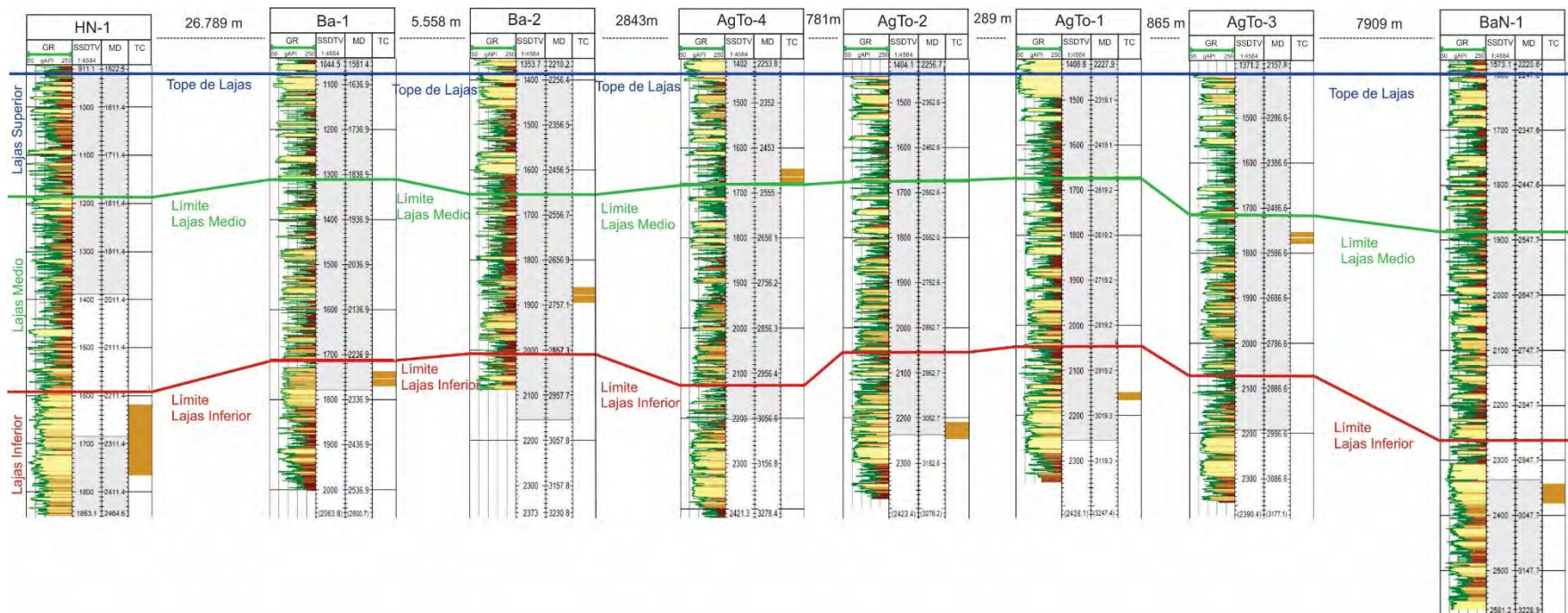


Ilustración 3.4. Pozos estudiados, con los límites de los intervalos estratigráficos marcados. Los testigos corona están marcados en naranja. Distancia horizontal entre pozos no a escala. (Información provista por YPF S.A.)

### 3.2. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Se realizó una redescrición sedimentológica de los testigos corona (los mismos ya tenían estudios sedimentológicos previos). Este análisis consistió en la determinación de facies, utilizando la metodología propuesta por Miall, (1978), describiéndose textura, estructura y composición. Dentro de las estructuras se diferenciaron las estructuras sedimentarias mecánicas deformacionales de las sinsedimentarias. Las superficies erosivas basales fueron usadas para determinar las unidades (Miall, 1978; Bhattacharya, 2006). Las asociaciones de facies fueron definidas utilizando criterios de relación física y genética de las facies entre sí, con una posterior interpretación ambiental (Collinson, 1969). Cabe mencionar que el análisis de testigos coronas tiene su particularidad respecto a los estudios en afloramiento. El trabajo de redescrición sedimentológica fue llevado a cabo sobre el 1/3 del testigo corona “*slabbeado*” en los laboratorios de Sedimentología de Y-TEC, utilizando un microscopio Leica S8 APO y se tomaron fotografías con una cámara digital de microscopio Leica MC170. Las imágenes fueron procesadas usando el software Leica LAS EZ.

Las ventajas de trabajar en testigos corona son muchas. En principio, los testigos coronas suelen ser potentes y con bastante continuidad vertical, esto permite una visión de la evolución de la secuencia de facies mucho más completa y detallada que lo que se observa normalmente en afloramiento. Otra ventaja, es la ausencia total de procesos de meteorización, lo que favorece una mejor visualización de estructuras en sedimento muy fino (pelitas y arcilitas), que en afloramiento suelen verse muy alterados. Por último, la extracción de testigos corona es un proceso muy costoso y, por lo tanto, su ubicación suele ser elegida estratégicamente. Asimismo, se cuenta generalmente con información complementaria como datos de perfiles eléctricos de pozo, sísmicos, etc. En algunos casos donde la unidad no aflora, los testigos coronas son la única forma de observar la roca del subsuelo (Bromley 1990, 1996).

Las desventajas de trabajar con testigos corona son muchas. La principal desventaja con respecto al afloramiento es la falta de continuidad lateral. Solo se observan unos pocos centímetros, por lo tanto, la descripción de los cuerpos sedimentarios suele ser muy difícil. Otro problema que tienen este tipo de muestras es que hay una sobrerrepresentación de la dimensión vertical vs la horizontal, teniendo solamente escasas oportunidad de ver planos horizontales. Eso hace que haya un sesgo a favor de las estructuras verticales respecto a las horizontales (Bromley 1990, 1996). Para suplir estas

deficiencias en el análisis a partir de coronas, se realizaron 2 viajes de campo a fin de familiarizarse con los aspectos sedimentológicos, icnológicos y paleoambientales que se pueden observar en afloramientos. Estas campañas se realizaron en perfiles clásicos como Bajada de Los Molles, Arroyo Carreri y Anticlinal Picún Leufú.

### **3.3. CONSIDERACIONES SOBRE EL ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ORGÁNICAS EN TESTIGOS CORONA**

Se llevó a cabo un relevamiento exhaustivo de las trazas fósiles presentes en cada testigo corona, cada 10 cm, y las mismas fueron identificadas utilizando sus icnotaxobases (Bromley, 1990, 1996). También se estimó la intensidad de la bioturbación utilizando el índice de bioturbación (BI) de Taylor y Goldring (1993). Todos estos datos fueron volcados en una base de datos, que permitió la definición de Asociaciones de trazas fósiles en base a la distribución de los icnogéneros y su recurrencia (ver capítulo 5 y 6).

Así como el estudio sedimentológico en testigos corona tiene sus particularidades, una situación similar se da con el estudio de las trazas fósiles. Hay distintas formas de preparar los testigos corona. Muchas veces, cuando es posible, se realiza un corte longitudinal de los mismos. En el caso de los testigos corona estudiados, estas secciones se cortan de manera desigual, siendo una el 1/3 de la corona, y la otra el 2/3. Muchas veces las coronas tienen perforaciones ocasionadas por la extracción de testigos menores (*plugs*), que se utilizan para otros estudios. También, la superficie de corte suele pulirse, lo cual permite discriminar detalles con mejor precisión. En estos casos, las superficies húmedas ofrecen un mejor contraste que los de afloramientos (Bromley, 1990, 1996). Sin embargo, no es recomendable utilizar agua, ya que la misma puede causar la expansión de arcillas, por esto, es preferible utilizar alcohol (Figura 3.5 A, B). Otra metodología habitual es el retoque fotográfico o la utilización de filtros, que permite realzar los contrastes y mejorar la definición de algunas estructuras.



Ilustración 3.5. Técnicas de estudio de trazas fósiles en corona. A) se observan las mismas trazas en ambos cortes de la corona. B) Una perforación dejada por un *plug* permite observar un detalle tridimensional de una traza fósil (*Gyrolithes* isp.)

Estas cuestiones metodológicas deben ser tenidas en cuenta cuando se define una traza fósil. Las trazas fósiles de invertebrados que se observan dentro de los estratos son en su mayoría tubos, con distintos arreglos arquitecturales, y rellenos de distintas formas. El reconocimiento de un icnotaxa se realiza en base a una gran variedad de icnotaxobases, como la morfología tridimensional, la estructura de la pared, características de las ramificaciones (si las tiene) y tipo y disposición del relleno. Una traza fósil es un elemento tridimensional, que en la corona queda representado indefectiblemente en forma bidimensional. Muchas de las icnotaxobases que se utilizan para identificar trazas fósiles quedan por lo tanto enmascaradas o directamente no se pueden ver en corona. Sin embargo, al ser la traza un elemento recurrente, eso permite que se observen distintos “planos de corte” en distintos individuos que representa una misma estructura, lo que permite generar un modelo de la morfología general de la traza a pesar de que no se observe completa (figura 3.6)

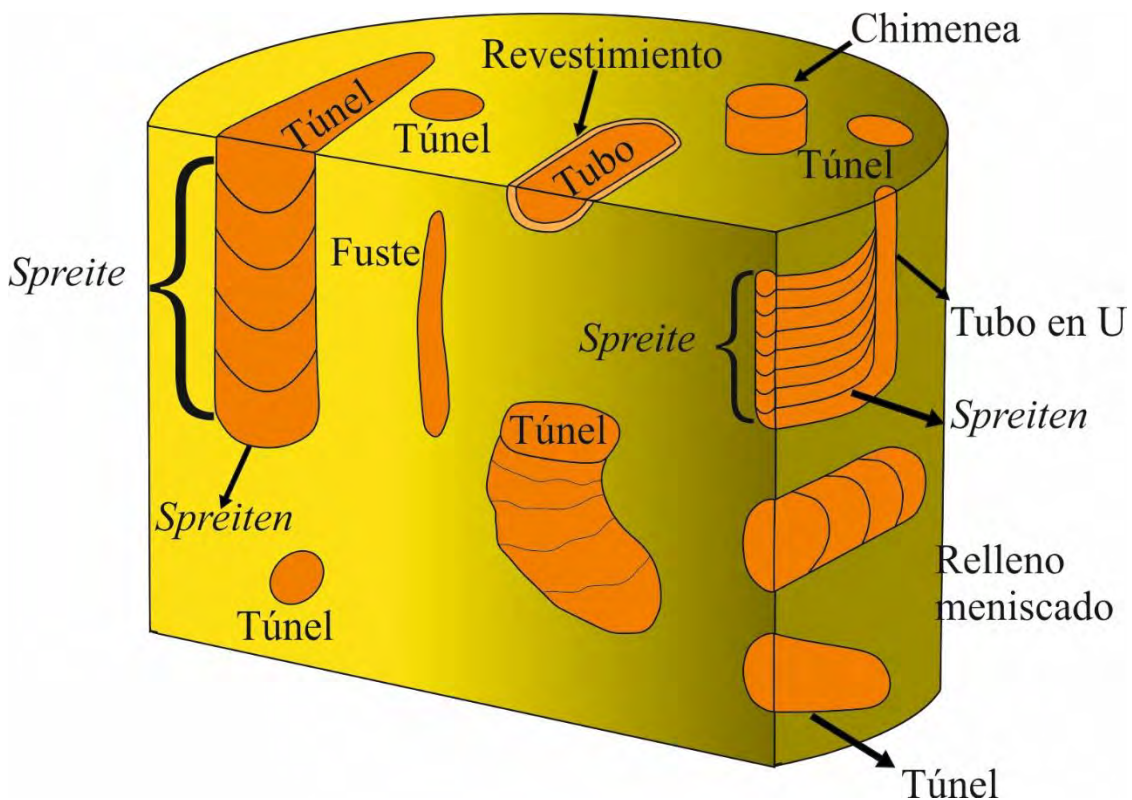


Figura 3.6. Esquema de trazas fósiles en testigo corona, con sus distintos componentes. (Modificado de Gingras *et al*, 2007, siguiendo la terminología castellana de Vintaned y Liñan, 1996).

Las trazas que son plausibles de ser observadas en coronas son aquellas que tienen una importante expresión tridimensional. Es muy difícil observar trazas epiestratales, por lo tanto y por ejemplo, las trazas de *Passichnia* suelen quedar infrarrepresentadas. Para determinar si lo que se está observando es un tubo o no, se busca la continuidad de la estructura en otra cara del testigo corona, y se busca asimismo su continuidad en los laterales. Esto permite diferenciar, por ejemplo, un tubo de una estructura globular aislada (clasto, concreción, etc).

Si bien puede haber variaciones respecto a la orientación de la traza, al estar construidas siguiendo un comportamiento determinado, generalmente suelen tener una orientación característica. Las dos orientaciones más comunes son vertical y horizontal. Una orientación vertical se reconoce cuando se observa que la estructura está orientada en posición perpendicular o subperpendicular a los planos de depositación. Esto indicaría un movimiento dentro del substrato, desde una cierta profundidad hasta la interfase agua-sedimento. Muchos comportamientos pueden generar este tipo de trazas, entre ellos el escape de depredadores, habitación, hábitos suspensívoros, etc. El otro tipo de orientación preferencial de las trazas es el horizontal, en el cual la estructura se dispone horizontal o sub horizontal a los planos de sedimentación. Esto indica que el animal se mueve paralelo a estos planos. Este comportamiento es típico de animales infaunales, generalmente detritívoros, que van “forrajeando” el sedimento.

Sin embargo, existe la posibilidad de que una traza tenga ambas orientaciones, o ninguna orientación preferencial, o que tenga porciones tanto verticales como horizontales. Este tipo de estructuras son más complejas y no indican una independencia del comportamiento del animal respecto a los planos de estratificación, sino que generalmente suele indicar distintos modos de aprovechamiento de los recursos (o comportamientos diferenciales) sacando ventaja de la diferencia de orientación respecto de los planos de depositación.

Estos problemas determinan que la identificación de trazas fósiles en corona sea más compleja que en afloramientos, y por lo tanto es habitual que sólo se llegue a la categoría de icnogénero, o incluso, que no se logre una determinación taxonómica clara. Sin embargo, el análisis de trazas en corona constituye una herramienta muy útil para la interpretación paleoambiental.

### **3.5. INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS**

A partir de los estudios sedimentológicos y de trazas fósiles sobre los testigos corona estudiados, se realizó un análisis integrando las interpretaciones basadas en asociaciones de facies y asociaciones de trazas fósiles. Esta aproximación genera una sinergia entre los dos modelos ambientales conceptuales, permitiendo un nuevo modelo más robusto, que además, permite entender mejor las relaciones espaciales de los diferentes ambientes interpretados y su evolución en el tiempo.

## 4. FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES

### 4.1. FACIES SEDIMENTARIAS

A partir del análisis realizado sobre los testigos corona se redescubrieron y redefinieron las facies sedimentarias, previamente descritas en informes internos de YPF (Rial, 2009; Rodríguez y Bedini, 2013; Bedini *et al.*, 2013, 2014; Clark y Martínez, 2015; Clark *et al.*, 2015; Rodríguez *et al.*, 2019). Para tal fin se siguió la metodología propuesta por Miall (1978), que definió los códigos nomenclaturales utilizados habitualmente en análisis sedimentológicos. Tal código utiliza una letra mayúscula para definir la litología predominante, y una o más letras minúsculas para marcar las estructuras sedimentarias presentes, tanto mecánicas como orgánicas (Sm, “*Sand massive*” arenisca masiva, por ejemplo). A fin de mantener una coherencia con el código de Miall, 1978, se siguen las iniciales de las definiciones en inglés. A continuación, se listan las facies descriptas.

#### 4.1.1. Facies de pelitas

Las pelitas son las rocas sedimentarias con menor representación en los testigos coronas analizados. Sin embargo, se observa una mayor proporción de rocas de grano fino en los tres testigos corona correspondientes a “Lajas Medio”, respecto a la de los testigos corona asignables a “Lajas Inferior” (ver capítulo 6).

#### **Facies de fangolitas masivas (Fm)**

Conformada por arcilitas y fangolitas a areniscas muy finas y vaques con un aspecto masivo a laminación difusa, frecuentemente muy friable. Se observan escasas intercalaciones de areniscas finas a medianas. Pueden presentar en sectores estructuras de deformación sinsedimentaria (deformación por carga), algunas muy marcadas. En ocasiones muestran abundante bioturbación. Se observan fisuras con relleno de carbonatos, pirita diseminada, óxidos y abundante materia orgánica y raíces. Usualmente contactos netos. Espesores variables desde decenas de centímetros a 200-300 centímetros (Figura 4.1. A, B).

Se interpretan como depósitos de decantación a partir de partículas en suspensión. La estructura masiva puede deberse a floculación de partículas y/o bioturbación (Bhattacharya, 2006; MacEarchen *et al.*; 2005)

### **Facies de fangolitas laminadas (Fl)**

Son fangolitas con laminación bien definida, dada por la alternancia de limolitas y arcilitas, frecuentemente con fisilidad y/o friables. Por sectores se observa interlaminada y/o interestratificada con arenitas muy finas a limolitas generalmente laminadas. Pueden presentar en sectores estructuras de deformación sinsedimentaria (deformación por carga) algunas muy marcadas. Es muy frecuente la presencia de fitodetritos y pirita. Ocasionalmente se observan zonas muy carbonosas. Otros rasgos esporádicos son raíces y grietas de sinéresis. Espesores variables desde decenas de centímetros a 200-300 centímetros. También se observan niveles de fangolitas tobáceas a tobas laminadas con fangolitas muy escasos y poco potentes (menos de 10 cm) (Figura 4.1. C, D).

Se interpretan como sedimentos depositados durante eventos de decantación subácua a partir de suspensiones. La escasa bioturbación permite que se conserve la estructura primaria (Collinson y Thompson, 1989; MacEarchen, *et al.*, 2005).

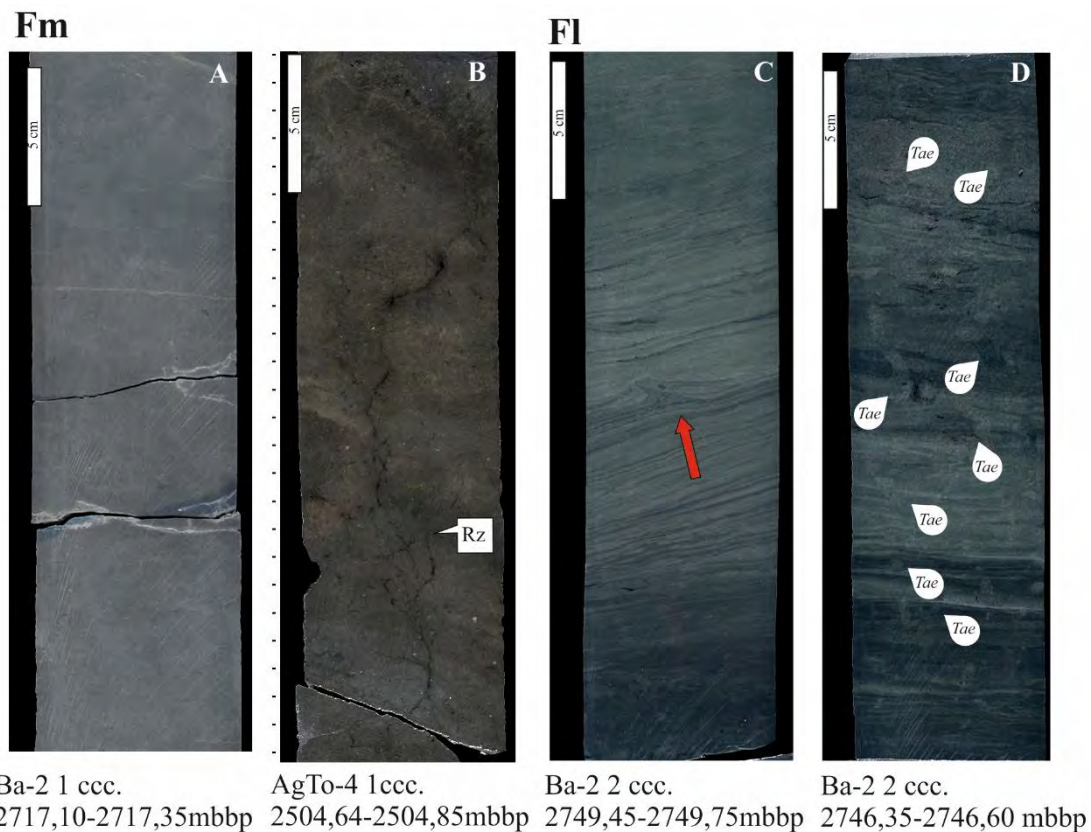


Figura 4.1. Facies pelíticas: **Fm** A) Pelitas masivas. B) Pelitas masivas con rasgos pedogenéticos. Rz (rizolitos). **Fl** C) Pelitas laminadas, flecha roja marcando deformación sinsedimentaria. D) Abundante bioturbación, Tae (*Taenidium* isp.).

#### 4.1.2. Facies heterolíticas

Las facies heterolíticas tienen una representación mayor en los testigos coronas examinados que las pelíticas, pero de la misma manera que estas, están mucho más representadas en los testigos corona correspondientes al “Lajas Medio”. En los testigos coronas asignados al “Lajas Inferior” las facies heterolíticas tienen una participación mayor que las facies pelíticas, pero menor a las facies de areniscas. (ver capítulo 6).

#### Facies heterolíticas onduladas (Htw)

Son sedimentos heterolíticos en los cuales predominan las fangolitas, con intercalaciones de limolitas y en menor medida areniscas muy finas. Suelen presentar estructuras tractivas, como laminación heterolítica ondulosa. Es común la presencia de

fitodetritos, y bioturbación que puede ser muy variable tanto en diversidad como en índices de bioturbación. También presenta usualmente grietas de sinéresis. Contactos netos o transicionales. Espesores de decenas de centímetros a 100 centímetros (Figura 4.2. A, B).

Se las interpreta como originadas por procesos alternantes de decantación y tracción en un medio subácueo (Collinson y Thompson, 1989; Boyd *et al.*, 2006).

### **Facies heterolíticas flaser (Htf)**

Conformadas por niveles de sedimentos heterolíticos donde alternan areniscas muy finas a finas con niveles delgados de fangolitas. Presentan estructuras tractivas como laminación heterolítica tipo flaser, suelen tener fitodetritos y bioturbación, que puede variar de muy localizada, poco abundante, y con índices de bioturbación bajo (BI 1-2) a más extendida, más abundante y con índices de bioturbación alto (BI 3-5). Pueden presentar grietas de sinéresis. Tienen contactos netos, transicionales y/o erosivos. La potencia de estas facies varía de decenas de centímetros a 100-200 centímetros (Figura 4.2. C, D).

Esta facies mixta, se interpreta como originada por acción de flujos orbitales en un medio subácueo. Son producidas por procesos alternantes de decantación y tracción (Collinson y Thompson, 1989; Boyd *et al.*, 2006). Debido a la dominancia de la fracción arena se interpreta un predominio de los procesos tractivos por sobre los de decantación.

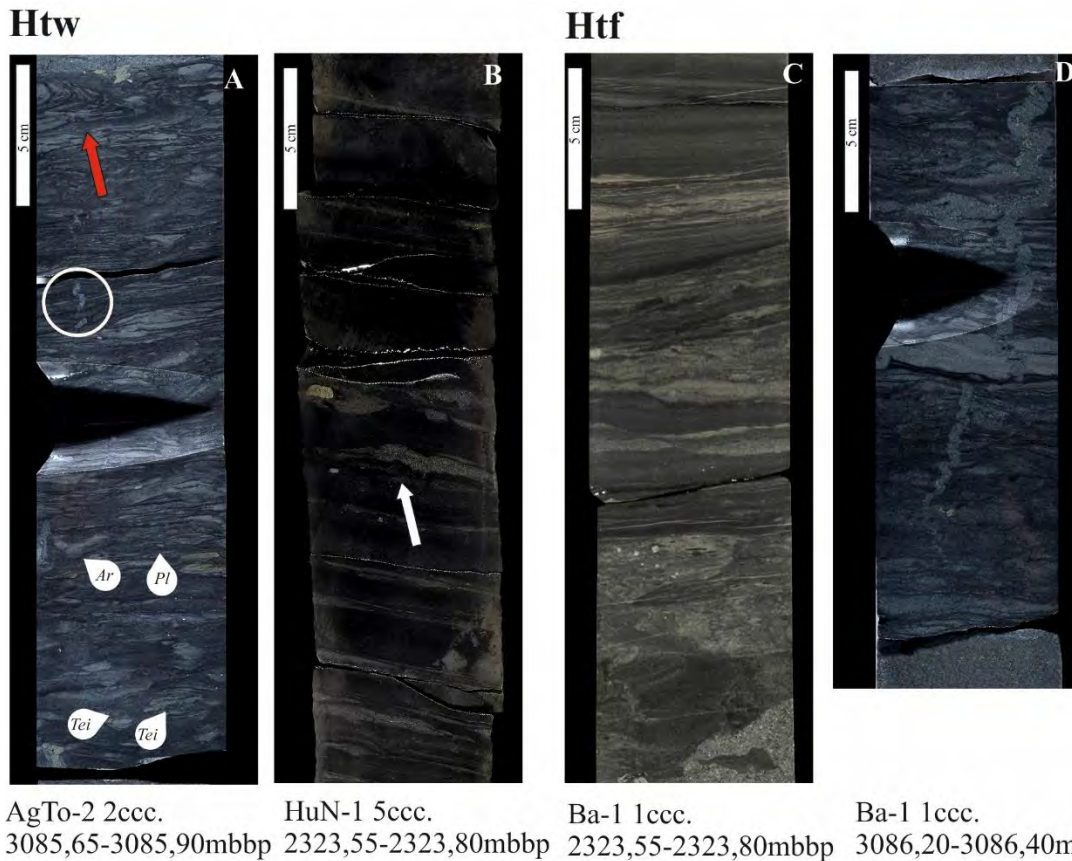


Figura 4.2. Facies heterolíticas: **Htw** A) Facies Heterolíticas masivas bioturbadas. En el círculo blanco, grieta de sinéresis. Señalado con la fecha roja, deformación sinsedimentaria. *Ar*, *Arenicolites* isp., *Pl*, *Planolites* isp., *Tei*, *Teichichnus* isp. B) Heterolíticas con niveles de arena con estructuras de laminación ondulítica de corriente (flecha blanca). **Hts**. C) Facies heterolíticas gruesas. Deformación sinsedimentaria. D) Deformación sinsedimentaria, grietas de sinéresis.

#### 4.1.3. Facies de psamitas

Las rocas sedimentarias de granulometría psamítica son las más abundantes en todos los testigos corona examinados. Pero, como se observaba en las facies anteriores, su representación es mucho mayor en los testigos coronas correspondientes al “Lajas Inferior” que en aquellos asignados al “Lajas Medio” (ver capítulo 6).

#### Facies de areniscas masivas (Sm)

Conformada por areniscas medias a gruesas, llegando hasta tamaño gravas, con estructura masiva. Presentan contactos de base neta a erosiva, y techos netos a transicionales. No suelen presentar bioturbación. Pueden presentar eventualmente en la

base niveles de granulometrías más gruesas (areniscas gruesas a conglomerados) y estructuras de deformación por carga, que pasan transicionalmente a un arreglo masivo. Pueden tener espesores variables, desde decenas de centímetros a un máximo de 300-400 cm (Figura 4.3. A, B).

Son originadas por flujos diluidos traccionales, newtonianos y turbulentos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999).

### **Facies de areniscas masivas bioturbadas (Smb)**

Facies compuestas por areniscas finas a gruesas, con abundante bioturbación (BI 3-6). Esta bioturbación enmascara las estructuras sedimentarias primarias, resultando en una estructura masiva secundaria. A veces es difícil distinguir los cuerpos individuales. Suelen tener base neta o erosiva, con techos netos, a difusos o transicionales. Espesores muy variables, del orden de 50 cm a 300-400 cm (Figura 4.3. C, D).

Se la interpreta como depósitos de dunas retrabajadas por organismos, los cuales producen la obliteración de la estructura primaria. (Collinson y Thompson, 1989; Clifton, 2006, Pemberton *et al.*, 1992; Bromley, 1996).

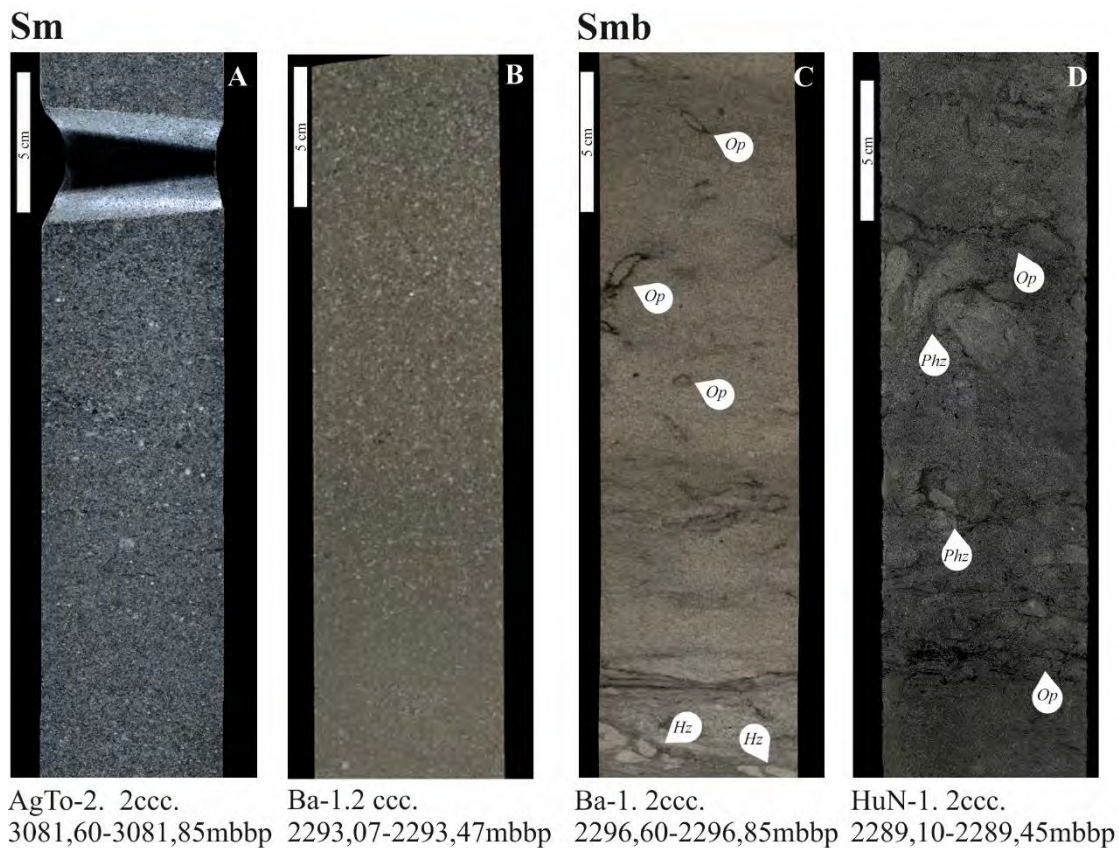


Figura 4.3. A, B). Areniscas Masivas **Sm**; C, D). Arenas masivas bioturbadas **Smb** *Op*, *Ophiomorpha irregulaire*, *Hz* *Haenzchellinia* isp., *Phz* *Parahaenzchellinia* isp.

### Facies de areniscas con estratificación cruzada tangencial (Set)

Areniscas medianas a gruesas, con buena selección, generalmente presentan fitodetritos dispuestos en las superficies de estratificación, raramente bioturbadas. A veces es difícil distinguir cuerpos de arena individuales, y suelen tener bases netas a transicionales o erosivas, y techos netos a transicionales. Raramente presenta bioturbación, y cuando lo hace, suele ser muy localizada y de baja intensidad (BI-1-3). Los ángulos de estratificación pueden variar desde muy bajos ángulos, hasta ángulos mucho más acusados. Suele presentar abundantes fitodetritos en los límites de los sets. Los sets tienen espesores de 5-10 cm hasta 70-100 cm., y los cosets pueden llegar a tener hasta 800-1000 cm de potencia. Tiene una potencia variable desde algunas decenas de centímetros hasta 3-4 metros (Figura 4.4. A,B).

Se la interpreta como depósitos de carga de fondo arenosos, resultado de la migración de dunas 3D (dunas de crestas sinuosas). Son originadas por flujos diluidos traccionales, newtonianos y turbulentos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999).

### **Facies de areniscas con *Hummocky Cross Stratification* (Shcsb)**

Consta de areniscas muy finas a finas, que ocasionalmente pueden intercalar con areniscas gruesas a conglomerádicas; con estratificaciones convexas hacia arriba, de tipo *hummocky Cross-stratification* (Hcs) y laminación paralela. Raramente presentan bioturbación, y cuando lo hacen es muy localizada, con bajo BI (1-3), y típicamente mono-específica de *Macaronichnus* isp. Ocasionalmente puede presentar además *Ophiomorpha irregulaire*. La transición entre distintas granulometrías dentro de un mismo estrato puede mostrar contactos erosivos o no. Presentan bioturbaciones escasas y localizadas en ciertos sectores. Contactos netos a erosivos en las bases y netos en el techo. Los espesores varían desde decenas de centímetros a 1 metro como máximo (Figura 4.4 C).

Se la interpreta como depósitos acumulados durante períodos de tormenta (Clifton, 2006).

### **Facies de areniscas con laminación ondulítica de ola (Sw)**

Está conformada por areniscas muy finas y finas a muy finas, con areniscas finas arcillosas con briznas carbonosas subordinadas. domina la laminación ondulítica de ola, frecuentemente con material fino recubriendo. También presentan laminación “*Hummocky*” de pequeña escala. La bioturbación es muy escasa, y está representada por asociaciones mono-específicas de *Macaronichnus* isp., con escaso desarrollo, un índice de bioturbación muy bajo (1-3) (Figura 4.4 D).

Se interpreta como el resultado de la interacción del movimiento oscilatorio horizontal de celdas circulares producto de oleaje con el lecho (Nichols, 2009).

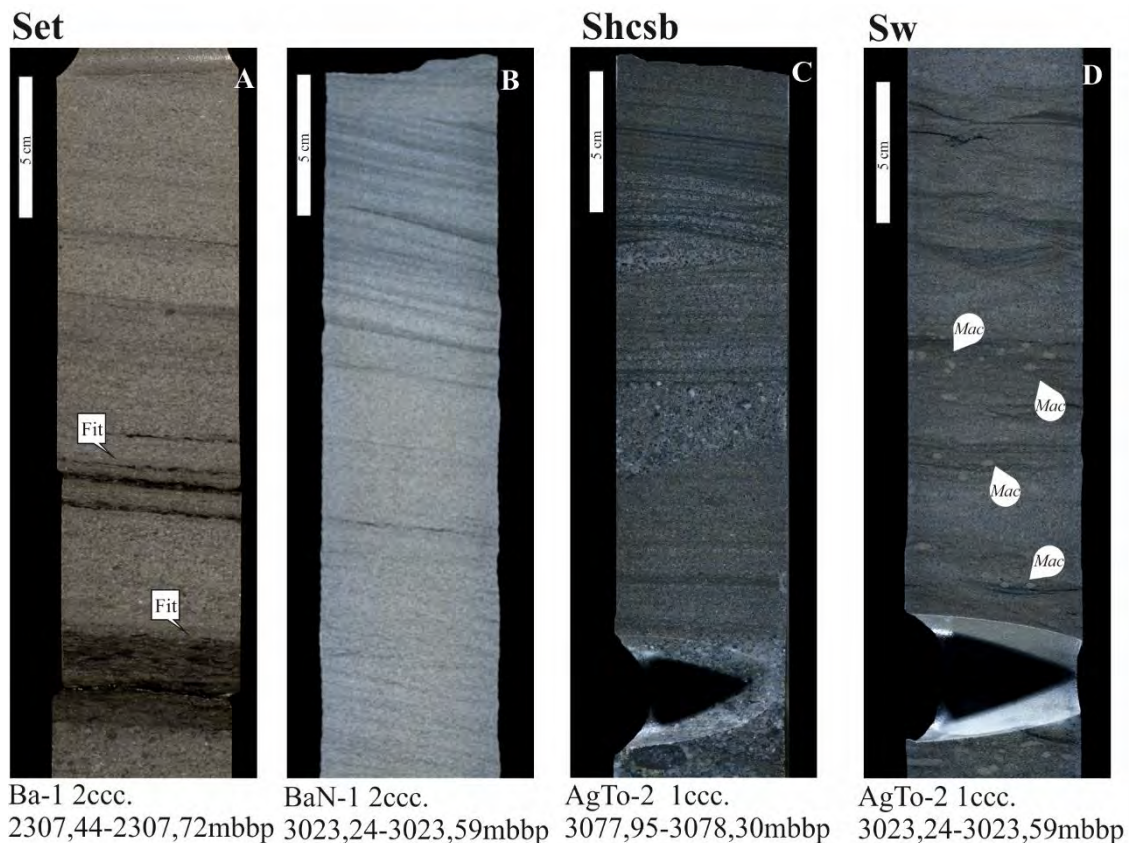


Figura 4.4. A) Facies areniscas con estratificación cruzada tangencial de bajo ángulo (Set) Fit Fitodetritos. B). Estratificación cruzada tangencial de alto ángulo, **Set** C) Areniscas con laminación tipo “Hummocky” **Shcsb** D) Areniscas con laminación ondulítica de ola, y de tipo “micro hummocky” con bioturbación Ma, *Macaronichnus* isp. **Srw**.

### Facies de areniscas finas/medias a limosas, con *climbing ripples* (Sr)

Esta facies caracteriza niveles de areniscas finas/medianas a limosas, con *climbing ripples*, que suelen ser bastante difusos. No suelen presentar bioturbación. Suelen presentar ángulos de escalonamiento menores a la pendiente de barlovento (subcríticos, según Joplin y Walker, 1968). Los sets tienen escaso desarrollo, de 2 a 8 cm, y los cosets varían de 20-40 cm a 70-90 cm de potencia. Tiene contactos basal neto o transicional y techos netos. Los espesores van desde pocos centímetros a decenas de centímetros (Figura 4.5 A,B).

Se interpreta como depósitos originados por flujos unidireccionales con carga de sedimento en suspensión (Joplin y Walker, 1968).

## Facies de areniscas gruesas a conglomerádicas con estratificación cruzada (SGt)

Consiste en areniscas gruesas a conglomerádicas, que presentan estratificación cruzada tangencial a estratificación cruzada difusa. Puede tener transiciones suaves y continuas de granulometría, o mostrar pases abruptos entre distintas granulometrías. Contactos basales netos a erosivos y techos netos a transicional. Muy raramente presentan bioturbación. Los sets pueden variar de pocos centímetros de espesor (5-10 cm) a 70-90 cm de espesor. Los cosets pueden presentar espesores de de unas pocas decenas de centímetros hasta 2-3 metros (Figura 4.5 C, D).

Se la interpreta como depósitos de carga de fondo, resultado de la migración de dunas 3D o de crestas sinuosas. Son originadas por flujos diluidos traccionales, newtonianos y turbulentos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999).

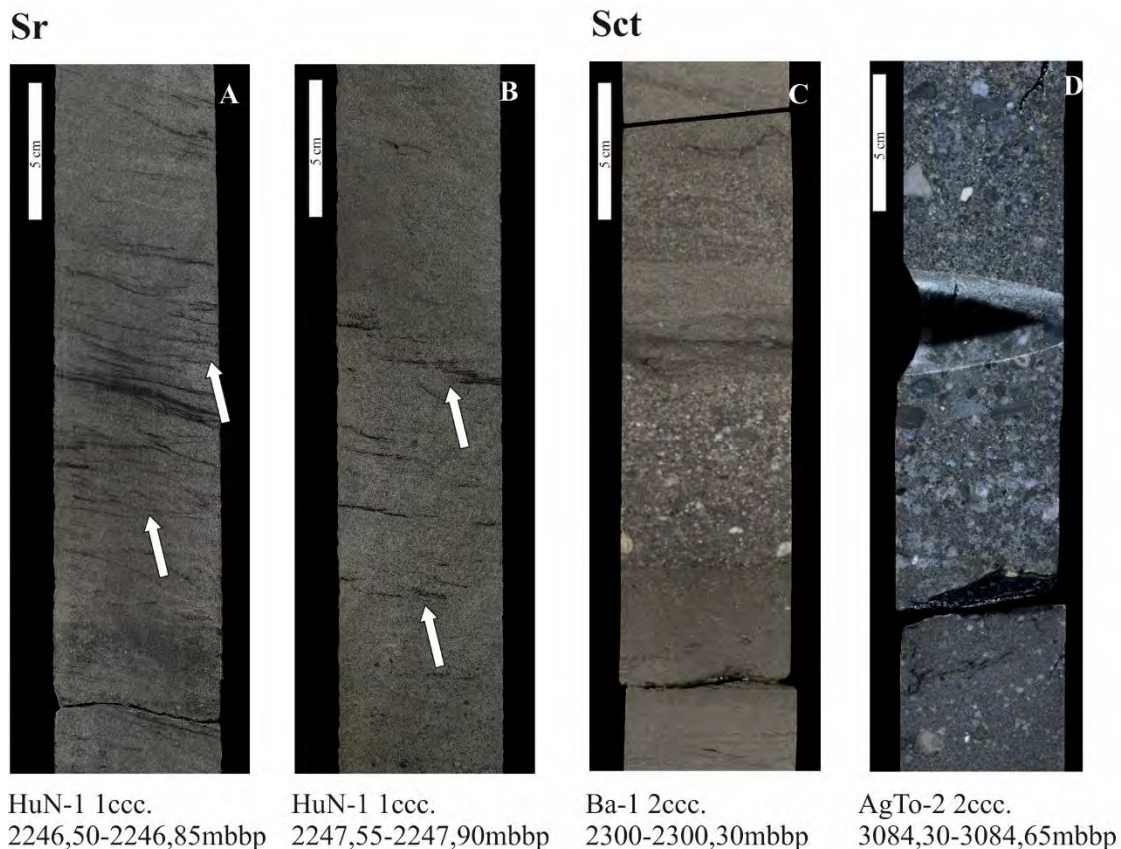


Figura 4.5. A) B). Facies areniscas con "climbing ripples" (marcados con flechas blancas) Sr. C), D). Facies de areniscas a conglomerados con estratificación entrecruzada SGt.

#### **4.1.4. Facies de psefitas**

Las rocas sedimentarias de granulometría más gruesa tienen una representación muy saltuaria, siendo muy abundantes en algunos sectores de los testigos coronas analizados, y estando completamente ausente en otros. Estas facies suelen estar relacionadas con las facies de areniscas, y como tales, tienen una representación mayor en los testigos coronas correspondientes al denominado “Lajas Inferior” que en los testigos coronas asignados al “Lajas Medio” (ver capítulo 6)

#### **Facies de conglomerados masivos (Gm)**

Conformada por conglomerados masivos, principalmente matrix-sostén (subordinados clasto-sostén) con predominio de clastos volcánicos. No presentan nunca bioturbación. Granulometrías que van de gránulos a cantos, sin orientación preferencial. Contactos basales netos a erosivos y techo neto, de variado espesor (decenas de centímetros a 1-2 metros) (Figura 4.6 B).

Se la interpreta como depósitos de flujos subácueos, originados por corrientes de sedimentos de alta densidad (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999; Collinson *et al.*, 2006). Estas corrientes concentradas de mayor viscosidad se denominan “flujos hiperpícnicos”, (Lowe, 1976; Mulder y Syvitski, 1995; Zavala *et al.*, 2006; Bhattacharya, 2006; Mutti *et al.*, 2009).

#### **Facies de conglomerados con estratificación entrecruzada tangencial (Get)**

Facies caracterizada por conglomerados mayormente matrix-sostén (solo raramente clasto-sostén), polimícticos de diversos tamaños (de gránulos a cantos) (Scasso y Limarino, 1997). No presenta nunca bioturbación. Los sets suelen ser difusos, con límites gradacionales, pero se distinguen generalmente por contrastes en la selección de los clastos, y pueden presentar imbricación, con los ejes mayores orientados de forma perpendicular al sentido de inclinación del set. Sets de variable tamaño (3-5 cm a 40-60 cm), cosets muy difíciles de identificar (Figura 4.6 A).

Se la interpreta como depósitos de carga de fondo, resultado de la migración de dunas 3D (dunas de cresta sinuosas). Son originadas por flujos diluidos traccionales,

newtonianos y turbulentos (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999; Collinson *et al.*, 2006).

### **Facies de conglomerados con intraclastos pelíticos (Gmpi)**

Esta facies se caracteriza por presentar conglomerados masivos, mayormente matrix-sostén (sólo ocasionalmente clasto-sostén) con clastos pelíticos a heterolíticos, de tamaño y forma variable incluso en un mismo nivel, y matriz arenosa. Las bases son netas a erosivas con techos transicionales. Espesores muy variables (desde escasos centímetros a decenas de centímetros) (Figura 4.6 C, D)

Se la interpreta como depósitos de flujos subácueos erosivos, originados por corrientes de sedimentos de alta densidad (Collinson y Thompson, 1989; Leeder, 1999; Collinson *et al.*, 2006). Asimismo, se infiere el carácter erosivo del evento que los depositó debido a la presencia de intraclastos pelíticos (Mjøs *et al.*, 1993; Bridge, 2003; 2006).

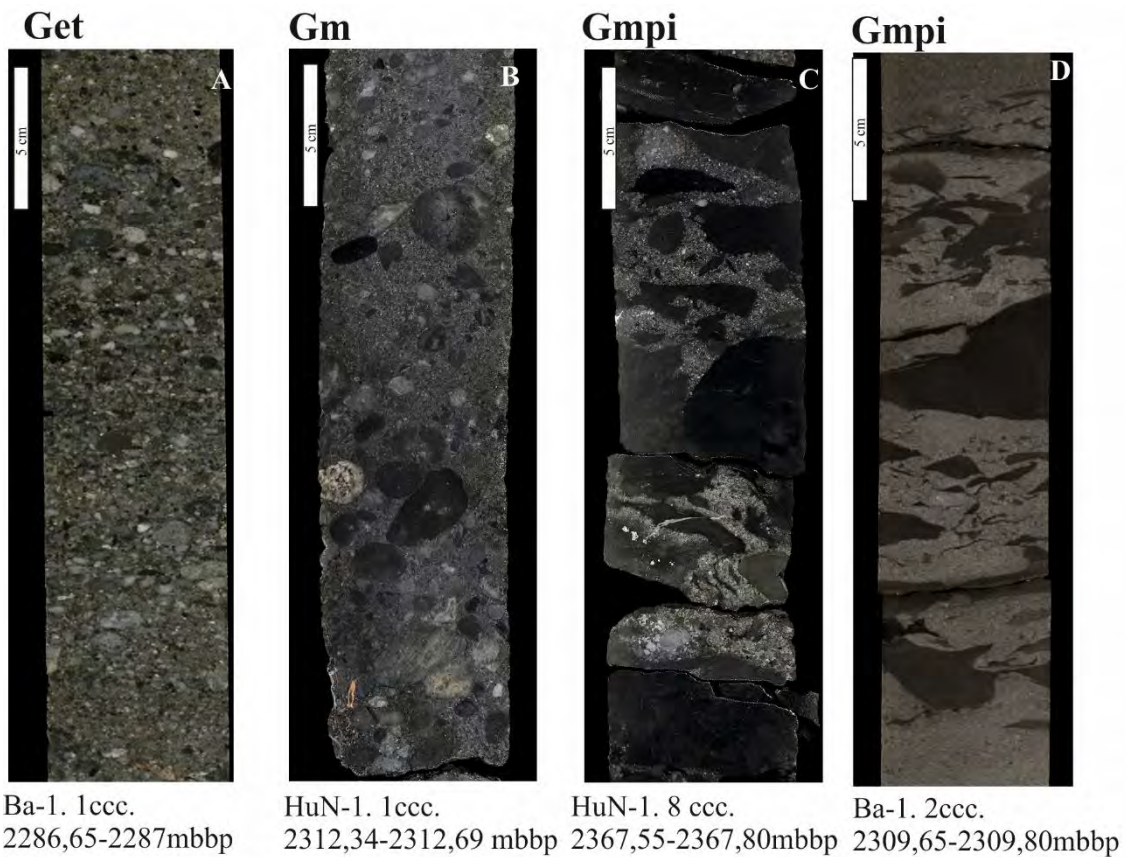


Figura 4.6. A) Facies de conglomerados con estratificación cruzada tangencial **Get** B) Facies de conglomerados masivos **Gm**, C) D) Facies de conglomerados masivos con intraclastos pelíticos **Gmpi**.

## 4.2. INTERPRETACIÓN DE FACIES

Cada facies sedimentaria reconocida responde a un grupo de parámetros depositacionales específicos, entre las que se incluyen la energía del agente, la tasa de sedimentación, la presencia de organismos bioturbadores, entre otros. A continuación, se hará una interpretación elemental de las facies antes descritas (Tabla 1).

Facies	Litología	Estructuras Sedimentarias.	Trazas fósiles	Interpretación
Fm	Fangolitas. Areniscas muy finas subordinadas	Masivas	<i>Planolites, Teichichnus, Chondrites, Mantle &amp; Swirl, Rizolitos, Taenidium</i>	Depósitos de decantación a partir de una suspensión y/o floculación. / Masivo por bioturbación.
Fl	Fangolitas	Laminadas	Rizolitos, <i>Taenidium</i>	Depósitos de decantación a partir de una suspensión.
Htw	Fangolitas/Areniscas muy finas	Laminación ondulosa	<i>Planolites, Teichichnus</i>	Depósitos dominados por decantación con episodios de eventos tractivos alternantes.
Htf	Areniscas muy finas a finas/Fangolitas	Laminación ondulosa	<i>Planolites, Teichichnus, Haenzchelina, Ophiomorpha</i>	Depósitos dominados por eventos tractivos con pausas que permiten la decantación.
Sm	Areniscas medias a gruesas/gravas	Masiva		Deposición rápida de arenas por flujos tractivos sin desarrollo de estructura
Smb	Areniscas finas a gruesas	Masiva	<i>Ophiomorpha, Gyrolithes, Parahaenzchelina, Haenzchelina, Thalassinoides, Chondrites</i>	Depósitos tractivos que presentan sus estructuras sedimentarias obliteradas por bioturbación.
Set	Areniscas medianas a gruesas	Estratificación cruzada tangencial	<i>Ophiomorpha, Gyrolithes, Haenzchelina</i>	Depósito originado por migración de dunas 3D en ambiente subácueo
Shcs	Areniscas muy finas a medias	HCS ( <i>Hummocky Cross Stratification</i> )	<i>Macaronichnus, Ophiomorpha</i>	Depósitos originados por una combinación de flujos unidireccionales y oscilatorios. Asociados a tormentas.
Srw	Areniscas muy finas a finas	Estructura ondulítica de ola.	<i>Macaronichnus</i>	Depósitos originados por flujos oscilatorios. Asociados a oleaje.
Sr	Areniscas finas a medianas a limosas	<i>Climbing ripples</i>		Depósitos originados por flujos unidireccionales con carga de sedimento en suspensión.
SGt	Areniscas gruesas/conglomerados	Estratificación cruzada tangencial		Depósito originado por migración de dunas 3D en ambiente subácueo
Gm	Conglomerados	Masiva		Deposición rápida de conglomerados sin desarrollo de estructura.
Gt	Conglomerados	Estratificación cruzada tangencial		Depósito originado por migración de dunas 3D en ambiente subácueo
Gmi	Conglomerados	Masiva		Depósito de alta energía producto de flujos densos. Erosión del sustrato con arranque de clastos pelíticos.

Tabla 4.1: Facies sedimentarias presentes en los testigos corona analizados, y las interpretaciones de los procesos que las formaron.

### 4.3. ASOCIACIONES DE FACIES

A fin de realizar una interpretación de la evolución ambiental de cada uno de los testigos coronas, se agruparon las facies previamente descritas de acuerdo a sus relaciones espaciales y a la interpretación de los procesos que las originaron, siguiendo los criterios de Collinson (1969) que estipulan que una asociación de facies es un conjunto de facies que se relacionan genéticamente entre sí, y que poseen un significado ambiental. En tal sentido, cinco asociaciones de facies fueron reconocidas.

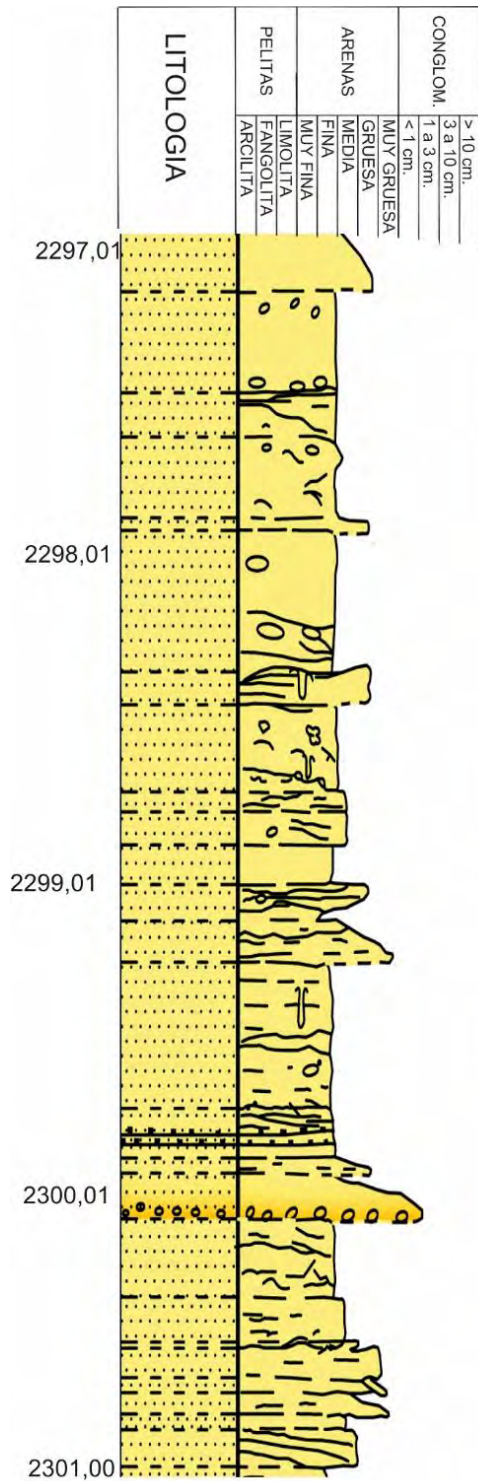
#### 4.2.1. Asociación de Facies 1: Barras de desembocadura de frente deltaico

Descripción: En esta asociación de facies se encuentran predominantemente las facies de areniscas (Sm, Smb, Setm, SGt), facies de conglomerados (Gm, Get, Gmpi), y los depósitos de sedimentos finos representadas en menor proporción por las facies pelíticas y heterolíticas (Fm, Htw, Htl) Debido a la amalgamación de los cuerpos de arenas, a veces es dificultoso establecer el espesor exacto de una unidad discreta en el testigo corona. A pesar de esto, las unidades fueron diferenciadas basadas en sus bases erosivas o netas. Se observan concentraciones variables de materia orgánica (fitodetritos). El contenido icnológico se encuentra integrado por *Ophiomorpha irregulaire*, *Haentzchelinia* isp., *Gyrolithes* isp., *Thalassinoides* isp., *Parahaenzchelinia* isp., *Chondrites* isp. (ver capítulo 5). En general, el arreglo de esta asociación de facies suele ser granocreciente, con los sedimentos más finos (Fm, Htw; Htl) en las bases de las sucesiones, y los cuerpos arenosos y conglomerádicos hacia arriba. El espesor de las barras de desembocadura suele variar entre 5-10 m, mientras que las áreas de pie de barra o interbarra tienen una representación mucho menor, siendo de decenas de centímetros (10-80 cm) (Figura 4.7).

Interpretación: La naturaleza granocreciente así como los indicadores de corrientes unidireccionales, así como su asociación con la Asociación de Facies de Canales (AF2, ver más adelante) sugieren que la AF1 se acumuló en una situación de barras de desembocadura en un ambiente deposicional de frente deltaico (Bhattacharya 2010; Schomacker *et al.*, 2010). Estos depósitos se interpretan como una sucesión de cuerpos arenosos que representan barras de desembocadura intercalados con depósitos más finos (heterolíticos) identificados como áreas de pie de barra o interbarras. Estas barras fueron formadas por flujos tractivos fluviales que desaceleran cuando los canales

distributarios, por donde se encausan, entran al mar originando acumulaciones de arena en la desembocadura de estos. Las distintas facies presentes hacen referencia a procesos deposicionales distintos, siendo las facies Sm, Smb, Set, SGt, Gm, Gmpi depositadas por flujos de variable densidad fluvio-derivados. De las facies anteriores, las facies de Gmpi, Gm, SGt, presentan las mayores evidencias de flujos de alta densidad, ya que tienen episodios de energía variables en un solo cuerpo de roca. Las facies Smb, Shcsb se interpretan como producto de procesos netamente marinos (oleaje y/o bioturbación marina). Los depósitos heterolíticos, representados por las facies Htw, Hts marcan episodios de menor energía, que alternan depositación por decantación, con depositación por tracción y/o tracción decantación de sedimentos más gruesos originados en avenidas fluviales menores. Estos depósitos se interpretan como interbarra o pie de barra, ya que suelen encontrarse entre sucesiones de barras, y no evidencian necesariamente una profundización del sistema, que conduciría a interpretarlos como depositados en ambiente de prodelta. El espesor de estos intervalos no supera el metro, y no evidencia signos de erosión ni posibles hiatus deposicionales.

Los *foreset* de las barras tienen las granulometrías más gruesas, y las estructuras sedimentarias que sugieren una rápida depositación producida por los influjos de los ríos, mientras que el pie de barra es donde se acumulan los sedimentos más finos, por ser las zonas de menor energía. Estas alternancias entre barra e interbarra son interpretadas como depósitos de flujo e interflujo fluviales, y entre ambos determinan un evento de estratificación. La arena se deposita durante los eventos de alta energía, y cuando el evento va perdiendo energía el material más fino es depositado por suspensión (Gugliotta *et al.*, 2015, Kurcinka *et al.*, 2018). La escasa representación de estructuras generadas por oleaje y estructuras relacionadas con la acción mareal sugieren una depositación en un ambiente predominantemente dominado por la acción de avenidas fluviales (Canale *et al.*, 2015, 2016).



# AF 1

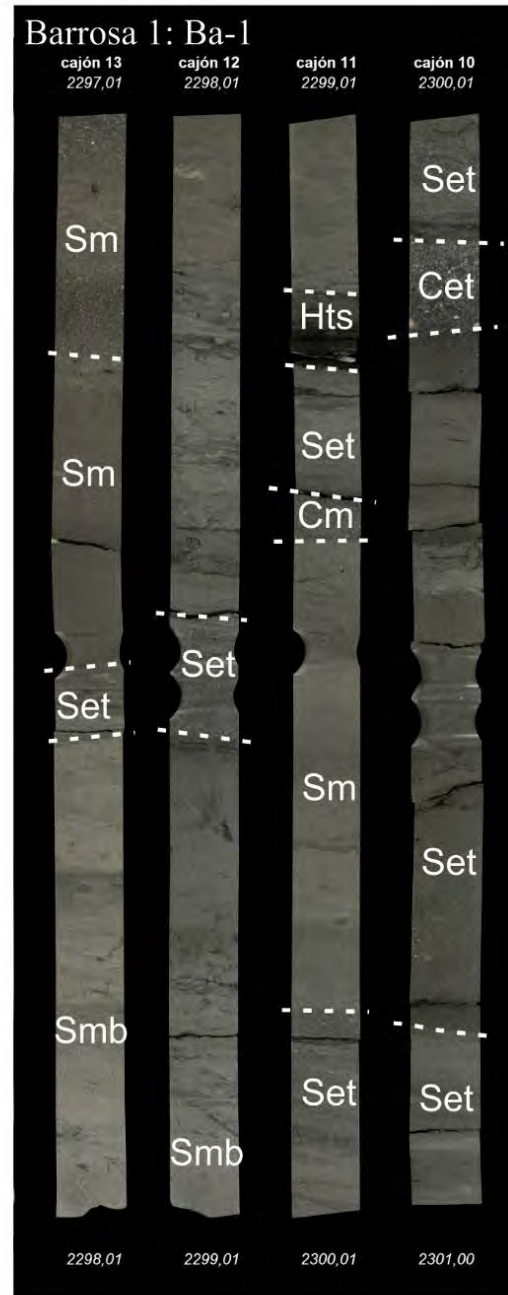


Figura 4.7. Asociación de Facies 1: Barras de desembocadura de frente deltaico. Barrosa 1: Ba-1, 2301,00-2297,01 m. **Sm**: Areniscas masivas; **Set**: Areniscas entrecruzadas tangenciales; **Smb**: Areniscas masivas bioturbadas; **Gm**: Conglomerados masivos; **Cet**: Conglomerados con estratificación cruzada tangencial.

#### 4.2.2. Asociación de Facies 2: Canales distributarios

Descripción: Esta asociación de facies comprende a las facies más gruesas, (Sm, St, SGt, Gm, Gmi), que intercalan entre sí. Muestran una tendencia en general grano decreciente. Las bases son principalmente erosivas, pero localmente se han observado contactos netos y hasta transicionales. Los estratos pueden presentar fluctuaciones de tamaño de grano que van de arenisca fina a media a conglomerado, dominando principalmente las estructuras masivas, y en segundo lugar, las estructuras entrecruzadas, que en ocasiones llegan a ser difusas. Estas unidades no presentan nunca bioturbación de ningún tipo. Esta AF2 está relacionada con los depósitos de planicie interdistributaria AF3 y también con barras de desembocadura de frente deltaico AF 1. Su espesor es muy variable, pero tienen generalmente gran potencia, desde espesores de alrededor de 1 m a 6-10 m (Figura 4.8).

Interpretación: Las bases erosivas, la tendencia general grano decreciente y los cambios en el tamaño de grano dentro de un mismo depósito sugieren depositación dentro de canales bajo condiciones de alta energía, que evidencian sin embargo fluctuaciones típicas de descargas fluviales (Bhattacharya, 2006). La alta energía y elevada tasa de depositación son condicionantes ambientales que impiden el desarrollo del bentos, razón por la cual nunca se encuentran bioturbados (MacEachern *et al.*, 2005). Estos depósitos se interpretan como rellenos de canales distributarios en planicie deltaica, a veces llegando hasta el frente deltaico proximal, erosionando los depósitos de barras de desembocadura.

## AF 2

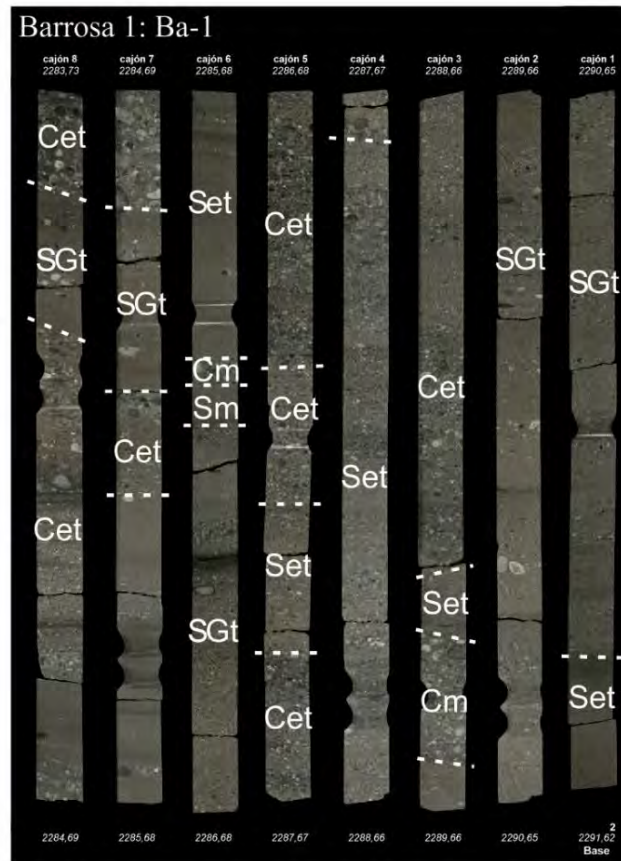
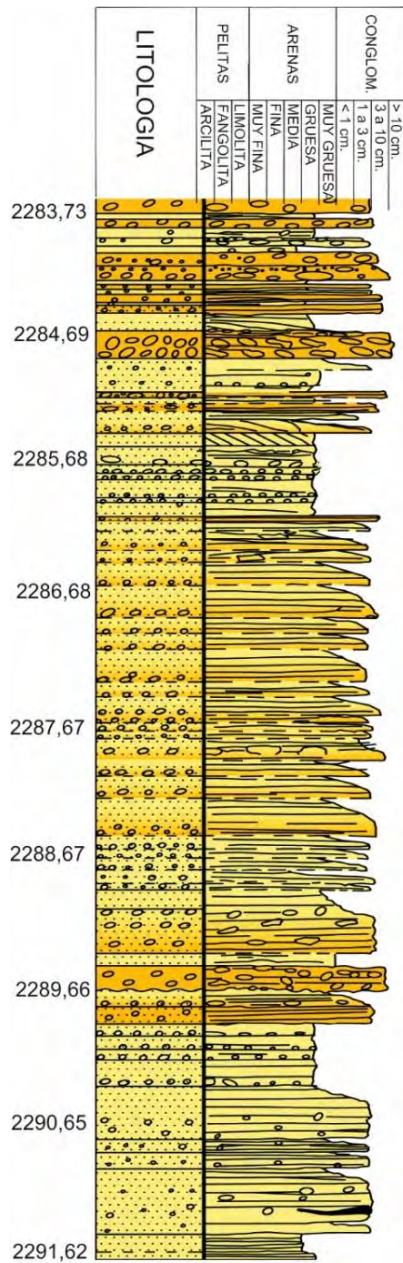


Figura 4.8. Asociación de Facies 2: Canales distributarios. Barrosa 1: Ba-1, 2291,62-2283,73m. **Cet**: Conglomerados con estratificación cruzada tangencial; **SGt**: areniscas gruesas a conglomerádicas con estratificación cruzada; **Gm**: Conglomerados masivos; **Sm**: Areniscas masivas; **Set**: Areniscas entrecruzadas tangenciales.

### 4.2.3. Asociación de Facies 3: Planicie interdistributaria

Descripción: Estos depósitos muestran una gran variedad de facies, desde facies finas (Fm, Fl), heterolíticas (Htw, Hts), hasta facies psamíticas (Sr, Sm). De todas estas, las facies pelíticas y heterolíticas son las más abundantes. Pueden tener distintos niveles de

bioturbación, desde nula hasta muy abundante localmente. Puede presentar estructuras de deformación por carga. El contenido icnológico está representado por *Planolites* isp., *Teichichnus* isp., estructuras de *Mantle & Swirl*, rizolitos y *Taenidium* isp. (ver capítulo 5). Esta AF3 se encuentra relacionada con la Asociación de Facies de canales (AF2) (Figura 4.9).

Interpretación: Se interpreta que las facies de sedimentos más finos son depositadas en planicies interdistributarias entre canales distributarios, principalmente por procesos de decantación en ambientes de baja energía. Las planicies interdistributarias se caracterizan por presentar condiciones de agua salobre, con la influencia de procesos fluviales y marinos, pero predominado sobre todo las situaciones de baja energía (Elliott, 1974, Bhattacharya, 2006, Gugliotta *et al.*, 2015). La facies heterolítica Hts y las Sm y Sr se interpretan como depósitos de lóbulos de desbordes (*crevasse-splays*) en la planicie interdistributaria. Las facies Sm, Fm se interpretan como depósitos de planicie afectados por procesos pedogenéticos (Buatois y Mángano, 2011).

## AF 3

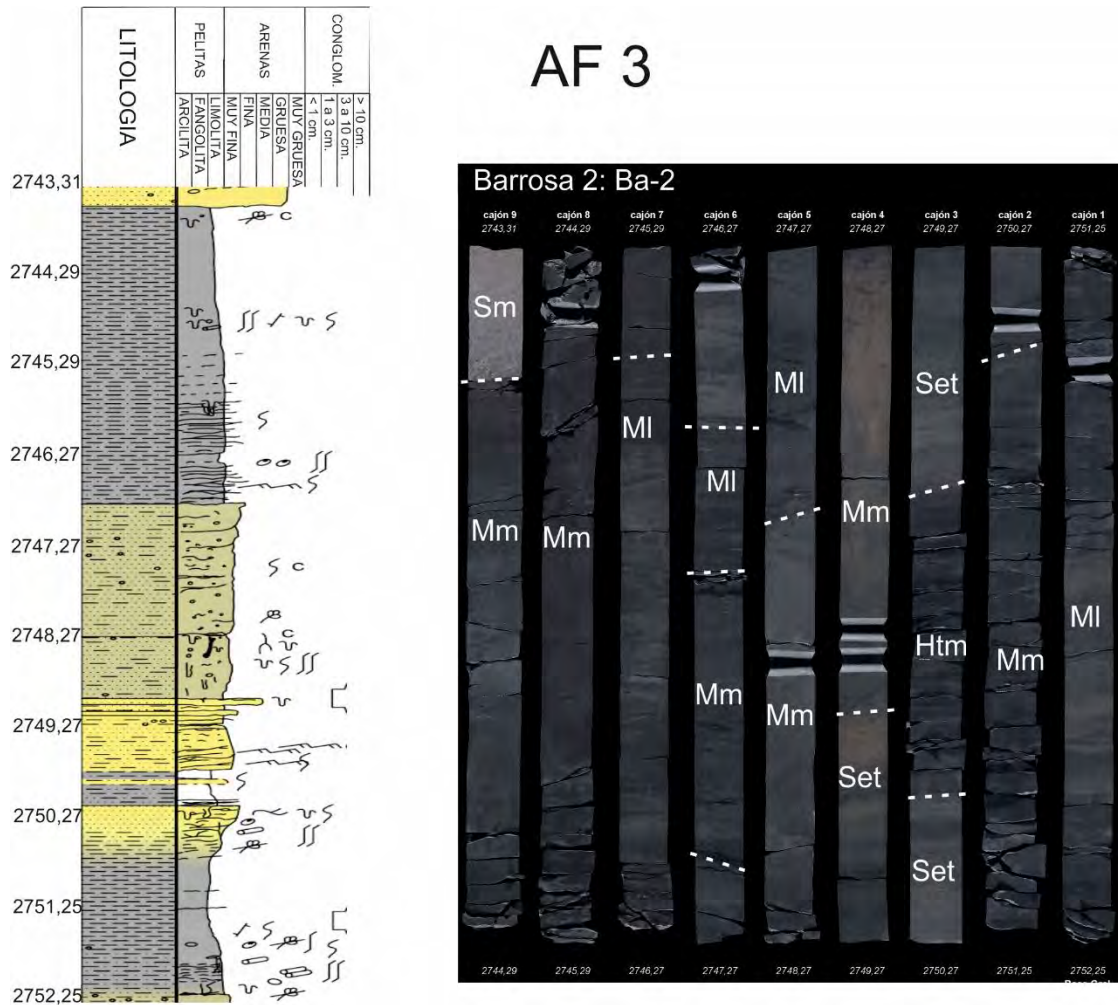


Figura 4.9. Asociación de Facies 3: Planicie interdistributaria y depósitos de *crevasse-splay*. Barrosa 2: Ba-2, 2752,25-2743,31m. **Sm**: Areniscas masivas; **Fm**: Fangolitas masivas; **Fl**: Fangolitas masivas; **Set**: Areniscas entrecruzadas tangenciales; **Htm**: Fango dominadas heterolíticas.

### 4.2.4. Asociación de Facies 4: Barras de oleaje

Descripción: Esta asociación de facies se encuentra dominada por facies psamíticas (Sm, Smb, Shcsb, Srw SGT), y subordinadamente facies de granulometría más fina (Htw, Fl). Esta Asociación de Facies es similar a la Asociación de Facies 1 previamente descrita, en cuanto a las facies que la integran. Sin embargo, en esta Asociación de Facies, la proporción de facies psamíticas vs pelíticas es mucho mayor que en la AF1, y es más frecuente la presencia de las facies Shcs y Srw, asociadas a procesos de oleaje (normal y de tormenta). Además, los contactos entre los distintos cuerpos de arena suelen ser un poco más nítidos. La materia orgánica vegetal (fitodetritos) es mucho más escasa que en la Asociación de Facies de Barras de desembocadura (AF1). La

bioturbación es muy localizada, estando representada principalmente por asociaciones monoespecíficas de *Macaronichnus* isp. y muy ocasionalmente *Ophiomorpha irregulaire* (ver capítulo 5). El espesor de estas barras suele ser más reducido que las de la AF1, estando comprendido entre 1 y 5 m (Figura 4.10).

Interpretación: Esta asociación de facies representa depósitos generados en zonas ubicadas en zonas entre el nivel de oleaje de buen tiempo y por debajo del nivel de oleaje de buen tiempo. Las arenas acumuladas en sistemas de barras y dunas resultan de la acción combinada de flujos unidireccionales, mientras que la presencia de estructuras de tipo laminación ondulítica de oleaje y *hummocky* se vincula al desarrollo de corrientes oscilatorias (Duke, *et al.*, 1991). La ausencia de concentraciones significativas de materia orgánica en esta asociación de facies sugiere un ambiente de acumulación alejado de un área de aporte fluvial directo, estando más asociado a una geometría costera silicoclástica (*shoreface*), con acción de oleaje como proceso dominante. Esta asociación de facies se interpreta como formada por procesos tractivos en ambientes de energía alta a muy alta, mostrando evidencia de retrabajo posterior por tormenta y oleaje (Plint, 2010; Ainsworth *et al.*, 2016). Debido a que se preserva laminación ondulítica de olas y estructuras de tormenta (HCS), se interpreta como que los depósitos han sido acumulados en ambientes de playa en posiciones de *shoreface* medio a *offshore transition* (Walker y Plint, 1992, Plint 2010). Los sucesivos niveles de arena se interpretan como cordones de barras litorales, desarrolladas en un ambiente de playa (en posición que varía de *shoreface* a *offshore transition*).



*Zoophycos*. Verticalmente esta AF generalmente es granocreciente, a medida que los sedimentos finos disminuyen (Figura 4.11).

Interpretación: Se interpreta esta asociación de facies como representativa de ambientes de baja energía, donde impera una alternancia entre procesos de tracción y decantación, y la deformación sinsedimentaria por carga. En este ambiente, sin embargo, se dan ocasionalmente llegadas de flujos mucho más energéticos, que depositan las facies más gruesas en forma tractiva. La presencia de fango fluido con abundante contenido de fitodetritos indica que los procesos de floculación fueron muy importantes en estos depósitos. Estos niveles de fango fluido inhiben el desarrollo de las comunidades infaunales como fue sugerido por MacEachern *et al.* (2005). La presencia recurrente de grietas de sinéresis indica cambios de salinidad producidas por el aporte de agua dulce desde un sistema fluvial cercano. Todas estas evidencias de influjos fluviales en un ambiente distal indican que estos sedimentos se acumularon en un ambiente de prodelta-frente deltaico distal al cual llegan todavía eventualmente flujos fluvio-derivados de alta energía (Bhattacharya 2010).

## AF 5

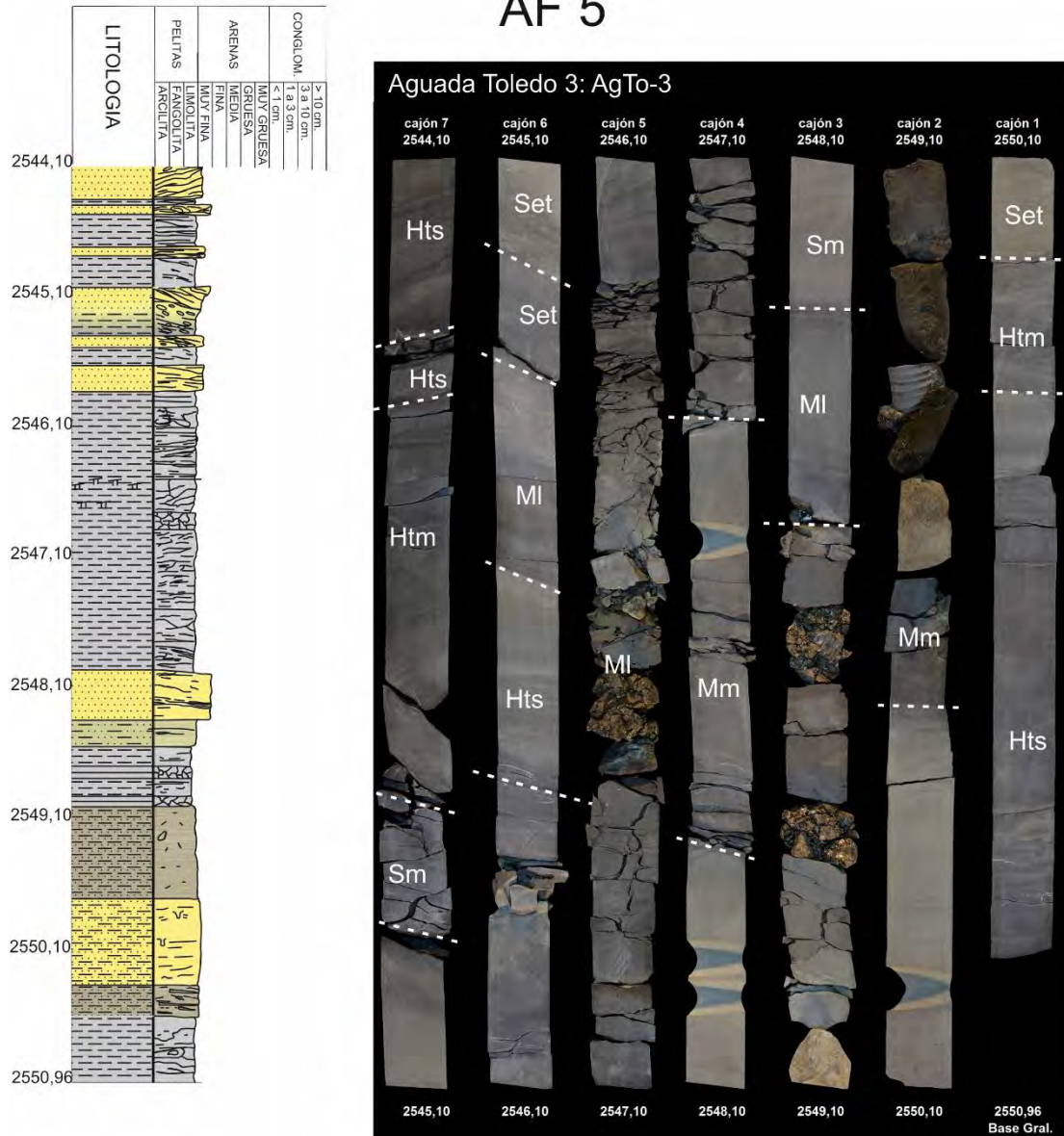


Figura 4.11. Asociación de Facies 5: Prodelta. Aguada Toledo 3: AgTo-3, 2550,96-2544,10m. **Hts**: Areniscas heterolíticas; **Htm**: Fango dominadas heterolíticas **Sm**: Areniscas masivas; **Set**: Areniscas entrecruzadas tangenciales **Fm**: Fangolitas masivas; **FI**: Fangolitas masivas.

### 4.4. FITODETRITOS

Los restos vegetales son muy importantes en contextos marinos transicionales, ya que el análisis de los mismos puede dar indicios respecto a los procesos sedimentarios involucrados en su depositación (Scheihing y Pfefferkorn, 1984; Spicer y Greer, 1986; Gastaldo *et al.*, 1987; Spicer, 1989). En todas las coronas analizadas, con mayor o menor frecuencia, pero siempre presentes, se hallaron capas que contienen restos vegetales de

pequeño tamaño (fitodetritos) (Figura 4.12. A, B). Estos tienden a ser más frecuentes en las barras de desembocaduras, pero también se encuentran en menor medida en los depósitos de planicie deltaica. Los restos vegetales usualmente exhiben dos morfologías disímiles, completamente deformados o con la estructura celular preservada, mostrando poca deformación (4.13. A, B, C, D).

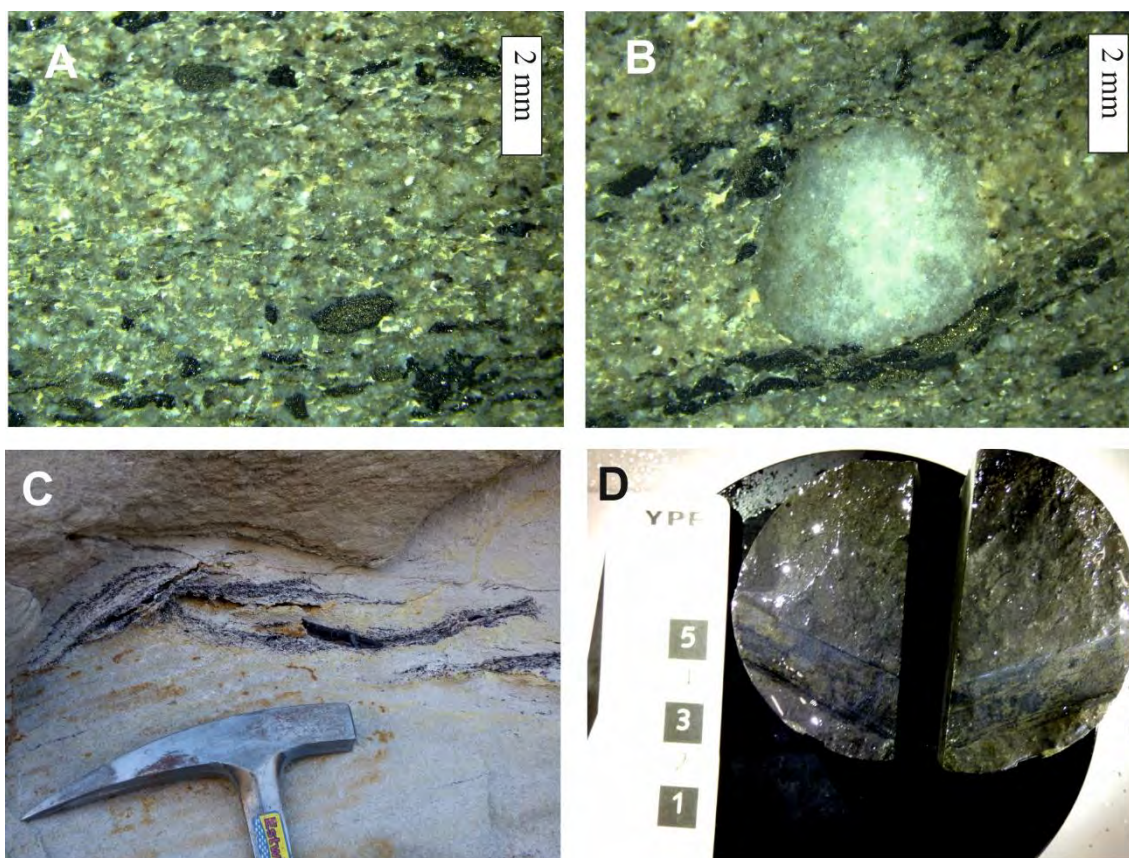


Figura 4.12. A) Nivel de fitodetritos en arenisca (Facies St). B) Nivel similar al anterior, nótese el tamaño de los granos. C) Nivel de fitodetritos en afloramiento (Bajada Los Molles). Entre los restos de fitodetritos se destaca un resto vegetal más grande. D) Restos de tallo de equisetal (AgTo-2).

En afloramiento también se observaron los fitodetritos, y con disposición y arreglo semejante a lo descrito previamente para los testigos corona estudiados (Figura 4.12. C). Esto ya fue reportado por Canale, 2016, Canale *et al.*, 2015, 2016, Gugliotta *et al.*, 2015 y Kurcinka *et al.*, 2018.

También se halló en el testigo corona AgTo-1, a los 3068, 62 mbbp una impronta de un megafósil vegetal. El mismo correspondería a un tallo de un equisetal, debido a la

presencia de carenas y valéculas, que conserva solamente la región internodal (no los nodos). Estas plantas son comunes en ambientes palustres, y debido a su buen estado de conservación (en comparación con los fitodetritos), se infiere que no sufrió un transporte muy grande, por lo tanto, podría representar parte de la flora que se desarrollaba sobre la planicie interdistributaria, o en las cercanías del delta (Figura 4.12. D).

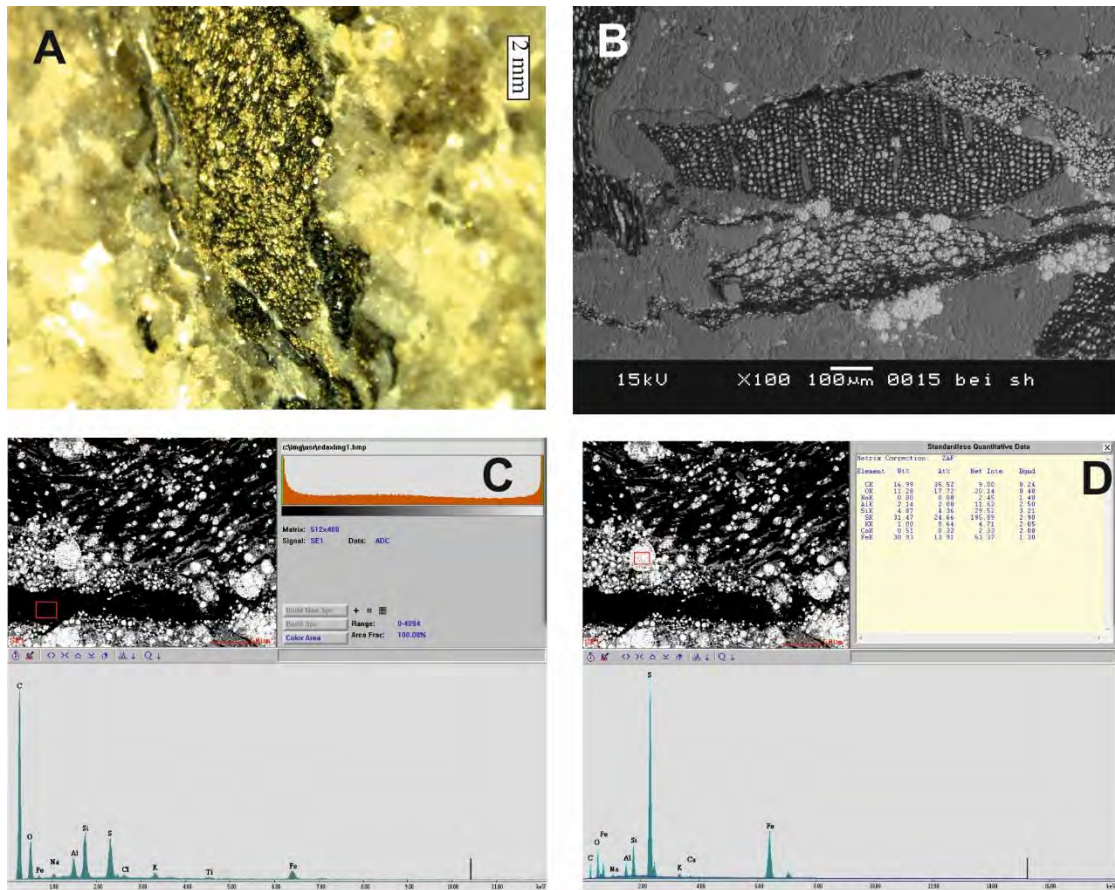


Figura 4.13. A) Detalle en lupa de un fitodetrito. Nótese la estructura celular resaltada por la pirita. B) Resto de fitodetrito mostrando la estructura celular. D) Análisis EDAX del fitodetrito, evidenciando su composición carbonosa. D) Análisis EDAX del relleno celular, donde se evidencia su composición pirítica.

a.

## 5. ICNOLOGÍA

### 5.1. CONSIDERACIONES GENERALES

Las trazas fósiles han sido utilizadas para la interpretación de ambientes sedimentarios principalmente desde el aporte de los modelos conceptuales elaborados por Seilacher (1964, 1967, 1974). Su trabajo luego fue ampliado y revisado (Frey y Seilacher, 1980; Frey *et al.*, 1984; Bromley *et al.*, 1984; Lockley *et al.*, 1987; Frey y Pemberton, 1987; Bromley y Asgaard, 1991, 1993; Buatois y Mángano, 1995, 2004; Bromley, 1996; Genise *et al.*, 2000; Uchmean, 2001, entre otros), generando un marco teórico conceptual que ha sido utilizado con gran éxito en diversos ambientes sedimentarios (ver capítulo 1)

En las muestras de subsuelo, debido al modo en que se extraen los testigos corona, las trazas fósiles de invertebrados, junto con los microfósiles y los palinomorfos, son los únicos indicadores de actividad biológica observables. El caso de las trazas fósiles es de especial importancia ya que a diferencia de otros tipos de fósiles que pueden tener un grado de transporte variable, son siempre producidas *in situ* por los animales que vivieron bajo las condiciones ambientales imperantes, lo que posibilita interpretaciones paleoambientales más precisas (Bromley, 1996). El estudio de las trazas fósiles se ha utilizado cada vez más como herramienta fundamental dentro de la geología del petróleo, relacionado a los análisis faciales y paleoambientales (McIlroy, 2008). La integración de los datos de facies sedimentarias, grado de bioturbación e icnodiversidad, trazas reconocidas e icnofacies, permiten interpretar parámetros ambientales tales como salinidad del agua, oxigenación, energía del ambiente y tipo de sustrato, lo cual facilita sustancialmente la confección de un modelo sedimentario conceptual para la unidad en estudio (Bromley 1990, 1996).

En la bibliografía sobre la Formación Lajas respecto a las trazas fósiles cabe destacar el trabajo pionero de Poiré y del Valle (1992), como el primer trabajo que utiliza las estructuras biogénicas a fin de realizar interpretaciones ambientales. En los años siguientes se destacan los trabajos de McIlroy *et al.* (2005, 2007). En los últimos años ha habido una gran proliferación de trabajos en la Formación Lajas que utilizan la información brindada por las trazas fósiles a fin de complementar los modelos sedimentológicos paleoambientales (Rossi y Steel, 2015; Canale *et al.*, 2015, 2016; 2020; Gugliotta *et al.*, 2015, 2016b; Kurcinca *et al.*, 2018). Sin embargo, todos estos trabajos

han estado centrado en análisis de secciones en afloramiento. El único antecedente en la bibliografía de trabajo en testigos corona en la zona de estudio fue realizado como parte de esta tesis (Arregui *et al.*, 2019a)

## 5.2. SISTEMÁTICA ICNOLÓGICA

La identificación de una traza fósil se basa en el reconocimiento de icnotaxobases, lo que permite asignarlo a un icnotaxa particular (Bromley, 1990, 1996). Sin embargo, la peculiaridad de las muestras de testigos corona limita en gran medida esta aproximación (ver capítulo 3). Si bien existen categorías supra e infragenéricas (Bertling *et al.*, 2006); y su uso en los últimos años se ha incrementado, en este trabajo no se han utilizado debido a las peculiaridades de las trazas fósiles en testigos corona (ver capítulo 3). Por lo tanto, esta lista icnotaxonómica no pretende tener el carácter riguroso que debería tener un estudio icnotaxonómico en afloramiento, sino simplemente tratar de evidenciar la icnodiversidad reconocida en los testigos corona evaluados de la Formación Lajas, y la determinación taxonómica se ha llevado hasta icnogénero (con excepción de *Ophiomorpha irregulaire*). A fin de facilitar el reconocimiento de los icnotaxas, se agrega información y fotografías de observaciones en el campo, que evidencian características morfológicas que no siempre son bien representadas en testigos corona (ver capítulo 3).

### **ICNOGÉNERO *Arenicolites*, Salter (1857)**

**Diagnosis:** Consiste en galerías simples, verticales en forma de U, con o sin revestimiento, con relleno pasivo (Knaust, 2017) (Figura 5.1. B).

**Descripción:** Los ejemplares de *Arenicolites* observados presentan los caracteres diagnósticos del grupo de ser galerías simples, verticales en U con relleno pasivo, pero con la particularidad de mostrar morfologías sumamente variables (tamaños, diámetros de las galerías, forma de la U). No es una traza fósil habitual en las secciones estudiadas, estando generalmente representada en sedimentos finos y heterolíticos (Figura 5.1. A).

**Observaciones:** La mayoría de los *Arenicolites* son el resultado de construcción de tubos de vivienda de animales suspensívoros. (poliquetos, anfípodos). Sin embargo, los *Arenicolites* descritos suelen encontrarse en sedimentos finos (no los típicos arenosos) y no suelen llegar hasta la interfaz agua-sedimento. Por lo tanto, a diferencia de las

interpretaciones más tradicionales, en este caso se trataría de la actividad de organismos vermiformes detritívoros. Otra posible interpretación, es que debido a que los ambientes deltaicos suelen tener mucha materia en suspensión, impide el desarrollo de organismos filtradores, como el caso de *Arenicolites* (MacEarchen, *et al.*, 2005) (Figura 5.1. A, B).

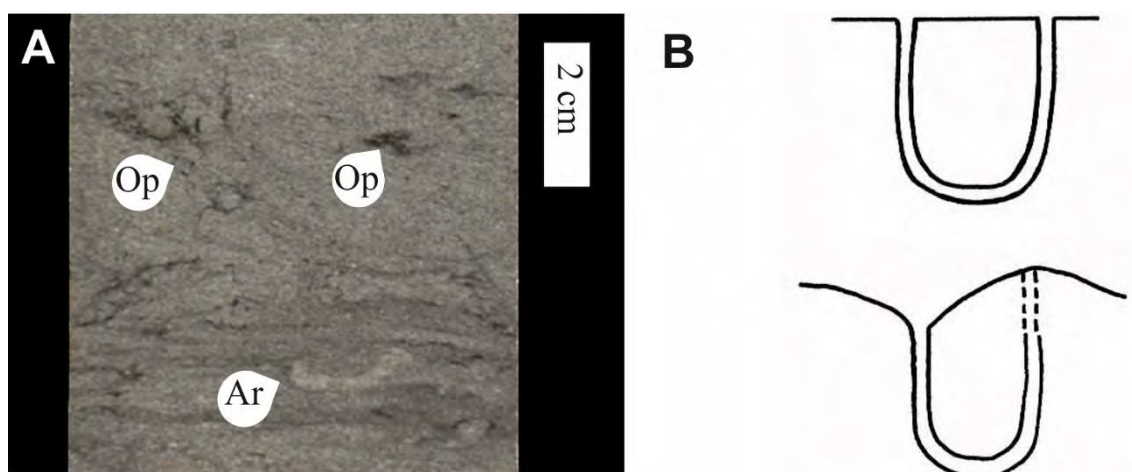


Ilustración 5.1. *Arenicolites* isp. en testigo corona (Ba-1, 2298,31 m). B) Esquema de *Arenicolites*, posibles variantes preservacionales (tomado de Häntzschel, y Teichert, 1975).

### Ichnogénero *Chondrites*, von Sternberg (1833)

**Diagnosis:** Sistema de túneles formando una red dendrítica vertical, que radia hacia abajo, con túneles horizontales en las terminaciones, similar a un sistema de raíces (Figura 5.2.B). Sin pared. El relleno de los túneles es diferente a la roca hospedante, activo, pudiendo mostrar una estructura meniscada. El diámetro de los túneles permanece constante en las distintas partes de las galerías y típicamente se encuentra en el rango de menos de 1 mm a pocos mm (Knaust, 2017).

**Descripción:** Esta traza fósil es bastante abundante a lo largo de toda la sección estudiada, pero suele ser difícil de observar porque se ve enmascarada por otras bioturbaciones. En general se observa la terminación de los “ramilletes” dendríticos agrupados, cada una de los cuales tiene escasos mm de diámetro, con relleno pasivo, pero siempre acompañado de otras trazas fósiles (Figura 5.2. A). Esta situación también se ha observado en ejemplares en afloramiento, encontrándose dentro de galerías de *Thalassinoides* (Figura 5.2. C, D).

**Observaciones:** El género *Chondrites* es una traza fósil que tiene una amplia distribución geográfica, un extenso rango estratigráfico (Ordovícico-Reciente) y una gran variedad morfológica (Knaust, 2017). Debido a esto, diversos modelos de comportamiento han sido propuestos. La interpretación más común es un comportamiento detritívoro profundo, pero se han propuesto otros modelos etológicos como detritívoro en la interfaz agua sedimento y quimiosimbiosis (Knaust, 2017). En muchos estudios se interpreta a *Chondrites* como un buen indicador de condiciones disóxicas, ya que es la última traza fósil que queda cuando el nivel de oxígeno va disminuyendo. (Knaust, 2017). Sin embargo, estas condiciones de disoxia pueden interpretarse cuando las asociaciones de trazas fósiles son monoespecíficas de *Chondrites*, lo cual no es el caso en las secciones estudiadas. Debido a todos los factores mencionados anteriormente, una gran variedad de productores ha sido propuestos, y es probable que varios grupos de animales distintos sean capaces de producir esta traza fósil. Entre ellos se mencionan anélidos poliquetos, sipuncúlidos, y distintos grupos de bivalvos (Knaust, 2017) (Figura 5.2. A, C, D).

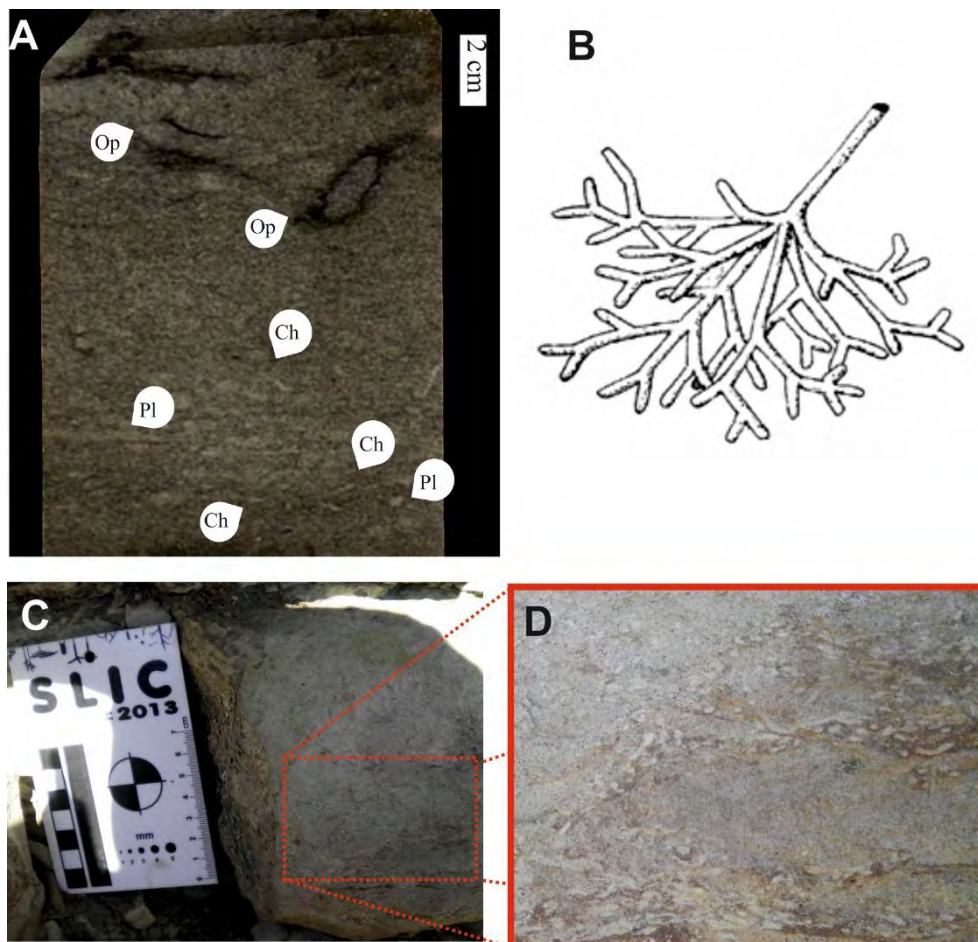


Figura 5.2. A) *Chondrites* en testigo corona (Ba-1, 2295, 60 m). B) Esquema de *Chondrites* (Tomado de Seilacher, 2007). C) *Chondrites* dentro de *Thalassinoides*, afloramiento (Corte Ruta 46, Fm Los Molles). D) Detalle de C. Ch: *Chondrites*; Pl: *Planolites*.

### **Ichnogénero *Haentzschelinia*, Vyalov (1964)**

**Diagnosis:** Sistema de galerías que no se superponen entre sí, que radian verticalmente de un eje vertical, rellenas activamente (*spreite*) (Muñoz *et al.*, 2019), (Figura 5.3. C).

**Descripción:** En afloramiento esta traza presenta una característica disposición de las galerías en forma palmada, como relieve completo o epirelieve (Figura 5.2 B). En sección se observa el relleno activo de arena con *spreite* de las galerías (a veces no fácilmente visible debido a la gruesa granulometría), la cual se encuentra más “limpia” que la arena de la matriz (Figura 5.2 D). En testigos corona sólo se observan las galerías en sección, caracterizadas por el relleno más “limpio” que la matriz circundan, dispuestos horizontalmente (en forma de “dedos”) (Figura 5.3. A, E).

**Observaciones:** Esta traza fósil ha sido clasificada como *Dactyloidites* en la Formación Lajas (McIlroy *et al.*; 2005, McIlroy 2007). Sin embargo, en trabajos más recientes, se sugiere utilizar *Dactyloidites* para formas paleozoicas más simples, mientras se adscribe a los representantes más complejos mesozoicos y cenozoicos a *Haentzschelinia* (Belústegui *et al.*, 2015; Buatois *et al.*, 2017). Los potenciales productores de estas trazas pueden ser anélidos poliquetos, cangrejos, bivalvos o anfípodos (Muñoz *et al.*, 2019).

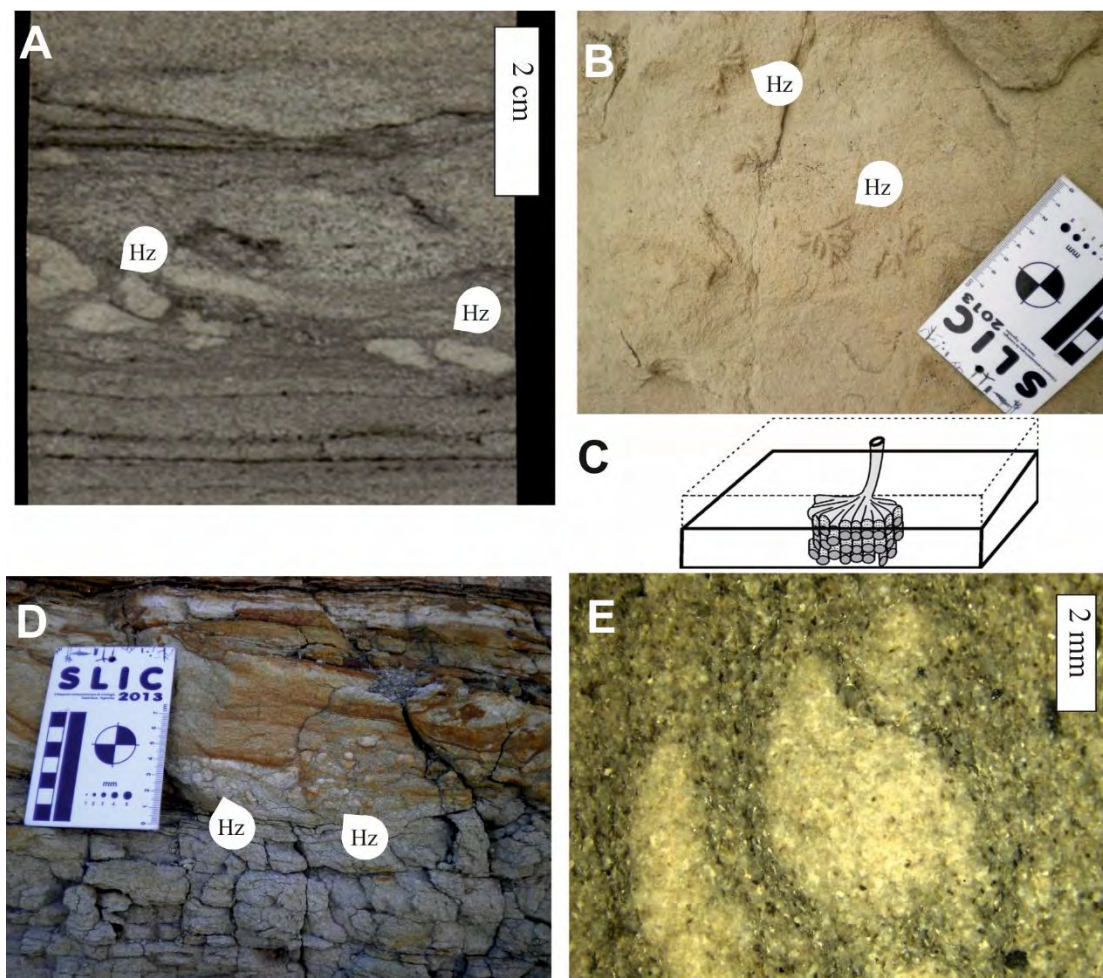


Figura 5.3 A) *Haentzschellinia* en testigo corona (Ba-1, 2296,87 m). B) *Haenzchellinia* en afloramiento, disposición en "roseta", vista estratal (Fm Lajas, Bajada Los Molles). C) Esquema de *Haentzschellinia* (tomado de Muñoz *et al.*, 2019). D) *Haentzschellinia* en sección transversal en afloramiento (Fm. Lajas, Arroyo Carreri). E) *Haenzchellinia* observada con lupa binocular. Nótese el relleno activo de arena "limpia". Hz: *Haenzchellinia*.

### **Ichnogénero *Gyrolithes*, de Saporta (1884)**

**Diagnosis:** Galerías raramente ramificadas, espiraladas, con el hélix esencialmente vertical, con las vueltas diestras, siniestras o reversas, que no están en contacto entre sí (Uchman *et al.*, 2013) (Figura 5.4. C).

**Descripción:** Los ejemplares observados muestran un número variable de vueltas (mínimo 3, pero llegando hasta 9-10), y a veces tienen variaciones en el diámetro de las mismas. La sección de las galerías puede tener forma desde oval a circular, y un diámetro que varía desde 0,5-1,5 cm (Figura 5.4. A, B). Todas estas variaciones pueden deberse a la arquitectura propia de la traza fósil, pero también influye como lo corta la sección del

testigo corona. Muchas veces presenta un halo diagenético más claro. Las paredes tienen un revestimiento de pellets a lo largo de todo su diámetro. Los pellets están compuestos de un núcleo de arena encerrado en un revestimiento de fitodetritos (Figura 5.4. D). Esta morfología y arreglo de los pellets en las paredes de la galería es la misma que en *O. irregulaire* (ver descripción *O. irregulaire*). En afloramiento suelen ser muy difíciles de distinguir de *O. irregulaire*, debido a que las vueltas de la espiral suelen ser difíciles de observar (Figura 5.4. E).

**Observaciones:** Una conexión entre *O. irregulaire* y *Gyrolithes* isp. no ha sido observada en los testigos corona analizados, pero las similitudes entre la morfología de los pellets, el tamaño y la ocurrencia de estos icnotaxa en los mismos niveles apunta a una conexión entre ambas trazas fósiles. Trazas fósiles curvas a espiraladas verticales han sido reconocidos en afloramientos para la Formación Lajas (Canale *et al.*, 2016), pero no asignados formalmente a ningún taxa. Interconexiones entre *Ophiomorpha* y *Gyrolithes* han sido reportados en la bibliografía, y han sido interpretados como el producto del complejo comportamiento de crustáceos decápodos (Mayoral y Muñiz, 1993; Netto *et al.*, 2007; Carmona *et al.*, 2008; Wetzel, *et al.*, 2010; de Gibert *et al.*, 2012). También intergradaciones entre otra traza asignada a crustáceos decápodos *Thalassinoides* y *Gyrolithes* han sido mencionadas en la literatura (Bromley y Frey, 1974; Mayoral y Muñiz, 1998; Wetzel *et al.*, 2010).

*Gyrolithes* se ha interpretado tradicionalmente como una galería especializada formada en ambientes marinos-marginales que podría servir como regulador (*buffer*) de fluctuaciones de salinidad extrema (Netto *et al.*, 2007; Wetzel *et al.*, 2010). La presencia de un halo diagenético, observado en muchos especímenes, puede ser el resultado del flujo de agua oxigenada dentro de la estructura helicoidal emplazada en un sedimento rico en restos orgánicos.

Sin embargo, de Gibert *et al.* (2012) revisaron las principales interpretaciones de la función y el propósito de las galerías helicoidales (acceso a sedimento más profundo, disuasión de intrusos, aprovechamiento localizado de alimentos y cultivo de microbios) y descartaron la interpretación de la adaptación a las fluctuaciones de salinidad, porque una explicación satisfactoria de cómo la geometría helicoidal de una galería ayudaría a soportar fluctuaciones de salinidad nunca fue hecha. Por lo tanto, aunque la estrategia inferida es la de *buffer* de cambios de salinidad, más estudios son necesarios para confirmar esta hipótesis. Además, debido a su morfología complicada y el complejo

comportamiento involucrado en su construcción, puede ser que esta estructura tenga múltiples usos (Netto *et al.*, 2007; de Gibert *et al.*, 2012; Laing *et al.*, 2018).

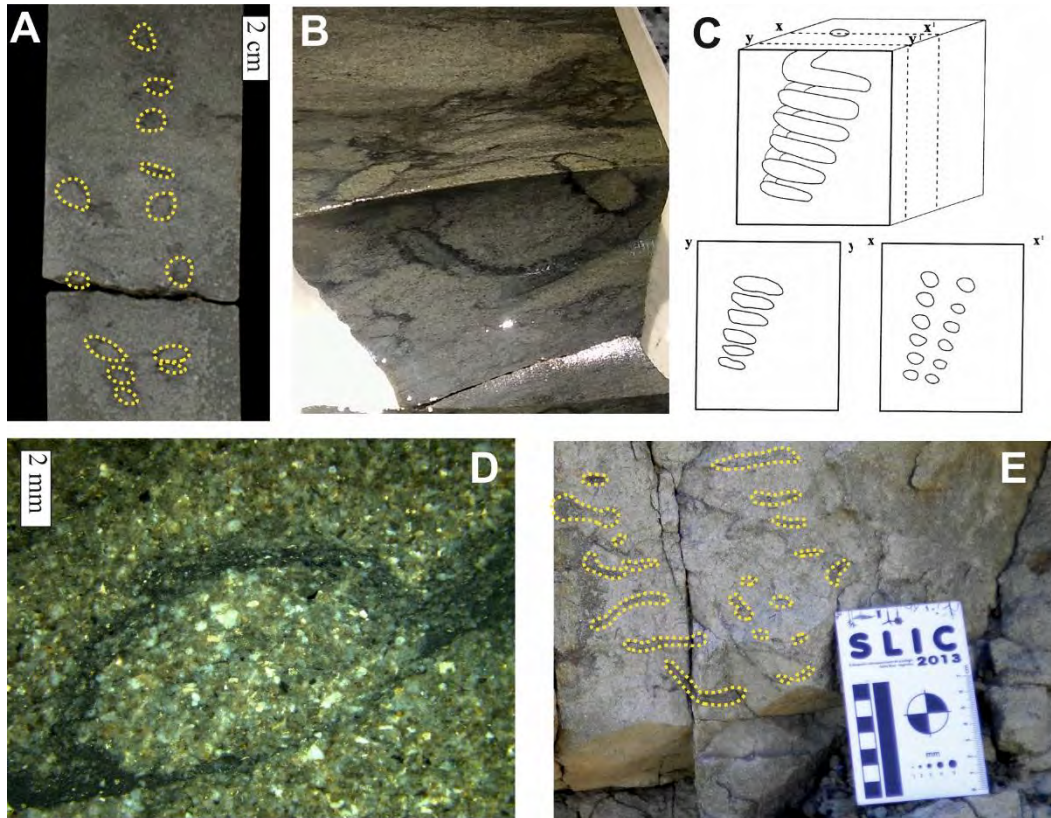


Figure 5.4. A) *Gyrolithes* en testigo corona (Ba-1, 2296, 40) B) detalle de una vuelta de la helix (AgTo-2, 3078,62 m). C) Esquema de *Gyrolithes* en distintos cortes. (Tomado de Netto, *et al.*, 2007). D) Detalle de la galería de *Gyrolithes* (Barrosa 1: Ba-1). E) *Gyrolithes* en afloramiento (Fm Lajas, Arroyo Carreri).

### Icnogénero *Macaronichnus*, Clifton y Thompson (1978)

**Diagnosis:** Tubos horizontales, cilíndricos de longitud indefinida con una disposición sinuosa, serpenteante o en forma espiralada. Los tubos se caracterizan por un relleno activo de arena clara y un manto externo compuesto de minerales más oscuros. Usualmente no presentan ramificaciones (aunque se han mencionado ocasionales ramificaciones) y tienden a ocurrir en gran densidad (Knaust, 2017).

**Descripción:** En los testigos corona estudiados estas trazas fósiles suelen aparecer en gran cantidad en sectores donde se encuentran como suites monoespecíficas, o con otras

pocas trazas fósiles presentes. Su característico relleno más claro, su sección cilíndrica y la disposición sinuosa hacen que sean fácilmente reconocibles (Figura 5.5. A, B).

**Observaciones:** *Macaronichmus* es típico de sedimentos arenosos, y suele estar relacionado a ambientes de muy alta energía. De hecho, en la literatura usualmente se suele interpretar la aparición de suites monoespecíficas de *Macaronichmus* como típica de ambientes de *foreshore*, *shoreface*, depósitos de delta front, depósitos intermareales y submareales (Nara y Seike 2004; Seike 2007, 2011; Bromley *et al.* 2009; Quiroz *et al.* 2010). Sin embargo, también se han dado reportes en ambientes de plataforma (Rodríguez-Tovar y Aguirre 2014). El productor de esta traza fósil ha sido identificado en estudios actuales como el poliqueto *Euzonus*, característico de ambientes de *foreshore* y de tamaño pequeño, y el poliqueto ophelido *Travisia japonica* para ambientes de *shoreface*, generando *Macaronichmus* de mayor tamaño (Seike, 2008, Nara y Seike 2018) (Figura 5.5. C, D).

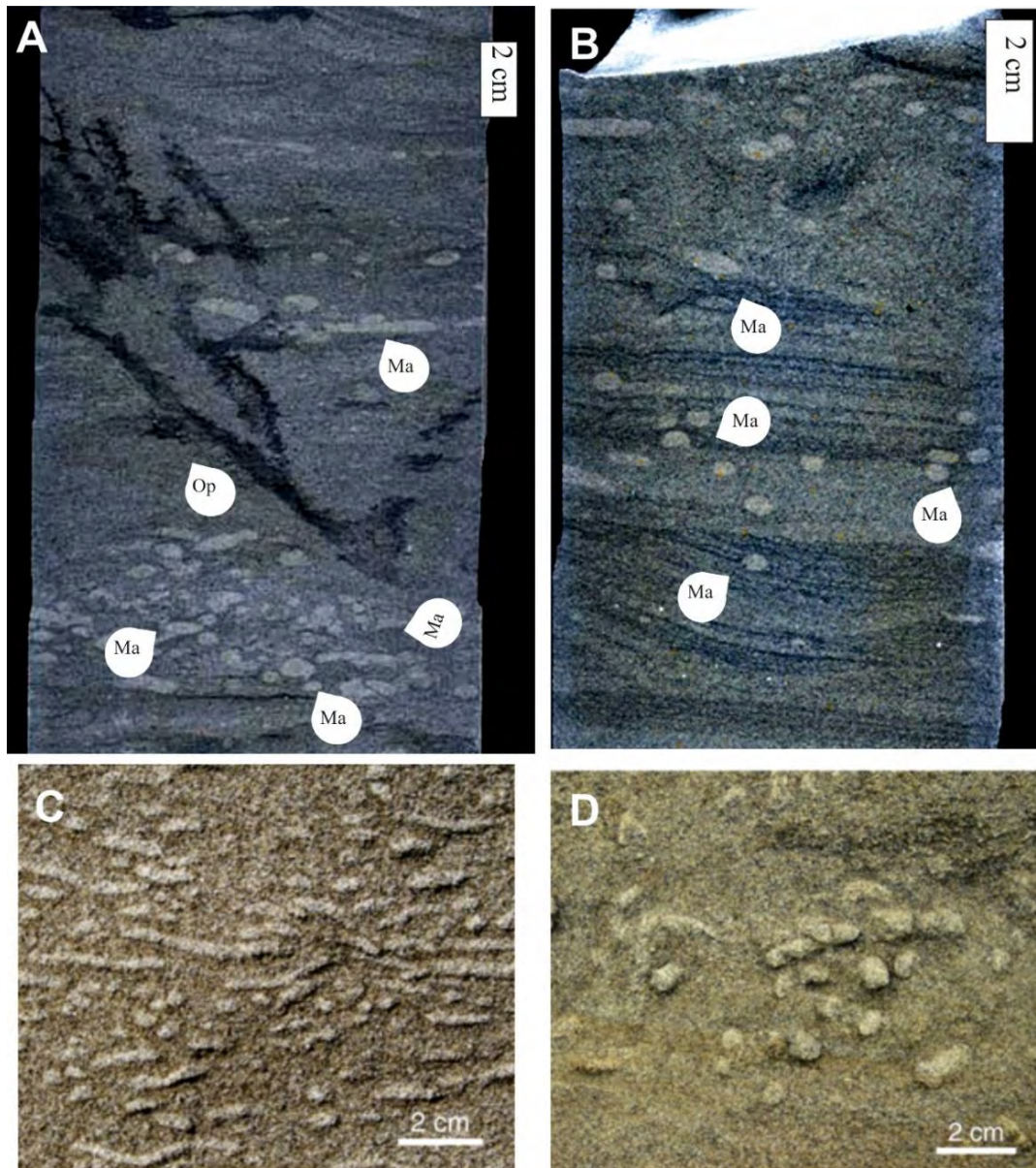


Figura 5.5. *Macaronichnus* en testigo corona A) alta densidad de trazas de *Macaronichnus*, con *Ophiomorpha irregulaire*. (AgTo-2, 3066,27 m). B) Baja densidad de *Macaronichnus* (suite monoespecífica) (AgTo-2, 3061,29 m). Ejemplos actuales C) *Macaronichnus* de pequeño tamaño. D) *Macaronichnus* de pequeño tamaño (C, D, tomado de Seike *et al.*, 2009). Op: *Ophiomorpha irregulaire*, Ma: *Macaronichnus*

### **Ichnogénero *Ophiomorpha*, Lundgren (1891)**

#### ***Ophiomorpha irregulaire*, Frey, Howard y Pryor (1978)**

**Diagnosis:** Sistema predominantemente horizontal de galerías de *Ophiomorpha* caracterizado por galerías meandrosas (*meander maze*) de geometrías variables, en forma

de “T” o “Y” en los puntos de bifurcación. El recubrimiento de las paredes consistente en pellets distribuidos de manera irregular, mayormente concentrados en el techo y compuestos de un núcleo de arena encerrado en un revestimiento de fango. Luego de la compactación, el revestimiento usualmente sufre deformación generando proyecciones puntiagudas. El piso de las galerías generalmente no tiene revestimiento (López Cabrera *et al*, 2014) (Figura 5.6. C).

**Descripción:** *O. irregulaire* es, por lejos, la traza más común, más conspicua y dominante en toda la sección analizada. Representa lo que Bromley (1996) denominó “traza elite”. Aunque no siempre es fácil de definir, la arquitectura en forma de *meander maze*, y las intersecciones en forma de “T” o “Y” a veces se observan (Figura 5.6.A). El diámetro de las galerías es bastante regular (varía entre 0,5 y 1,5 cm). A diferencia de lo especificado en la diagnosis, los pellets suelen estar dispuestos regularmente, recubriendo toda la galería, y no se observan masas peletales. La morfología de los pellets es igual a la descrita, con la salvedad que en vez de fango como recubrimiento de un núcleo arenoso, son partículas vegetales (fitodetritos) (Figura 5.6 D, E). A pesar de estas diferencias con la diagnosis de la especie, la compleja morfología tanto de los pellets como de las galerías permite inferir que los ejemplares descritos se pueden asignar a *O. irregulaire*.

**Observaciones:** En contra de todo lo expresado anteriormente (ver capítulo 3) respecto a la identificación taxonómica de trazas fósiles en corona, se ha podido relacionar los especímenes estudiados a *O. irregulaire*, llegando en este caso hasta el nivel específico, siendo la única de todas las trazas fósiles examinadas con este detalle de definición taxonómica. Todo esto es posible porque se trata de una traza fósil muy peculiar y distintiva, caracterizada por la disposición sinuosa (laberinto meandroso) de sus galerías, y sus pellets “tipo flama” (con proyecciones puntiagudas), lo que hace que sea fácilmente diferenciable de las otras especies de *Ophiomorpha*. Desde su descripción original (Howard, 1966; Frey *et al.*; 1978; Bromley y Ekdale, 1998), ha sido sujeto de exhaustivas revisiones y ha sido el foco de algunas controversias (Bromley y Pedersen, 2008; Pedersen y Bromley, 2006; McIlroy *et al.*, 2009; Boyd *et al.*, 2012; López Cabrera y Olivero, 2014).

Bromley y Pedersen (2008) sostienen que la particular morfología de los pellets no es suficiente para determinar *O. irregulaire*, y, por lo tanto, que no es posible asignar a *O. irregulaire* a trazas fósiles con estas morfologías encontradas en testigos corona, ya que su más confiable icnotaxobase, la disposición en *meander maze* de las galerías es

muy difícil de observar en testigos corona. Además, también restringen la mayoría de los reportes de *O. irregulaire* debido a descripciones dudosas, restringiendo su ocurrencia sólo a Cretaceous Western Interior Seaway de Norteamérica y sólo un posible ejemplo del Jurásico Temprano en Italia (Bromley y Pedersen, 2008).

Por otro lado, Boyd *et al.* (2012) reinstalan la morfología “tipo flama” como una icnotaxobase válida para determinar *O. irregulaire*, tanto en afloramiento como en testigos corona. Por lo tanto, rechazan la hipótesis de una especie endémica y de corta vida restringida al Cretácico de Norteamérica, y sostienen que *O. irregulaire* tiene una distribución cosmopolita en depósitos de mares someros post paleozoicos (Boyd *et al.*, 2012). La distribución cosmopolita de *O. irregulaire* es apoyada por hallazgos en el oeste de Groenlandia (Pedersen y Bromley, 2006), sur de Chile (Leaman *et al.* 2015) Cretácico Tardío de Santa Cruz, Patagonia, (López Cabrera y Olivero, 2014), y también en el Jurásico Medio, Formación Lajas (McIlroy, 2007; Arregui *et al.*, 2019) (Figura 5.6. B).

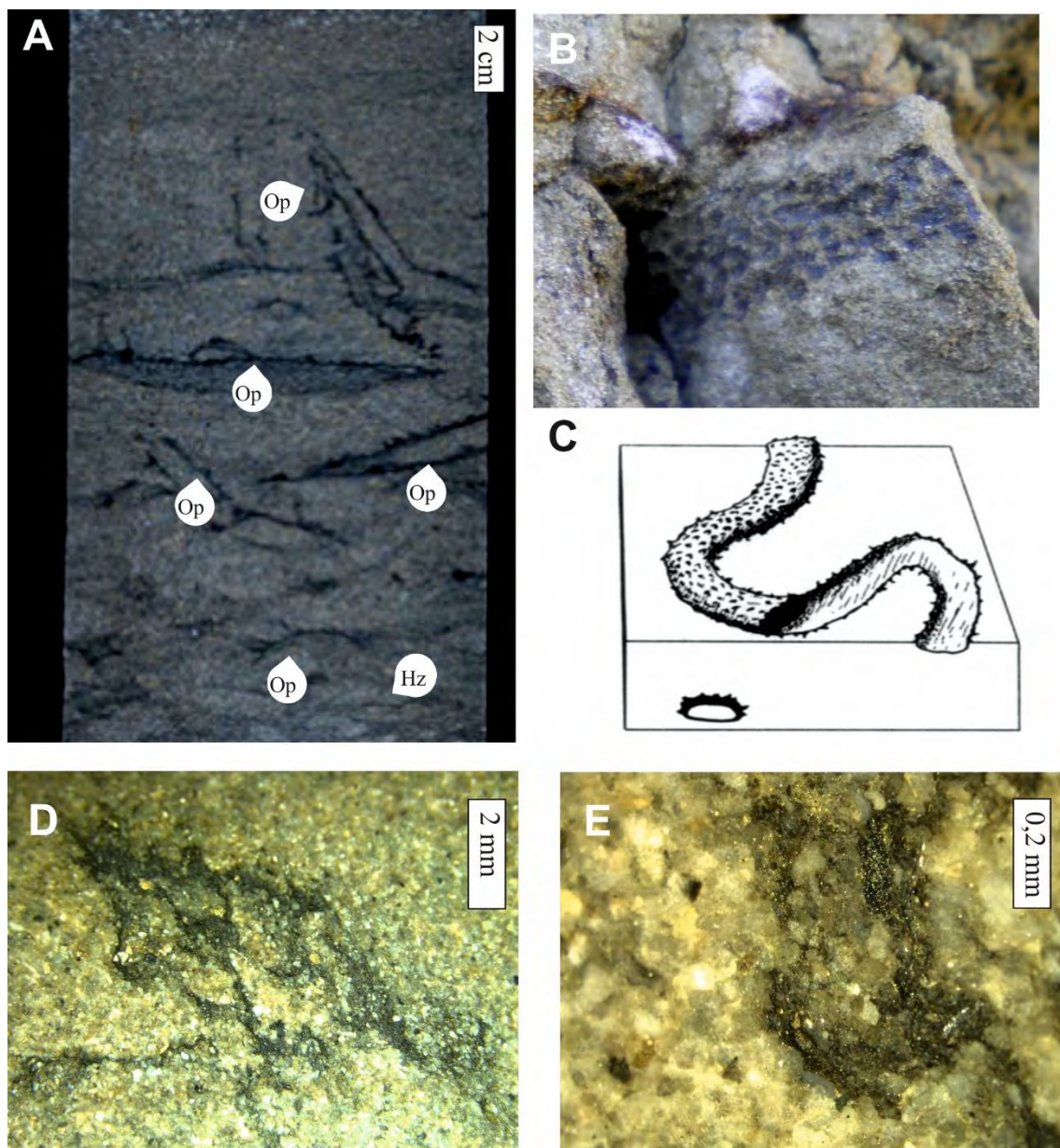


Figura 5.6. A) *Ophiomorpha irregulaire* en testigo corona (BaN-1 3004,43). B) *O. irregulaire* en afloramiento (Fm. Lajas, Arroyo Carreri). C) Esquema de *O. irregulaire* (tomado de Frey *et al.*, 1978). D) Detalle de la pared de *O. irregulaire* en testigo corona (Laj-8) D) Detalle de pellet, se observa el relleno de arena y el revestimiento de fitodetritos (Ba-1, 2295,45-). Op: *Ophiomorpha irregulaire*; Hz: *Haenzchellinia*.

### Ichnogénero *Parahaentzschellinia*, Chamberlain (1971)

**Diagnosis:** Sistema de galerías cónico con numerosos tubos rellenos de fango y arena que radian vertical y oblicuamente hacia la superficie del sedimento. Los tubos con revestimiento o no pueden presentar un relleno meniscado distintivo (Knaust, 2015).

**Descripción:** En testigos coronas, *Parahaenzhelinia* se distingue claramente por la disposición oblicua a vertical de los tubos, haciendo que esta estructura sea asignable a este género. Los mismos pueden alcanzar longitudes importantes (20 cm), y se disponen en forma de abanico, con diámetros variables, que pueden ensancharse hacia arriba (Figura 5.7. A, B). Se distinguen en algunos casos los posibles sifones y en la base estructura que podrían ser adjudicables a *Lockeia*, que son trazas de reposo de bivalvos, pero como se encuentran relacionados, no se interpretaron como trazas fósiles distintas (Figura 5.7. A, B). Esta traza fósil no ha sido observada en afloramiento. Es probable que esto se deba a que puede ser confundida con otras trazas fósiles (como *Rosellia*) debido a su forma general de “embudo”, y a que su estructura característica se observa mejor en corte.

**Observaciones:** Esta traza fósil se ha adjudicado tradicionalmente a la penetración sistemática en el sedimento de organismos tipo poliqueto. Sin embargo, Knaust (2015) sugiere que los productores de esta traza fósil serían bivalvos tellinidos, que generarían la estructura de varios tubos con los sifones en sucesivas búsquedas de detritos alimenticios en la superficie (Figura 5.7. C). Esta idea es soportada por la ocasional preservación de estructuras en los tubos que podrían deberse a la actividad de los sifones, detalle que se observa en muchos de los ejemplares descritos (Figura 5.7. A, B)

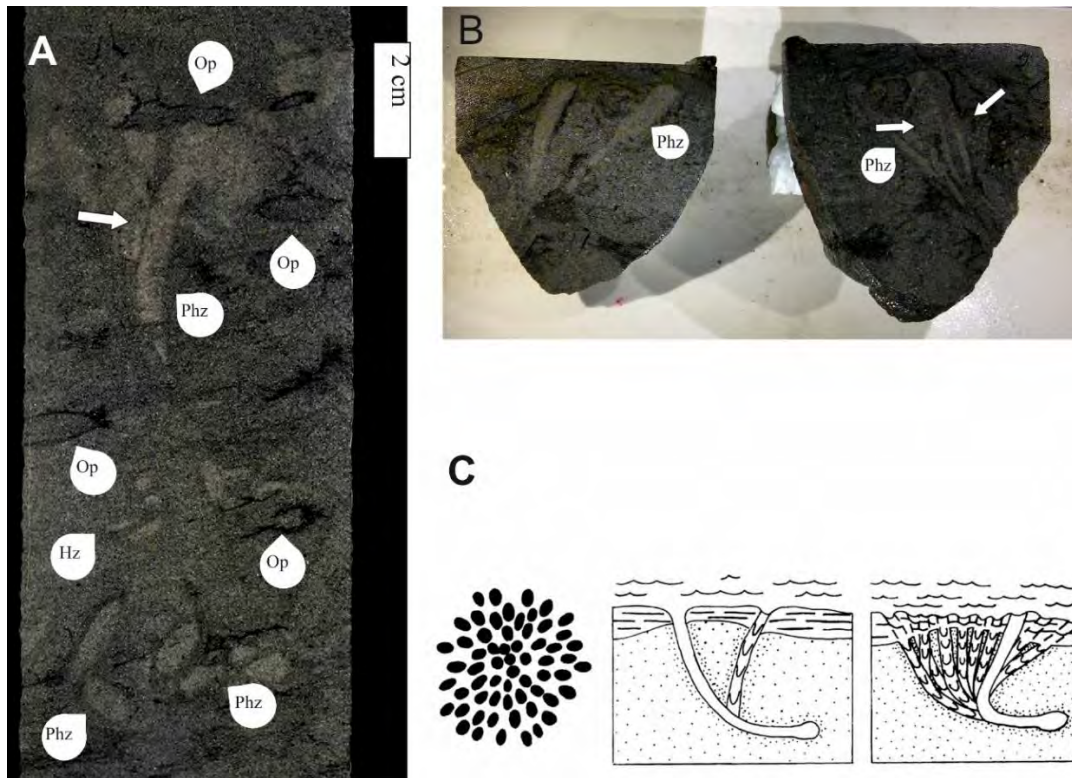


Figure 5.7 A) *Parahaenzhelinia* en testigo corona (HuN-1, 2289,23 m). B) *Parahaenzhelinia* en testigo corona (AgTo-2, 3068,07 m). Nótese la estructura asignable a actividad del sifón (flecha blanca).. Nótese las bases bulbosas. C) Esquema de formación de *Parahaenzhelinia* (Tomado de Chamberlain, 1971). Op: *Ophiomorpha*; Hz: *Haenzhelinia*; Phz: *Parahaenzhelinia*.

### Ichnogénero *Planolites*, Nicholson (1873)

**Diagnosis:** *Planolites* es una galería simple, horizontal a levemente inclinada, cilíndrica sin ramificación ni revestimiento y con un relleno homogéneo activo.

**Descripción:** En vista en planta *Planolites* se ve como tubos rectos a sinuosos. En testigos coronas se suelen observar los tubos como secciones circulares a elípticas (dependiendo de la compactación), de tamaño variable, con relleno activo masivo sin revestimiento. En sustratos finos suelen tener revestimiento de arena masivo, que hace que sean fáciles de identificar. En las secciones analizadas *Planolites* es un componente común, que se encuentra tanto en areniscas como en sedimentos fangosos y heterolíticos. Suele tener diámetros que oscilan entre los 3 a 15 mm. A veces es difícil de observar porque se suele ver obliterado por otras bioturbaciones, o porque su relleno es difícil de distinguir de la matriz.

**Observaciones:** *Planolites* es un componente muy común de sedimentos blandos (soposos), que suelen ser fangosos o heterolíticos. En sedimento con granulometría arena, suele ser difícil de detectar al no tener revestimiento, ya que su relleno se puede confundir con la matriz. Al ser una traza relativamente simple, puede ser generado por múltiples productores de distintos grupos, desde animales vermiformes (anélidos, hemicordados, priapulidos, por ejemplo) a artrópodos y moluscos. Se interpreta como el resultado de comportamiento detritívoro, que puede hallarse en una gran variedad de ambientes e icnofacies (Pemberton y Frey, 1982; Fillion y Pickerill, 1990) (Figura 5.2. A).

### **Ichnogénero *Rhizocorallium*, Zenker (1836)**

**Diagnosis:** Está conformado por largos tubos en U con *spreite*, sinuosos, bifurcados o planospirales, horizontales u oblicuos al plano de estratificación (Mørk y Bromley, 2008; Schlirf, 2011). Puede presentar marcas de rasguño en el tubo marginal. El relleno puede ser tanto activo (*spreite*) como pasivo (tubo marginal), o enteramente pasivo (Knaust, 2013) (Figura 5.8. B).

**Descripción:** *Rhizocorallium* es componente raro de la icnofauna en las secciones estudiadas. Esto puede deberse a su morfología y cambio de orientación (el tubo en U suele iniciar verticalmente, para luego pasar a una disposición oblicua a horizontal), lo que hace que sea difícil de observar en testigos corona, o que se confunda con otros taxones con *spreite* (Figura 5.8. A). En una sección en donde se observan suites de omisión asignables a la icnofacies de *Glossifungites* (ver más adelante), se reconocen ejemplares de *Rhizocorallium*. Los mismos presentan la sección en “U en posición subhorizontal, con un relleno pasivo de arenisca, y con *spreite* muy difícil de apreciar. (Figura 5.17. B).

**Observaciones:** Se interpreta a esta traza fósil como una estructura de vivienda/alimentación, que puede ser producida por crustáceos decápodos, anélidos y larvas de efemópteros. Es una traza típica de ambientes marinos litorales y de plataforma, y los producidos por efemópteros de ambientes fluviales. También es un constituyente común de suites de omisión de la icnofacies de *Glossifungites*.

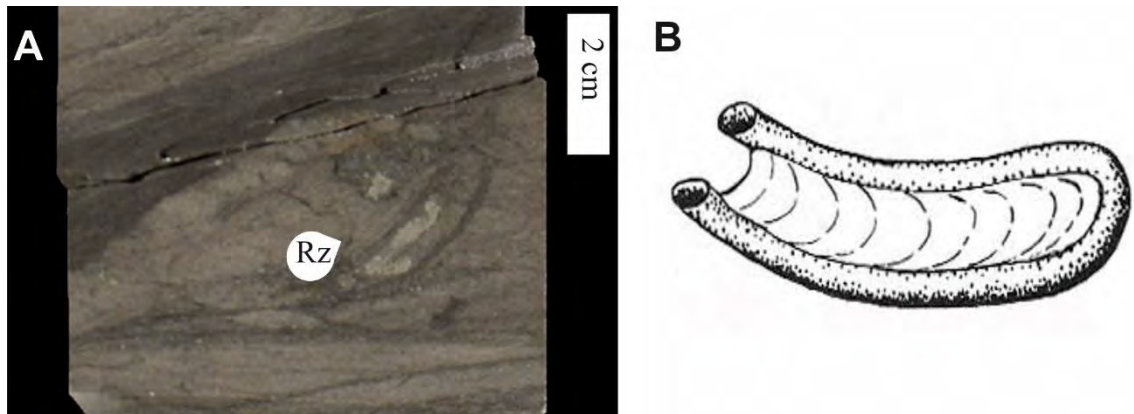


Figura 5.8. A) *Rizocorallium* isp. en testigo corona (Ba-1, 2303,46 m). B) Esquema de *Rizocorallium* isp., donde se observa la disposición del spreite. (Tomado de Häntzschel, y Teichert, 1975).

### **Ichnogénero *Skolithos*, Haldeman (1840)**

**Diagnosis:** Es un tubo simple, vertical a subvertical, cilíndrico con o sin revestimiento y relleno pasivo (Figura 5.9. B).

**Descripción:** En las secciones analizadas son trazas fósiles muy poco abundantes. Se los observa como largos tubos verticales (de 4 a 15 cm de largo), de sección continua, con revestimiento o sin él (Figura 5.9. A)

**Observaciones:** *Skolithos* es una traza fósil muy común en la mayoría de los ambientes, desde continentales a marinos, pero es muy característica de ambientes de alta energía. En ambientes marinos se suele interpretar como el resultado de la actividad de organismo vermiformes (de numerosas afinidades), siendo asignado su comportamiento principalmente como vivienda de animales suspensívoros y cazadores oportunistas sésiles. La escasa representación que tienen en los testigos corona analizados puede deberse a que en ambientes deltaicos las partículas en suspensión pueden suprimir la actividad de organismos suspensívoros, impidiendo el desarrollo de los organismos filtradores característicos de la icnofacies de *Skolithos*, como *Skolithos* o *Arenicolites* (MacEarchen, *et al.*, 2005).

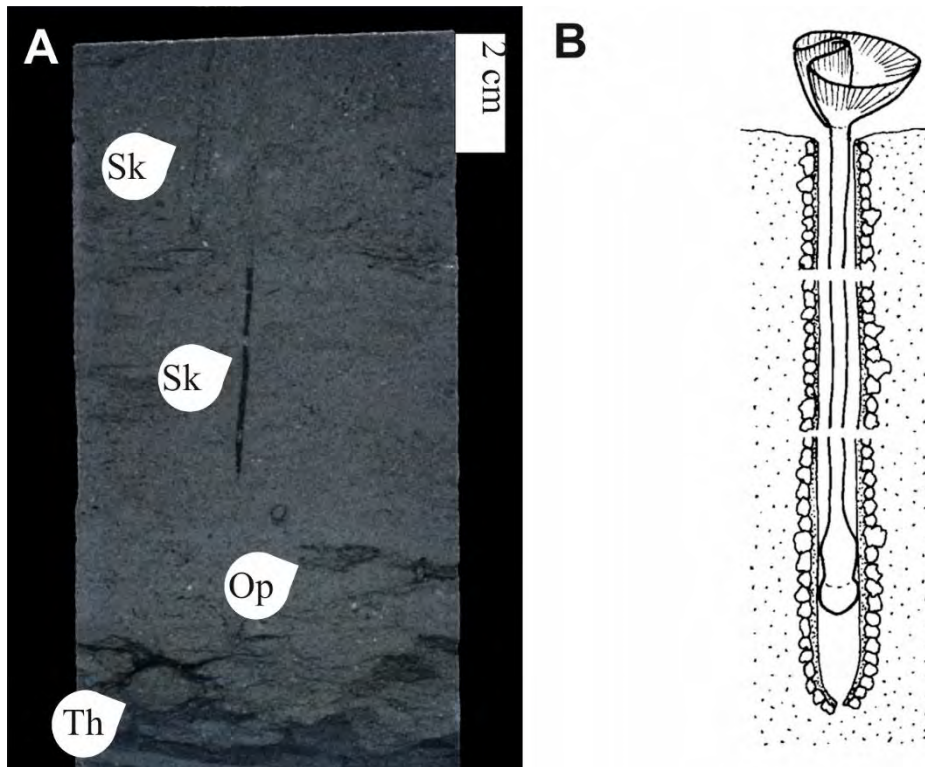


Ilustración 5.9. A) *Skolithos* isp. en testigos corona (AgTo-2, 3079, 92). B) Esquema de formación de *Skolithos linearis*, con un phoronido en posición de vida. (Tomado de Emig, 1978).

### **Ichnogénero *Taenidium*, Heer (1877)**

**Diagnosis:** Madrigueras cilíndricas sin revestimiento o con revestimiento muy delgado, sin ramificar, rectas o sinuosas, con un relleno segmentado articulado por divisiones en forma de menisco (D'Alessandro y Bromley 1987) (Figura 5.10. B).

**Descripción:** *Taenidium* es una traza que se caracteriza por su relleno meniscado, que suele tener poco espaciado entre los meniscos, y que pueden mostrar un contraste de litología y color entre ellos. Usualmente en la bibliografía se dice que su orientación es preferencialmente horizontal a raramente subvertical (Knaust, 2017), una característica común en afloramiento (Figura 5.10. C), pero sin embargo en las secciones estudiadas tiene orientaciones que varían desde horizontal a subvertical y vertical. Son trazas que tienen gran abundancia en secciones localizadas de los testigos corona estudiados. Tienen diámetros que varían entre 8 a 20 mm. (Figura 5.10. A).

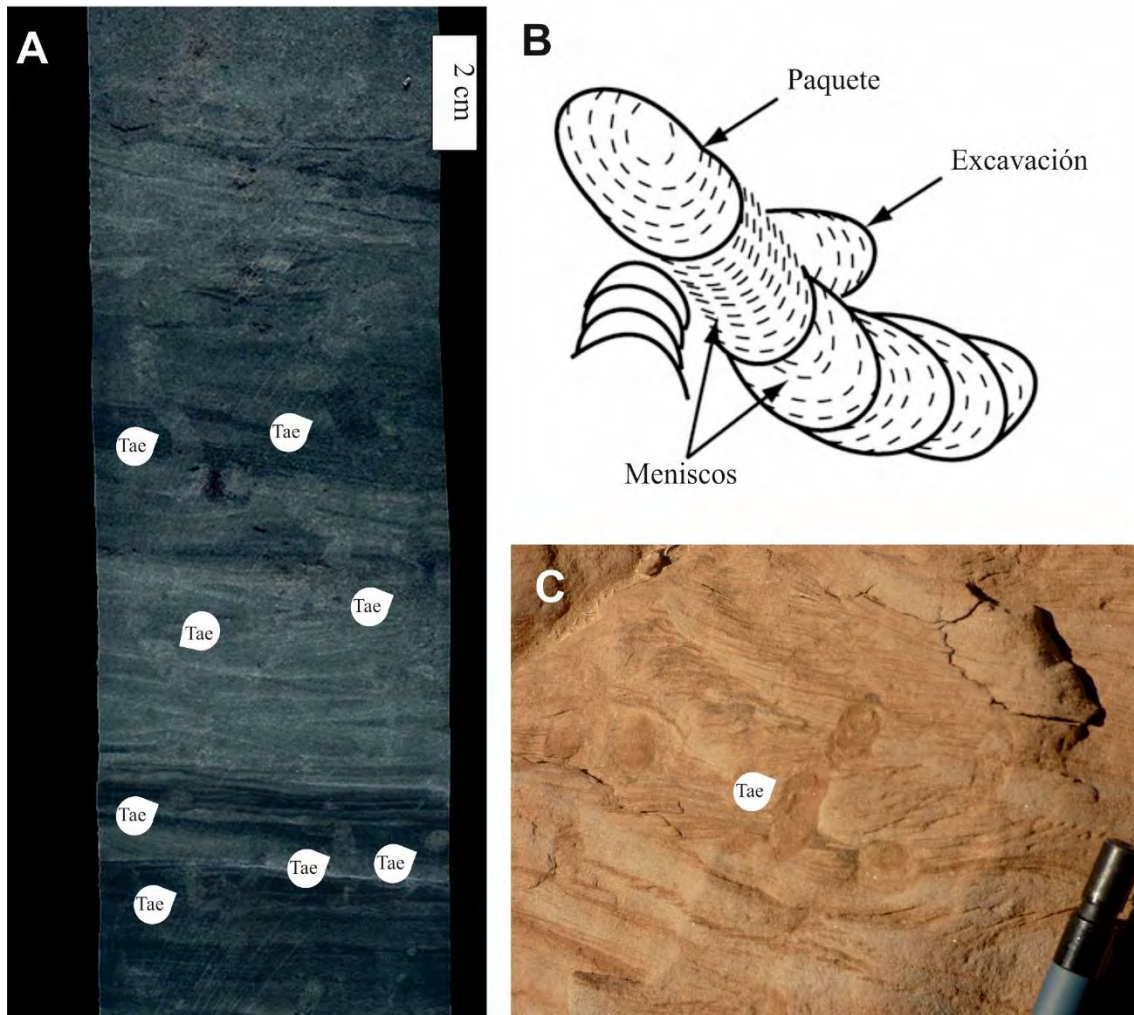


Figura 5.10. A) *Taenidium* en testigo corona (Ba-2, 2746,37 m). B) Esquema de *Taenidium*. (Tomado de Smith *et al.*, 2008). C) *Taenidium* en afloramiento (Fm. Rayoso, localidad de Pichi Mula).

### Ichnogénero *Teichichnus*, Seilacher (1955)

**Diagnosis:** *Teichichnus* es una estructura formada por tubos horizontales que se “apilan” verticalmente en forma vertical o curvada (*spreite*), sin revestimiento. Comúnmente son formas que no tienen ramificación (Figura 5.11. D)

**Descripción:** Esta traza fósil es abundante en toda la sección estudiada, representada sobre todo en sedimentos finos, pero también en areniscas. Suele ser fácilmente confundible con otras trazas fósiles con *spreite*, como *Diplocraterion* y *Rhizocorallium*, pero difiere de estas al no tener un ancho tubo marginal. Una forma de determinar esto es observar distintos planos de corte del testigo corona, ya que muchas veces es posible ver la continuidad de los tubos verticales (mismas estructuras con *spreite*) en distintas caras

de la muestra (Figura 5.8. A, B). Tiene tamaños muy variables, desde pequeños 4-8 mm de largo del *spreite* a tamaños más grandes de 20-50 mm de largo del *spreite*. Es una traza muy común en afloramientos de la Formación Lajas (Figura 5.11. C)

**Observaciones:** Esta traza fósil es típica de *tiers* profundos, por lo tanto, tiene un alto potencial de preservación. Debido a sus características, es fácil de reconocer en testigos corona, apareciendo como estructuras verticales de *spreite* formada por la sucesión de tubos horizontales. Generalmente los *spreiten* están densamente laminados y contrastan en color con la matriz de la roca. Además, estos *spreiten* suelen ser cóncavos hacia arriba, aunque pueden también ser cóncavos hacia abajo (incluso en la misma estructura) (Fillion y Pickerill, 1990; Mørk y Bromley, 2008). Los productores que se asocian a esta estructura suelen ser animales con forma de gusano (por ejemplo, anélidos) y artrópodos. Sin embargo, también se han adjudicado estructuras similares a *Teichichnus* a la actividad de bivalvos (Knaust, 2017). Se interpreta que esta traza fósil es el resultado de la actividad de depositívoros, y suele ser un componente típico de ambientes silicoclásticos, de baja energía y también de ambientes de salinidad variable.

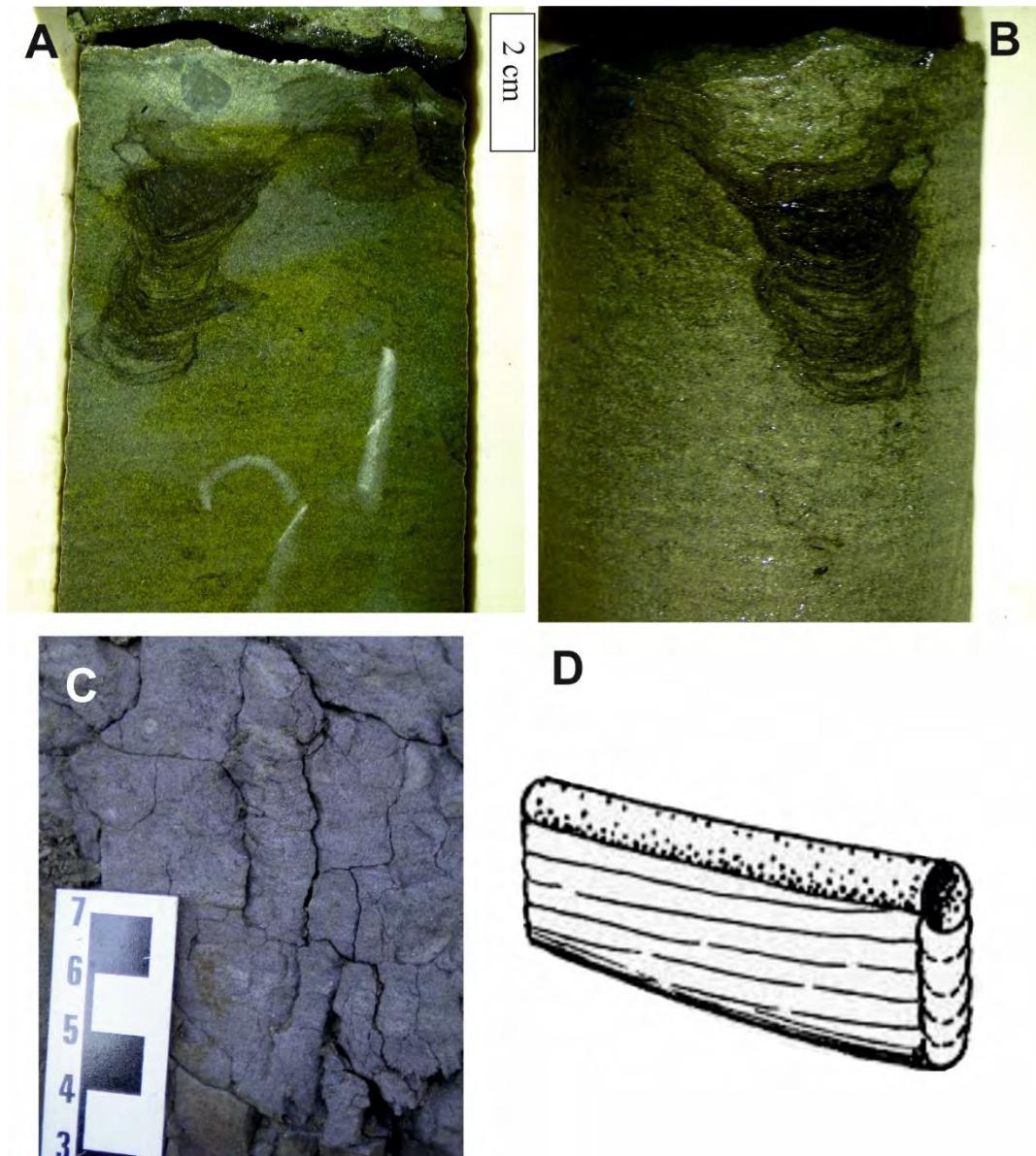


Figura 5.11. A) *Teichichnus* en testigo corona (HuN-1, 2299,20 m). B) Mismo ejemplar en la parte posterior de la corona. C) *Teichichnus* en afloramiento (Fm. Lajas, Arroyo Carreri). D) Esquema de *Teichichnus*. (Tomado de Häntzschel, y Teichert, 1975).

### **Iconógeno *Teredolites*, Leymerie (1842)**

**Diagnosis:** Perforaciones en forma de “basto” en sustratos leñosos, turbinadas agudas uniformemente cónicas desde la apertura hasta la base de la cámara principal, región del cuello no separado de la cámara principal, en todos los niveles sección más o menos circular, de forma elongada a corta. La perforación puede tener un recubrimiento calcáreo (Kelly y Bromley, 1984).

**Descripción:** Se trata solamente de una muestra, que es un canto rodado de material leñoso con 3 perforaciones asignables a *Teredolites*, con los bivalvos conservados en el interior de las perforaciones (Figura 5.12. A, B).

**Observaciones:** troncos con perforaciones asignables a *Teredolites* son muy comunes en ambientes marino-marginales, pero se han encontrado restos leñosos como clastos alóctonos en una gran variedad de ambientes. Son el constituyente principal y que define a la icnofacies de sustrato duro *Teredolites*. Sin embargo, para que sea asociada a la icnofacies de *Teredolites*, debe encontrarse una superficie in situ. Es una traza que refleja la actividad de alimentación y vivienda de bivalvos teredinidos y pholadidos.

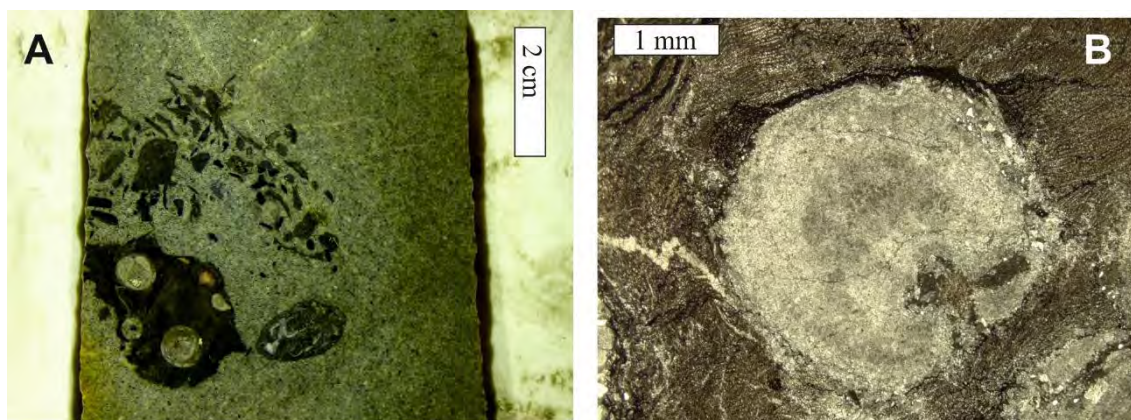


Figura 5.12. A) Trozo rodado de leño con *Teredolites*. B) detalle en microscopio binocular del *Teredolites*, se observa la estructura celular de la madera alrededor de la perforación (HuN-1, 2348,97 m).

### **Ichnogénero *Thalassinoides*, Ehrenberg (1944)**

**Diagnosis:** *Thalassinoides* consiste en una red de galerías horizontales con fustes verticales (*shafts*), con ramificaciones en forma de “Y” o “T” que pueden tener agrandamientos bulbosos. Las galerías son de sección circular a elíptica. Las paredes no tienen revestimiento y el relleno es en general pasivo (Knaust, 2017) (Figura 5.13. B).

**Descripción:** Su arquitectura general y su morfología general es similar a *Ophiomorpha*, distinguiéndose principalmente por la falta de revestimiento de las paredes (Figura 5.13.B). En testigos coronas analizados es una traza que es frecuente en algunos niveles, pero siempre está subordinada a la dominancia de *Ophiomorpha*, y se observa en los mismos niveles que *Ophiomorpha* (5.13.A). En afloramientos de la Formación Lajas es

una traza común, que es fácilmente distinguible por sus ramificaciones en “Y” y “T” (Figura 5.10.C). En un nivel del testigo corona AgTo-2 (3080,63 m) se observan ejemplares de *Thalassinoides* con relleno de areniscas en un sustrato fino que se ha interpretado como suite de omisión asignado a icnofacies de *Glossifungites*, (ver *Glossifungites*) (Figura 5.17. A).

**Observaciones:** Las observaciones actuales relacionan a los camarones Thalassinidos y Callianasidos como productores de las galerías de *Thalassinoides*. El comportamiento principal es el de vivienda (la mayoría de estos camarones son suspensívoros), pero también se han visto otros productores que son depositívoros, o que colectan detritos orgánicos y los almacenan en el interior de las galerías. Esta traza fósil es típica de ambientes marinos someros, incluso en ambientes de aguas salobres. También es un elemento común en las suites de omisión de la icnofacies de *Glossifungites* (Knaust, 2017).

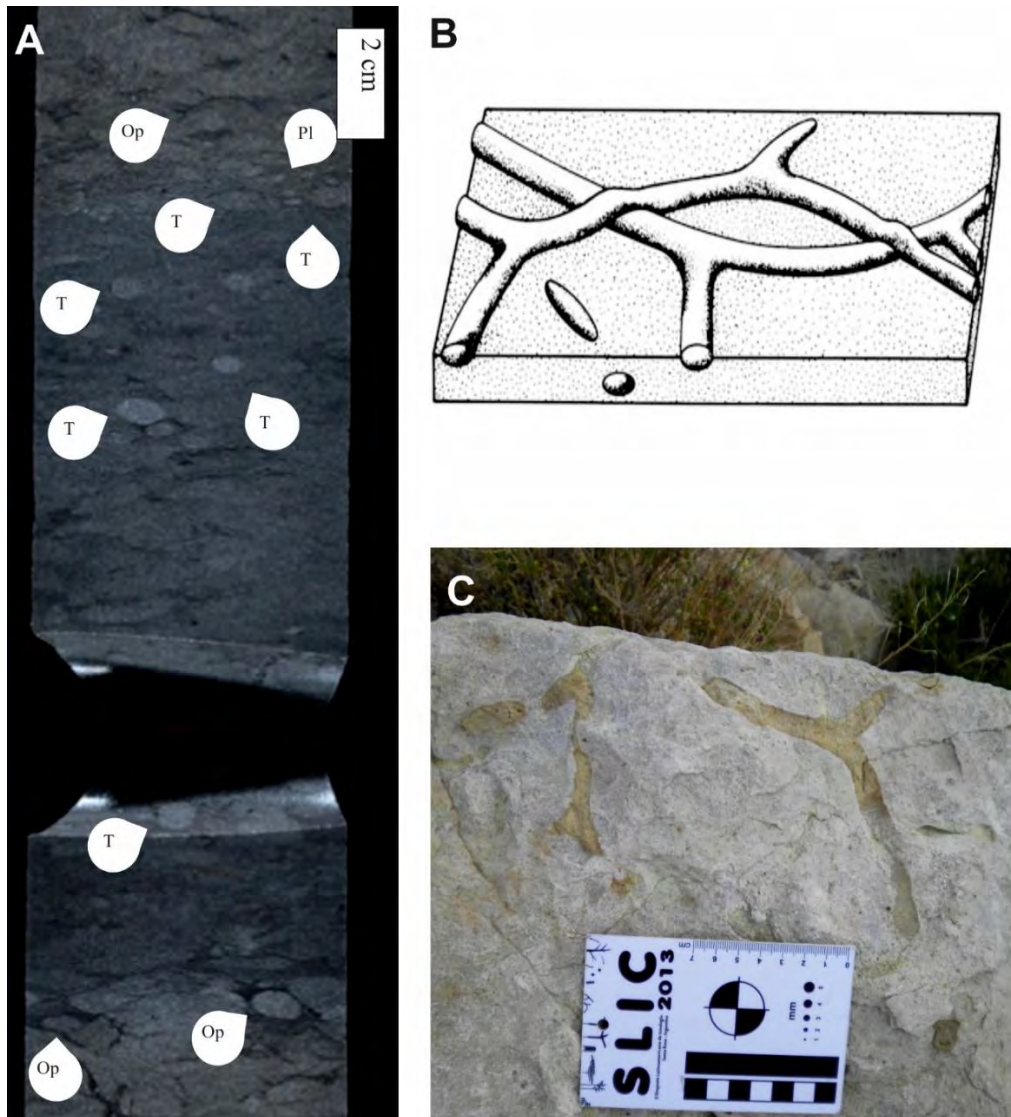


Figura 5.13. A) *Thalassinoides* en testigo corona (BaN-1, 3004,58 m) B) Esquema de *Thalassinoides*. (Tomado de Howard y Frey, 1984). C) *Thalassinoides* en afloramiento (Fm. Lajas, Picún Leufú)

### Iconogénero *Zoophycos*, Massalongo (1855)

**Diagnosis:** Traza fósil compleja, con una gran variabilidad morfológica. Las características generales son las siguientes: 1) Tubo marginal, una estructura tubular que bordea un área de sedimento bioturbado y considerado como un túnel producido por un organismo vermiforme. 2) Lámina: Sedimento bioturbado bordeado por el tubo marginal (*spreite*). 3) Lamela primaria: Crestas y surcos acanalados que son interpretados como las subsiguientes posiciones del tubo marginal durante su desplazamiento lateral. (Olivero y Gaillard 2007) (Figura 5.14. B).

**Descripción:** Esta traza fósil se encuentra sólo en uno de los testigos corona analizados, siendo definida como tal por la presencia de la lámina con lamelas primarias, que se disponen de una manera que se interpreta como formando parte de una estructura helicoidal (Figura 5.14. A). Disposiciones similares se pueden encontrar en afloramiento en corte tangencial respecto a la estructura del *Zoophycos* (Figura 5.14. C)

**Observaciones:** *Zoophycos* es una traza que muestra una gran variedad morfológica, pero que principalmente se puede dividir en dos tipos: uno que implica formas relativamente simples que son planares y laminares, y formas complejas espiraladas. En general las formas más simples suelen ser paleozoicas, mientras que las más complejas se dan a partir del Mesozoico. Esta diferencia también va acompañada por una tendencia general de *Zoophycos* de hallarse en aguas someras en el Paleozoico, e ir migrando hacia aguas más profundas a partir del Mesozoico. Es una traza que se encuentra en sedimentos silicoclásticos y carbonáticos, preferentemente en sedimentos de grano fino. Se interpreta a esta estructura como formada por la actividad depositívora profunda de animales vermiformes como poliquetos, equiueros y sipuncúlidos. *Zoophycos* es una traza sólo hallada en ambientes marinos, de aguas tranquilas, siendo muy común en ambientes que tienen cierta reducción en los niveles de oxígeno en el sustrato (MacEarchen *et al.*, 2007a). Es la traza típica y que le da el nombre a la icnofacies de *Zoophycos* (ver capítulo 1).

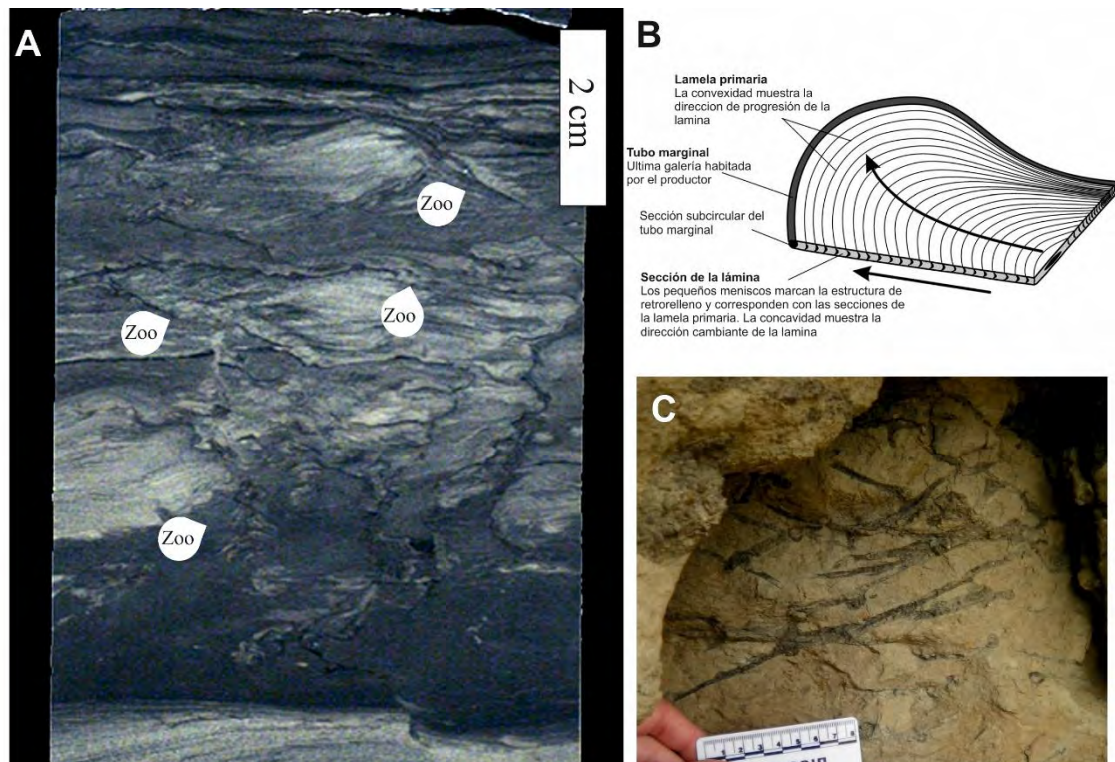


Figura 5.14. A) *Zoophycos* en testigo corona (AgTo-3, 2565,05 m) B) Esquema de la estructura de una lámina de *Zoophycos*. (Tomado de Olivero y Gailard, 2007). C) *Zoophycos* en afloramiento (Fm. Alcobaça, Jurásico Superior, Praia do Salgado, Portugal).

### 5.3. OTRAS ESTRUCTURAS BIOGÉNICAS

Además de las trazas que se pueden asignar a icnogéneros definidos, existen otras estructuras biogénicas que, si bien no se pueden asignar a una categoría taxonómica definida, si se pueden reconocer y definir, y son las que se describen a continuación.

#### Textura Criptobioturbada/criptobioturbación

**Descripción:** no quedan trazas discretas, es de pequeña escala (inferior a 2 mm). La laminación se hace difusa a completamente obliterada, por perturbaciones de los granos. Producido por fauna intersticial. (Pemberton *et al.*, 2008). Esta estructura se ha observado en sedimentos arenosos finos a medios, y es relativamente abundante en ciertos niveles, viéndose obliterada en otros niveles por bioturbación (Figura 5.15. A).

## **Rizolitos**

**Descripción:** Las trazas fósiles de raíces de plantas pueden aparecer en una amplia gama de morfología y tamaño, que refleja la variabilidad en forma, tamaño y comportamiento de sus productores. Las trazas o raíces filamentosas o tubulares pueden variar en diámetro desde milimétrico hasta metros, y pueden penetrar desde pocos centímetros en el sustrato hasta varios metros. La historia diagenética de las superficies con raíces y los paleosuelos puede resultar en distintos estilos de preservación, que van desde la preservación de los cuerpos fósiles de las plantas hasta el reemplazo mineralógico. Las rizoconcreciones tienen un gran potencial de preservación (Knaust, 2017).

En las trazas fósiles reconocidas de raíces en los testigos coronas analizados, la morfología típica es de filamentos carbonosos que radian dendríticamente hacia abajo, de pocos mm de diámetro. Son trazas poco representadas en los testigos corona estudiados (Figura 5.15. B).

## **Mantle & Swirl**

**Descripción:** Estructuras en forma de “manto” elíptico, y “arremolinadas”. No se observan excavaciones definidas, sino que muestran estructuras generadas en sustratos semi líquidos (Lobza y Schieber, 1999). Esta estructura ha sido observada en los sedimentos de grano fino, y suele ser bastante abundante en estos (Figura 5.15. C).

## **Trazas de escape (Fugichnia)**

**Descripción:** Las estructuras típicas de escape se evidencian por la repetición de trazas de vivienda, con una disposición de cono en cono, de U en U o V en V. Las paredes de las excavaciones son pobremente definidas y sin revestimiento, y reflejan un rápido retrabajamiento del sedimento. Los productores habituales de estas trazas suelen ser bivalvos y anémonas. Debido a que su morfología es muy simple, es una práctica común no darle un tratamiento icnotaxonómico formal a las trazas de escape. Esta estructura es muy poco común en toda la sección estudiada (Figura 5.15. D).

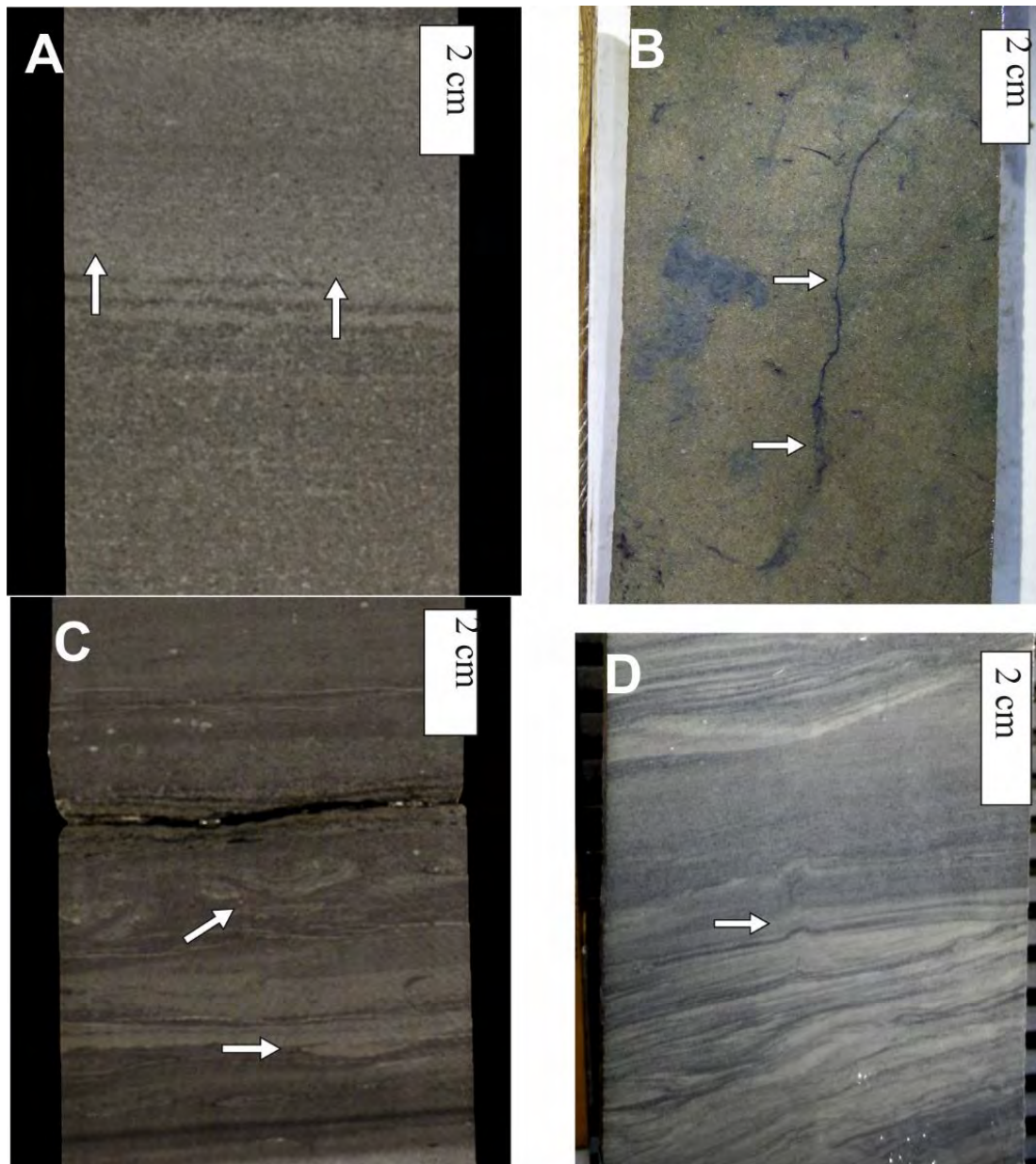


Figura 5.15 Estructuras biogénicas no asignables a un icnotaxa A) Criptobioturbación (Ba-1, 2293,86 m). B) Rizolitos (Ba-2. 2748,37 m) C) Estructura “Mantle & Swirl” (Ba-1, 2308,53 m). D) Trazas de escape (AgTo-3, 2545,60 m).

### Superficies de *Glossifungites*

En dos testigos coronas se observan dos niveles estratigráficos marcados por un abrupto cambio de litologías, pasando de un pequeño nivel de grano fino, que tienen trazas fósiles con paredes netas y relleno de arena en litología fina (asignables en un caso a *Thalassinoides* y en el otro a *Rhizocorallium*) (Figuras 5.16. A, B). Estas características son típicas de la icnofacies de *Glossifungites*. que se forma cuando un depósito fino es

compactado por depósitos suprayacentes, que luego se erosionan, quedando expuesto el sedimento fino compactado (“*firmground*”), que se ve colonizado por fauna marina capaz de excavar, y luego estas galerías se rellenan con arena de otro evento subsiguiente (ver capítulo 1). La exhumación erosiva puede ocurrir como resultado de mecanismos autogénicos o alogénicos. Dentro del primer grupo de procesos quedan comprendidos la migración lateral de canales fluviales o mareales; dentro del segundo grupo encontramos incisión de valles fluvio-estuarinos, incisión de cañones submarinos y desplazamiento erosivo del *shoreface* hacia el continente durante transgresiones y hacia el mar durante regresiones forzadas. (Buatois y Mángano 2011) (Figura 5.16. C, D, E).

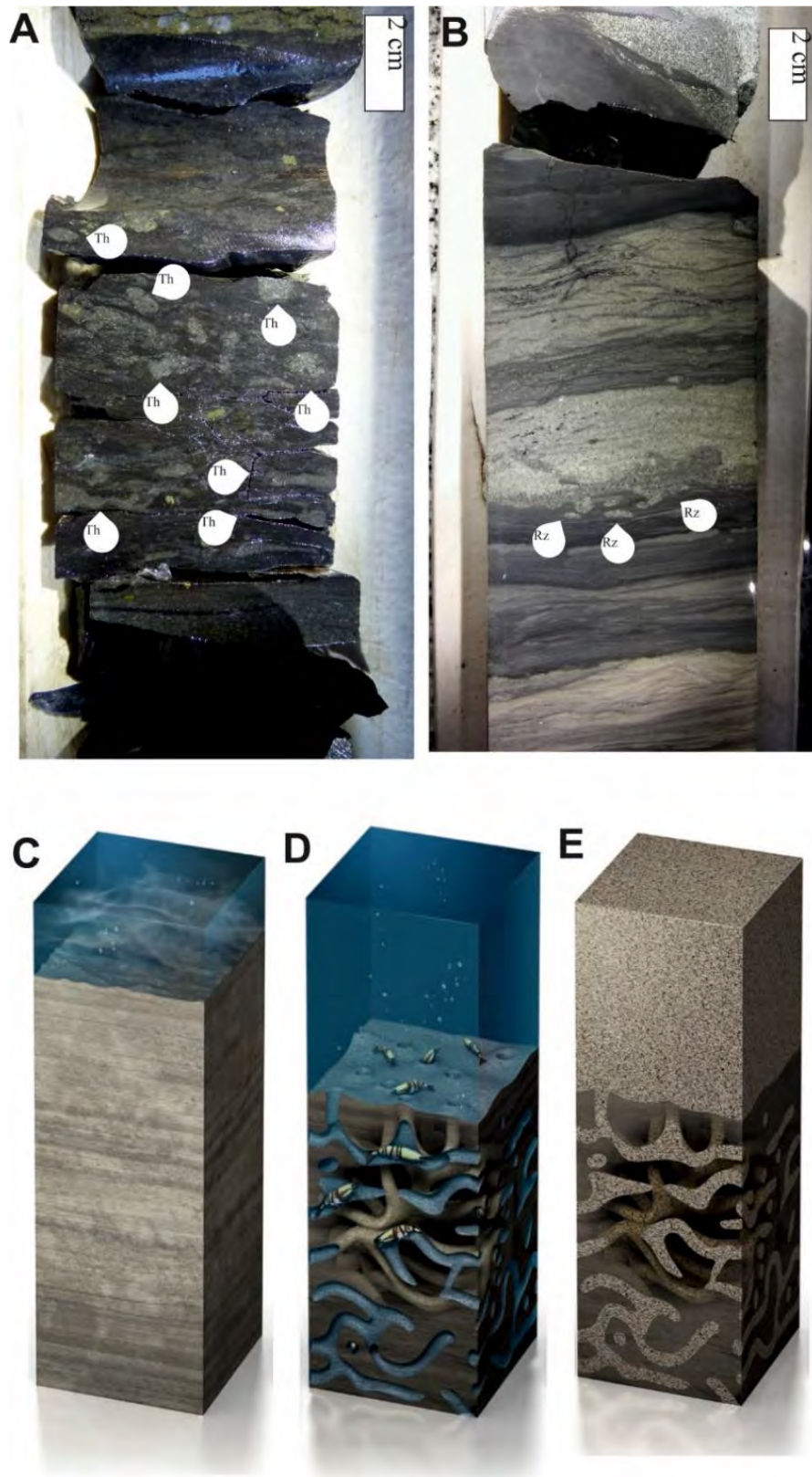


Figura 5.16 A) Superficie de *Glossifungites* en testigo corona AgTo-2, 3080,63 m (Th, *Thalassinoides*). B) Superficie de *Glossifungites* en testigo corona AgTo-4,2531 m (Rz: *Rhizocorallium*). C,D,E) Modelo de formación de superficies de *Glossifungites*. Depositación y compactación de los sedimentos. D) Erosión y posterior colonización de “firmground” exhumado. E) Relleno pasivo de las galerías en un evento posterior.(Tomado de Gingras *et al.*, 2015).

## 5.4 ASOCIACIONES DE TRAZAS FÓSILES

Como se ha mencionado previamente, las trazas fósiles tienen un gran potencial para hacer determinaciones paleoambientales, y los fundamentos de la metodología actual icnológica fueron enunciados por Seilacher en los trabajos donde presenta los modelos de icnofacies (Seilacher 1963b, 1964a, 1967b). En los mismos, Seilacher utilizó asociaciones de trazas fósiles recurrentes para determinar las icnofacies arquetípicas (ver capítulo 1).

En tal sentido, siguiendo los mismos criterios enunciados por Seilacher (1963b, 1964a, 1967b), de acuerdo a la recurrencia de grupos de trazas fósiles en los cuerpos de roca se definieron 5 asociaciones de trazas fósiles que se exponen a continuación

### 5.4.1 Asociación de trazas fósiles 1 (ATF1)

#### Descripción

Esta asociación de trazas fósiles es muy abundante y bien representada en los testigos corona, sobre todo en aquellos correspondientes a “Lajas Inferior”, estando ausente en los testigos del “Lajas Medio”.

Se caracteriza por trazas fósiles de composición compleja, de estructuras tridimensionales de variada disposición, con tubos verticales y horizontales. La diversidad de trazas fósiles es de baja a alta (1 a 6 icnogéneros), con un índice de bioturbación variable (BI 1-6), siendo generalmente medio (3-4), pero pudiendo ser bajo o alto en secciones localizadas. Está dominada por *Ophiomorpha irregulaire*, *Gyrolithes* isp. *Haentschelinia* isp., *Parahaenzchellinia* isp.

En forma subordinada se encuentran *Chondrites* isp., *Thalassinoides* isp. *Planolites* isp., *Rhizocorallium* isp. *Skolithos* isp., y *Arenicolites*. También hay algunos niveles con criptobioturbación.

*Ophiomorpha irregulaire* y *Gyrolithes* isp. son las trazas dominantes; trazas “élite”, *sensu* Bromley (1990, 1996). Este concepto no solo implica que son las trazas más abundantes, sino también por su capacidad de penetración, pueden bioturbar niveles muy por debajo de la interfaz agua sedimento. Como ejemplo, se ha encontrado *O. irregulaire* hasta en bases conglomerádicas de barras. También son de las trazas más grandes, tanto en tamaño de la galería como de la estructura general de la traza. Todos

estos factores hacen que muchas veces “corten” otras trazas previas, y que obliteren galerías de estructuras más pequeñas de otros icnotaxones.

La mayoría de los integrantes de esta asociación de trazas fósiles se interpretan como detritívoros, con una escasa representación de animales suspensívoros (ver Figuras 5.1. A; 5.2. A; 5.3. A; 5.3. B; 5.4. A; 5.6. A; 5, 7 A, B; 5.9. A; 5.15 A; 5.17. A) (Tabla 5.1).

### **Interpretación paleoambiental**

Esta asociación de trazas fósiles se observa generalmente en sedimentos de tamaño de grano correspondiente a arena, con estructuras que indican una energía del ambiente media a alta (estratificación entrecruzada, estructuras masivas) en los testigos corona estudiados. La dominancia de estructuras asignables a estrategias detritívoras induciría a atribuir las a la icnofacies de *Cruziana*, sin embargo, el hecho de que la mayoría de estas estructuras son preferentemente verticales, y que la energía del sistema es alta lleva a pensar que en realidad se trata de una icnofacies de *Skolithos*. Esta icnofacies tiene sus componentes suspensívoros limitados por la cantidad de sedimento en suspensión, ya que en algunos pocos lugares se observa la presencia de ejemplares de *Skolithos*. Esto puede deberse a la supresión del componente suspensivo de la icnofacies de *Skolithos* producto de la alta cantidad de sedimento en suspensión, situación común en ambientes deltaicos (McEarchen, *et al.*, 2005, 2007, Buatois y Mángano, 2011).

Esta asociación de trazas fósiles se suele dar en cuerpos que presentan espesores de decenas de centímetros a 2-3 metros. Todos los componentes de esta asociación de trazas fósiles tienen una distribución mayoritariamente marina, en general de salinidades normales. Por lo tanto, se interpreta a la misma como desarrollada en condiciones marinas abiertas, de salinidad normal, oxigenación normal y energía media, con abundante materia en suspensión, que se podría asignar a una icnofacies que va desde *Skolithos* a *Cruziana* empobrecida (Figura 5.17) (Tabla 5.1).

# ATF1

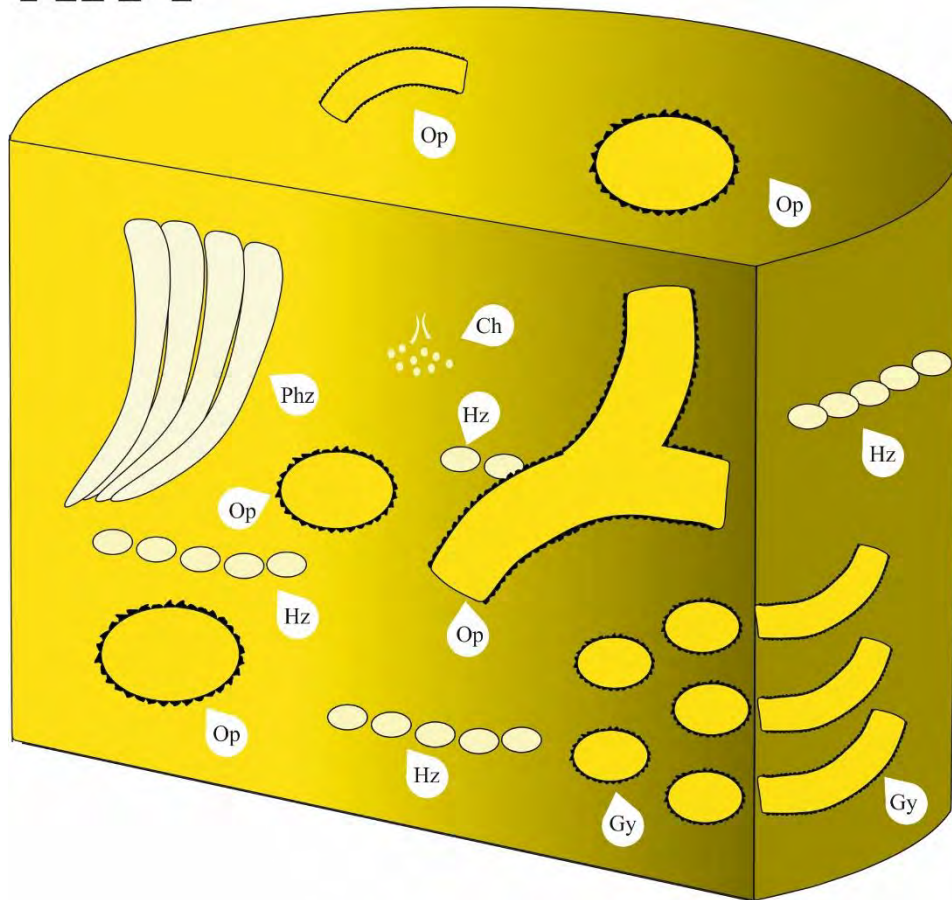


Figura 5.17. Esquema de ATF1. Op: *Ophiomorpha irregulaire*, Hz: *Haenzchelinia*; Phz: *Parahaenzchelinia*, Gy: *Gyrolithes*, Ch: *Chondrites*

## 5.4.2 Asociación de trazas fósiles 2 (ATF2)

### Descripción

Esta asociación de trazas fósiles se encuentra bien representada en toda la sección estudiada, siendo la única que está presente en la mayoría los testigos corona examinados, con excepción de Ba-2.

Esta asociación de trazas fósiles se caracteriza por una dominancia de trazas horizontales, relativamente sencillas, compuestas principalmente por tubos horizontales. Muestra poca diversidad de trazas fósiles (típicamente 1 a 3 géneros), pero en algunos casos llega a una icnodiversidad de 6. El índice de bioturbación es muy variable (BI 1-6), siendo generalmente bajo, pero pudiendo ser muy alto en secciones localizadas. Los elementos dominantes de esta asociación de trazas fósiles son *Planolites* isp. y

*Teichichnus* isp, (tubos horizontales) y también estructuras de *Mantle & Swirl*. Además, se pueden hallar en algunos sectores muy localizados y siendo más escasos que las trazas dominantes, *Chondrites* isp., *Rizocorallium* isp., *Thalassinoides* isp., *Haenzchellinia* isp., y estructuras de escape (ver Figuras 5.8 A; 5.11. A, B; 5.15 C, D)

### **Interpretación paleoambiental**

Esta asociación de trazas fósiles se da en rocas conformadas por de sedimentos de grano fino (pelitas, heterolíticas, arenas finas). Los componentes icnológicos dominantes son estructuras horizontales, interpretadas como estructuras de alimentación de animales vermiformes, principalmente con una estrategia alimentaria detritívora. La presencia de estructuras de *Mantle & Swirl* indica un sedimento con muy poca cohesión, de consistencia chirle, llamado en icnología “soposo” (*soupground*). La presencia de esta asociación de trazas fósiles a lo largo de casi toda la sección estudiada, indica que es representativa principalmente de condiciones ambientales de baja energía, con algunos componentes que pueden soportar salinidades fluctuantes (*Planolites*, *Teichichnus*) por lo que pueden desarrollarse en ámbitos como las planicies interdistributarias. Las secciones que muestran algunas trazas fósiles típicamente marinas, en adición a los componentes ya mencionados, se interpretan como que se desarrollaron en condiciones de salinidad marina normal. El factor limitante de esta asociación de trazas fósiles es la energía del medio. Por las características mencionadas, se asigna esta asociación de trazas fósiles a la icnofacies de *Cruziana*, pero debido a la poca icnodiversidad que generalmente exhibe, se interpreta como una icnofacies de *Cruziana* empobrecida (MacEarchen, *et al.*, 2005, 2007; Buatois y Mángano, 2011) (Figura 5.18) (Tabla 5.1).

## ATF2

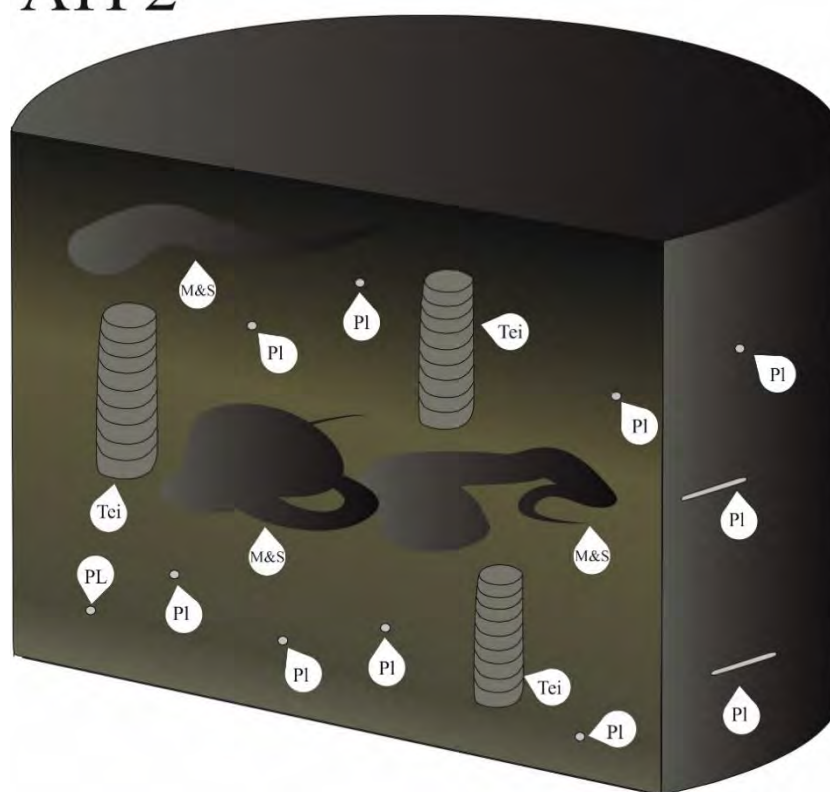


Figura 5.18 Esquema de ATF 2 Tei: *Teichichnus*, Pl: *Planolites*, M&S: *Mantle & Swirl*

### 5.4.3 Asociación de trazas fósiles 3 (ATF3)

#### Descripción

Esta asociación de trazas fósiles está representada en secciones muy restringidas en los testigos corona Ba-1 y HuN1 de “Lajas Inferior” y muy abundante y bien representada en los testigos corona Ba.2 y AgTo-3 de “Lajas Medio”. Está caracterizada por la presencia de estructuras de raíces (rizolitos) y trazas de alimentación con retrorelleno *Taenidium* isp. Tiene una icnodiversidad muy baja (de 1 a 3), y presenta también generalmente índices de bioturbación bajos (BI 1-2), llegando solamente en algunos sectores localizados a un máximo de 4. En algunos sectores puede haber en forma relegada *Planolites* isp (ver Figuras 5.10. A; 5.15. C)

#### Interpretación paleoambiental

Esta asociación de trazas fósiles se da en rocas de sedimentos de grano fino (pelitas, facies heterolíticas), y areniscas finas, que son características de ambiente de baja energía. Sin embargo, a diferencia de la asociación de trazas 2, que se da en rocas con

granulometría similar, también contienen evidencias de procesos pedogenéticos (moteados diagenéticos y dolomita diagenética), y no se observan evidencias de sedimento “soposo”. Los dos componentes icnológicos dominantes son las estructuras de raíces y los tubos con relleno activo meniscado correspondientes a *Taenidium* isp.. Si bien *Taenidium* isp. es una traza fósil que se da en una gran variedad de ambientes desde marinos hasta continentales, se interpreta que esta asociación está relacionada con ambientes continentales por la presencia de trazas de raíces de plantas. Es por esto que en este caso las trazas son interpretadas como producto de la actividad de larvas de insecto. Por lo tanto, esta asociación de trazas fósiles es asignada a la icnofacies de *Scoyenia*, que es típica de ambientes continentales, pero empobrecida, lo cual es característico de ambientes transicionales marino-continentales. El pobre y saltuario desarrollo de esta asociación de trazas fósiles evidencia un ambiente estresado, debido a grandes variaciones de energía, salinidad y nivel de agua. En las secciones relevadas, se encuentra en depósitos interpretados como como de planicie de inundación y/o lóbulos de desbordamiento (*crevasse splays*) desarrollados en una planicie deltaica con exposición aérea (MacEarchen, *et al.*, 2005, 2007; Buatois y Mángano, 2011) (Figura 5.19) (Tabla 5.1).

## ATF3

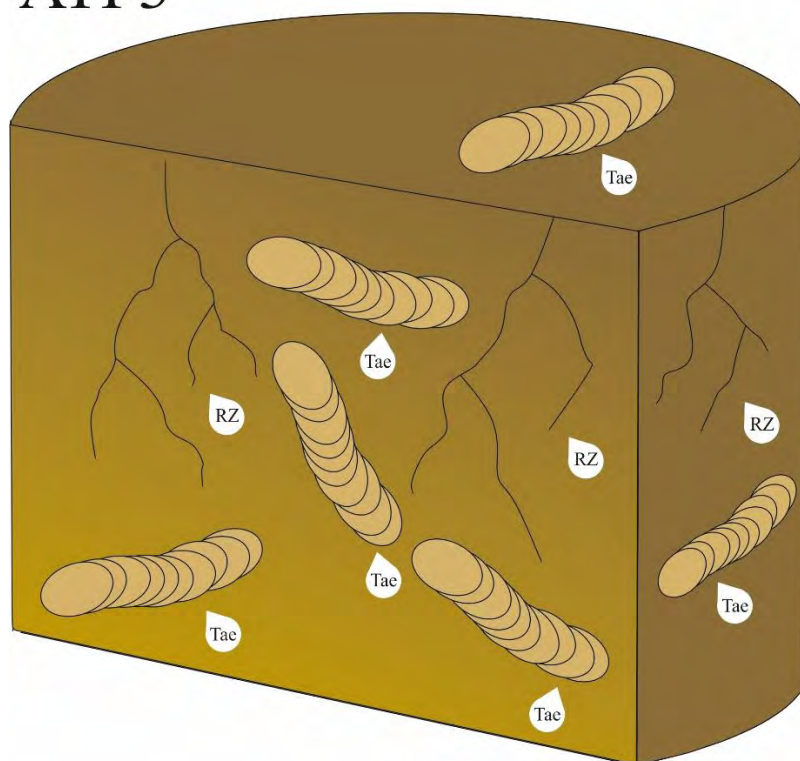


Figura 5.19. Esquema de ATF 3: Tac: *Taenidium* isp., RZ: Rizolitos.

### 5.4.4 Asociación de trazas fósiles 4 (ATF4)

#### Descripción

Esta asociación de trazas fósiles se encuentra representada de manera saltuaria en tres de las cinco coronas del “Lajas Inferior”: AgTo-2, BaN-1 y HuN-1, en areniscas finas a gruesas con estructuras relacionadas con oleaje de tormenta, y en areniscas masivas bioturbadas.

Comparte muchos de los elementos presentes en la asociación de trazas fósiles 1, pero se distingue principalmente por la dominancia de *Macaronichnus* isp. En segundo lugar, en importancia aparecen *O. irregulaire* y *Gyrolithes* isp., y muy escasamente representados, *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp. y *Teichichnus* isp.

La icnodiversidad característica de esta asociación de trazas fósiles suele ser muy baja (1 a 3), siendo muchas veces representada por un solo icnotaxa, *Macaronichnus* isp. El índice de bioturbación suele ser bajo, pero ocasionalmente puede ser más alto (BI 1-4) (ver Figuras 5.5. A; B).

## Interpretación paleoambiental

El contenido icnológico muestra una diversidad muy baja con el desarrollo de una icnofacies de *Skolithos* (ver capítulo 1). En la literatura, *Macaronichnus* isp., ha sido considerado una traza fósil indicadora de condiciones ambientales de muy alta energía, y se ha llegado a proponer como una icnosubfacies de la icnofacies de *Skolithos* (Pemberton *et al.*, 2001), que sería característica de ambientes de *foreshore*. Sin embargo, en los testigos corona estudiados si bien sigue esta tendencia marcada por la literatura, y representa condiciones de alta energía, en muchos sectores se encuentra acompañado por estructuras sedimentarias de tormenta (HCS). Además, no existe ningún otro elemento que sea indicador de condiciones de *foreshore*. En trabajos más recientes se han descrito asociaciones de *Macaronichnus* isp. para diferentes ambientes, algunos de mayor profundidad que posiciones de *shoreface* (Nara y Seike 2004; Seike 2007, 2011; Bromley *et al.* 2009; Quiroz *et al.* 2010, Rodríguez-Tovar y Aguirre 2014). Los niveles que contienen *Macaronichnus* son siempre niveles de tormenta, lo que indica que el organismo productor de esta estructura se habría comportado como una traza oportunista en estos ambientes. Las trazas fósiles que se encuentran en estos niveles, además de *Macaronichnus* isp., es muy probable que provengan de niveles superiores, ya que todas tienen una gran capacidad de penetración (sobre todo *O. irregulaire* y *Gyrolithes* isp.), ya que siempre se encuentran cortando a los *Macaronichnus* isp. Las trazas que se forman en este ambiente serían los *Macaronichnus* isp., siendo las otras trazas presentes colonizadores de sedimentos suprayacentes desarrollados en condiciones ambientales de buen tiempo que no se preservan producto de los distintos eventos de tormenta (Pemberton *et al.*, 2001; Seike, 2008, 2009). Por todas estas evidencias, se interpreta a esta asociación como desarrollada en condiciones de *shoreface*, que pueden variar desde *middle* a *lower shoreface* (Figura 5.20) (Tabla 5.1).

# ATF4

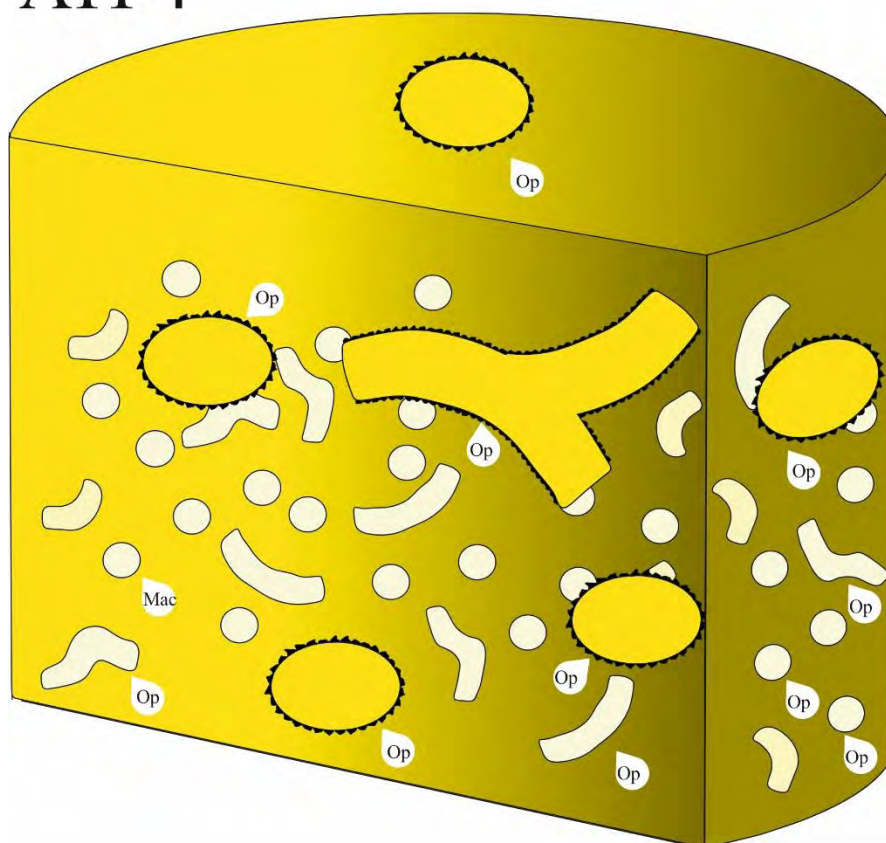


Figura 5.20. Esquema de la ATF 4. Mac: *Macaronichnus* isp., Op: *Ophiomorpha irregulaire*.

## 5.4.5 Asociación de trazas fósiles 5 (ATF5)

### Descripción

Esta asociación de trazas fósiles es la menos común en toda la sección estudiada, estando solamente representada en 3 sectores muy restringidos y de muy poco espesor del testigo corona AgTo-4, del denominado “Lajas Medio”.

La misma está integrada principalmente por *Zoophycos*, isp., encontrándose también como traza fósil subordinada *Planolites* isp.

La icnodiversidad de esta asociación de trazas fósiles es la más baja de todas las observadas, siendo de 1 o 2 solamente. Los índices de bioturbación son también bajos (BI 1-3) (ver Figura 5.14. A, 5.15. D).

### Interpretación paleoambiental

Esta asociación de trazas fósiles se desarrolla en rocas de sedimento fino (pelitas, heterolitas), interpretándose como de ambientes de muy baja energía. A diferencia de la

ATF 2 que también se interpretó como típica de ambientes de baja energía, esta asociación de trazas fósiles representaría un ambiente estresado, en el cual el factor de *stress* limitante para el desarrollo de la biota se atribuye a la baja oxigenación. Esto se debe principalmente a la presencia de *Zoophycos* isp., que es una traza que se suele desarrollar en niveles marinos con marcada disoxia. Por lo tanto, se interpreta como típica de la icnofacies de *Zoophycos* isp. de ambiente de baja energía, con cierta restricción de oxígeno. Estas condiciones pueden darse en ambientes deltaicos en las posiciones de prodelta, que son las más distales del sistema (McEarchen, *et al.*, 2005). Una asociación de trazas fósiles con presencia de *Zoophycos* ha sido descrita para ambientes de *offshore*-proximal y *offshore* distal a *shelf* en testigos coronas de la Formación Bardas Blancas, que es homóloga a la Formación Lajas hacia el norte de Cuenca Neuquina (Veiga *et al.*, 2013) (Figura 5.21) (Tabla 5.1).

## ATF5

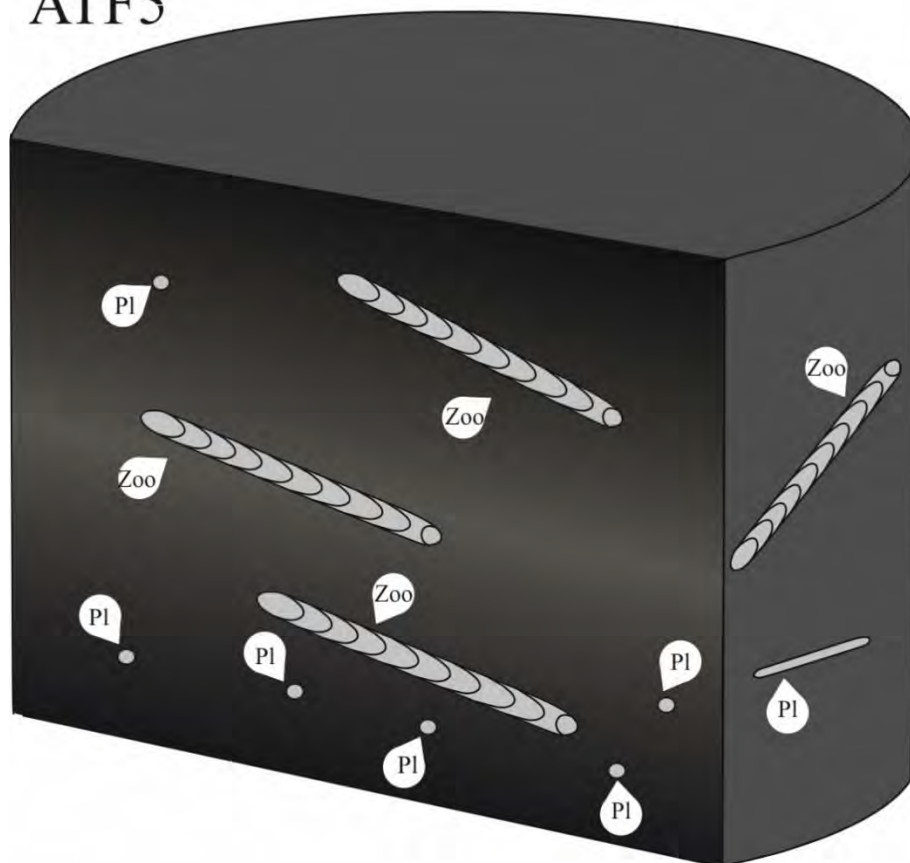


Figura 5.21. Esquema de ATF 5. Zoo: *Zoophycos* isp., Pl: *Planolites* isp.

Asociación de trazas fósiles	Trazas fósiles	BI	Asociación de Facies	Iconofacies	Interpretación ambiental
ATF1	<i>Ophiomorpha irregulaire</i> , <i>Gyrolithes</i> isp. <i>Haentschellinia</i> isp., <i>Parahaenzchellinia</i> isp. <i>Chondrites</i> isp., <i>Thalassinoides</i> isp. Dominantes. <i>Planolites</i> isp., <i>Rhizocorallium</i> isp. <i>Skolithos</i> isp., <i>Arenicolites</i> isp. y criptobioturbación.	1-6	Asociación de Facies 1	<i>Cruziana</i> con elementos de <i>Skolithos</i>	Ambientes de alta energía. Condiciones marinas normales. Barras de frente deltaico.
ATF2	<i>Planolites</i> isp., <i>Teichichnus</i> isp Mantle & Swirl dominantes. <i>Chondrites</i> isp., <i>Rizocorallium</i> isp., <i>Thalassinoides</i> isp., <i>Haenzchellinia</i> isp., y estructuras de escape subordinados.	1-6	Asociación de Facies 2	<i>Cruziana</i> empobrecida	Ambientes de baja energía. Sustrato “soposo”. Aguas salobres. Si tiene componentes marinos, salinidad más normal. Planicie interdistributarias, bahías interdistributarias, interbarras de frente deltaico.
ATF3	Rizolitos, <i>Taenidium</i> isp.	1-2	Asociación de Facies 3	<i>Scoyenia</i>	Ambientes de baja energía. Agua dulce. Probable exposición subárea. Planicie interdistributaria.
ATF4	<i>Macaronichnus</i> isp. Dominante y muchas veces monoespecífico. <i>O. irregulaire</i> y <i>Gyrolithes</i> isp., subordinados. <i>Planolites</i> isp., <i>Thalassinoides</i> isp. y <i>Teichichnus</i> isp. muy escasos	1-4	Asociación de Facies 4	<i>Skolithos</i> (iconofacies de <i>Macaronichnus</i> )	Ambientes de muy alta energía, marinos abiertos. Barras de oleaje.
ATF5	<i>Zoophycos</i> , isp. dominante. <i>Planolites</i> isp. subordinada.	1-3	Asociación de Facies 5	<i>Zoophycos</i>	Ambiente de muy baja energía, marino. Disóxico. Ambiente de prodelta.

Tabla 5.1. Asociaciones de Trazas Fósiles con sus componentes principales, niveles de bioturbación y ambientes inferidos.

## **6. DISTRIBUCIÓN DE TRAZAS FÓSILES EN LA SUCESIÓN**

Las observaciones sedimentológicas e icnológicas fueron utilizadas para realizar una interpretación de la evolución ambiental de cada testigo corona. En tal sentido, se ponen a continuación las inferencias ambientales, agrupadas de acuerdo con la división informal que ya se ha mencionado previamente (“Lajas Inferior”, “Medio” y “Superior”, ver capítulo 3). A fines meramente descriptivos, se dividieron los testigos corona en secciones (sin un estatus jerárquico), y cuando fue posible, en “parasecuencias” de acuerdo a lo establecido por Van Wagoner (1990). Los resultados de estas interpretaciones se plotean en conjunto en gráficos que muestran los perfiles Selley de cada testigo corona, así como las Asociaciones de Facies interpretadas, y también las Asociaciones de Trazas fósiles, con dos líneas que representan el Índice de Bioturbación (B-I de 0 a 6, de acuerdo con Taylor y Goldring, 1993) en azul, y la icnodiversidad, en rojo (Láminas 6.1 a 6.16).

### **6.1. LAJAS INFERIOR**

#### **6.1.1. Aguada Toledo 1 (AgTo-1)**

##### **Descripción sedimentológica**

El testigo corona abarca desde los 2985,7 m hasta los 2967,7 m. Se describe a continuación las tres secciones diferenciadas.

La sección inferior (parasecuencia I) es predominantemente psamítica, desarrollada entre los 2985,16 m. y los 2975,24 m. (cajones 1 a 10). Compuesta por areniscas finas a medianas con algunas intercalaciones de areniscas gruesas y presencia de intraclastos pelíticos entre sus componentes. En dicho sector de la columna se observa predominio de facies de estructura masiva y en menor medida de estructuras de estratificación cruzada, a veces muy difusa (Facies Sm, Set, SGt), pertenecientes a la AF 1 de barras de desembocadura de frente deltaico.

La sección media (parasecuencia II) abarca desde los 2975,24 m. y hasta 2970,30 m. (cajones 11 al 15), con predominio de litologías de grano fino (facies heterolíticas Htw, Htf y pelitas facies Fm, Fl). Entre las facies heterolíticas, la estructura dominante es la

ondulosa, aunque pueden observarse escasamente estructuras de tipo flaser. Esta sección se interpreta como también perteneciente a la AF1 de barras de desembocadura, pero en una situación de pie de barra o interbarra.

El testigo corona finaliza con la sección superior (parasecuencia III), a partir de los 2970,30 m y hasta el tope del testigo corona (cajón 15 a 18), con un cambio abrupto, erosivo, de granulometrías de fina a arena media a gruesa. A partir de este cambio se desarrollan niveles arenosos medios a gruesos, con estructura masiva y estratificación difusa (Sm, Set.). Culminando la corona, se observa un aumento gradual (transicional) de la granulometría a partir de los 2968,85 m (cajón 17), con areniscas medias a gruesas, culminando con conglomerados con clastos pelíticos (facies SGt, Smpi). Esta sección también se interpreta como la AF1, de barras de desembocadura de frente deltaico.

### **Contenido icnológico**

El testigo corona es mayormente estéril, sólo evidencia bioturbación en el sector que va desde los 2972, 30m hasta los 2970,80m. El mismo corresponde con las facies más finas de la parasecuencia II descrita previamente.

Se identifican las ATF 1 y ATF2. En la parte inferior del sector II domina la ATF2, que indica condiciones de baja energía, sedimentos saturados en agua.

Paulatinamente se va pasando a una dominancia de la ATF1, que indica condiciones marinas abiertas. El aumento que se observa en el BI, y la abundancia de las trazas indicaría mayor estabilidad ambiental hacia la parte superior del tramo bioturbado, con un aumento también de las ventanas de colonización. Esa estabilidad se ve interrumpida por arenas gruesas correspondientes a otra barra, y a partir de este sector no se evidencia más bioturbación hasta el tope del testigo corona.

### **Interpretación ambiental**

Se interpreta a toda la sección como perteneciente a la Asociación de Facies de AF 1, de barras de desembocadura de frente deltaico, desarrollada en 3 parasecuencias consecutivas. La misma inicia con la parasecuencia I, que consiste en barras de desembocadura que no evidencian ningún tipo de bioturbación. Esto se interpreta como el producto de factores limitantes, que en este caso serían la energía del sistema, la salinidad y la turbidez, que son los factores de mayor stress para la biota marina en ambiente de frente deltaico (MacEarchen, *et al.*, 2005). Por encima se desarrolla la

parasecuencia II, que tiene principalmente sedimentos finos, que se interpretan como pertenecientes a un subambiente de pie de barra o interbarra, que comienzan con una dominancia de ATF 2, que indica ambientes de menor energía, y probablemente de mayor profundidad, que paulatinamente va pasando a ser reemplazada por la ATF1, que indica condiciones de mayor energía y posiblemente de menor profundidad. Culminando la corona se observan la parasecuencia III, conformada por barras de arena gruesa, que no tienen bioturbación. Toda la evolución del testigo corona se interpreta como barras de frente deltaico, que pasan a un ambiente más profundo (o lateral), donde luego se evidencia nuevamente el desarrollo de barras arenosas de frente deltaico. Esta situación puede producirse o bien por una profundización del sistema, o bien por una avulsión del canal que alimenta la formación de las barras de desembocadura, siendo esta última la posibilidad más factible (Bhatthacharya, 2006) (Lámina 6.1).

### **6.1.2. Barrosa 1 (Ba-1)**

#### **Descripción sedimentológica**

Este testigo corona abarca una profundidad desde los 2309,93 m hasta los 2273,20 m. Se reconocieron 3 secciones, las cuales se describen a continuación.

La sección inferior (I) abarca desde los 2309, 93 m hasta los 2290 m (cajón 1, carrera 1 hasta cajón 2, carrera 2), siendo predominantemente psamítica, con algunas pequeñas intercalaciones de sedimentos pelíticos y psefiticos. Se observa un predominio de areniscas, que van desde masivas, a laminadas, a masivas bioturbadas (facies Sm, Set, Smb). Solo un pequeño nivel de conglomerados con clastos pelíticos (facies Gmpi) se observa en la base de esta sección. También se observan entre los cuerpos arenosos niveles de escaso espesor de sedimento más fino, heterolítico (Htw, Htf). Esta sección corresponde a la Asociación de Facies 1 de Barras de desembocadura.

La sección media (II) se extiende desde los 2290 m hasta los 2283,20 m (cajón 2 a cajón 9, carrera 2) y se caracteriza por un aumento de la granulometría, pasando de areniscas medias a gruesas (facies Sm, SGt) a conglomerados (Gm). El contacto entre los distintos cuerpos puede ser transicional o erosivo, y los cambios entre granulometrías pueden ser transicionales incluso dentro de un mismo nivel. Toda esta sección se

interpreta como perteneciente a la Asociación de Facies 2 de Canales Distributarios (AF 2).

La sección superior (III) abarca desde los 2283, 20 m hasta el tope de la corona (cajón 9 a 19, carrera 2). Se caracteriza por sedimentos de granulometría arena (facies Sm, St), con algunos niveles intercalados más gruesos (facies SGt) y sedimentos finos (Sm, Htf, Htw). Hay distintos contactos entre los cuerpos, siendo principalmente netos (erosivos), aunque también hay pases transicionales. En algunos niveles se observaron moteados de dolomita y siderita que podrían ser indicativos de procesos pedogenéticos. Esta sección se interpreta como correspondiente a la Asociación de Facies 3 de Planicie interdistributaria (ATF3)

### **Contenido icnológico**

Se reconocieron distintos estilos e intensidades de bioturbación. Las ATF 1, 2 y 3 están presentes, y se describe su distribución a lo largo de la sección analizada a continuación.

La sección inferior (I) comienza con barras arenosas sin bioturbación, con abundantes fitodetritos. Se intercala un pequeño intervalo (2304 m) de sedimentos heterolíticos, en el que se observa una alternancia de trazas de ATF 1 y ATF2, que presentan un escaso desarrollo, con índices de bioturbación muy bajos (BI-2) y una icnodiversidad muy baja (2 y 1 respectivamente). Luego continúan las arenas sin bioturbación, hasta los 2301 m, donde se observa un aumento muy notorio de la bioturbación sobre las arenas, con la ATF1, que pasa a ser dominante respecto a los escasos niveles con ATF2. La bioturbación en estos niveles arenosos es mucho más intensa (BI 1-4) y la diversidad mayor (de 1 a 5 icnogéneros).

En la sección media (II) de granulometrías más gruesas no se observa bioturbación.

En la sección superior (III), donde se reconocen sedimentos finos y heterolíticos, se observan cuatro tramos con ATF2. El tramo inferior que presenta ATF 2 en esta sección se desarrolla inmediatamente después de los niveles interpretados como canales (AF 2), a los 2283 m, evidenciando bajos niveles bioturbación (BI 1-3) y una icnodiversidad baja. (2). Luego se observa un nivel muy delgado a los 2281, 5 m, con índices muy bajos (BI 1, icnodiversidad 1). El siguiente nivel con bioturbación aparece

en los sedimentos más finos a los 2279 m con índices de bioturbación medios (BI 3) e icnodiversidad de hasta 4 icnogéneros, lo que es abundante para esta Asociación de Trazas Fósiles. A los 2276, en un nivel arenoso se desarrolla un pequeño nivel con ATF 2, con BI 2 e icnodiversidad 1. Hacia el tope de la corona se desarrollan dos niveles de arenas que presentan la ATF4, con índices de bioturbación (BI) e icnodiversidad muy bajas (BI 1; icnodiversidad 1).

### **Interpretación ambiental**

Se interpreta como un frente deltaico, que inicia con barras arenosas que no presentan bioturbación, con un pequeño tramo de sedimentos más finos bioturbados (interbarra), que luego desarrolla barras arenosas muy bioturbadas. Esto indicaría un cese en el aporte fluvial (ya sea avulsión del canal o por una interrupción en el flujo) que alimenta las barras, permitiendo que el tramo superior de arenas quede expuesto a condiciones marinas más estables, con ventanas de colonización que se van haciendo cada vez más extensas. Estas condiciones marinas más estables permitirían el desarrollo de la biota, ya que los influjos de agua salobre (*freshets*) serían el principal factor inhibitorio en el desarrollo del bentos durante los episodios con mayor aporte fluvial (MacEarchen, *et al.*, 2005) La sección media (II) está representada por canales, con granulometría gruesa. Culminando el testigo corona, la sección superior (III) muestra distintos sedimentos correspondientes a la planicie intedistributaria, de los cuales solo cuatro tramos más finos presentan bioturbación (ATF2). Al tope de la secuencia hay niveles de areniscas bioturbadas (ATF3), que además presentan evidencias de posible pedogénesis (moteados diagenéticos). Esto se interpreta como el sector más somero del sistema, con posibles exposiciones subaéreas. Por lo tanto, se interpreta a todo el testigo corona como una progradación de una clinoforma deltaica que va desde un frente deltaico (sección I) a una planicie deltica (secciones II y III) (Lámina 6.2).

### **6.1.3. Barrosa Norte 1 (BaN-1)**

#### **Descripción**

Este testigo corona corresponde a una profundidad que va desde los 2989,62 m hasta los 3026,23 m. Se reconocieron 3 secciones, las cuales se describen a continuación.

La sección basal (parasecuencia I) va desde la base, 3026,26 m hasta los 3021,80 m (cajón 1 al cajón 5 de la carrera 2). Se encuentra integrada enteramente por areniscas medias, con estructuras de laminación entrecruzada y de tormenta (facies Set, Shcs), con abundante presencia de fitodetritos. Esta parasecuencia está conformada por la Asociación de Facies 1 de Barras de desembocadura.

La sección media (parasecuencia II) abarca desde los 3022,14 m hasta los 3007,87 m (cajón 5 al 19 de la carrera 2). La misma arranca con un contacto erosivo, con sedimentos finos, heterolíticos (facies Htf), que pasa de manera transicional y en poco espesor a areniscas (facies Set, Shcs, Smb, Srw), y, en menor representación areniscas conglomerádicas (SGt), conformando cuerpos arenosos (barras), definidas a veces con bases erosivas o netas. Esta parasecuencia se interpreta como perteneciente a la Asociación de Facies 4 (AF4), de Barras de oleaje.

La sección superior (parasecuencia III) comienza con un nivel de areniscas finas (facies Smb), que luego pasan a areniscas finas a medias (de la misma facies Smb), areniscas con laminación entrecruzada (Set) y que gradualmente se van haciendo más gruesas hasta culminar la sección con areniscas conglomerádicas (SGt). En esta sección también se identifican cuerpos arenosos distintivos (barras) con bases erosivas o netas. Esta parasecuencias también se enmarca en la Asociación de Facies 4 (AF4), de Barras de oleaje.

### **Contenido icnológico**

En este testigo corona se observan las ATF 1, 2 y 4, con una distribución que se describe a continuación:

En la parasecuencia I no hay evidencia de bioturbación. La misma comienza de forma abrupta en la sección II, donde alternan las ATF 1 y ATF 2, con una icnodiversidad variable (de 1 a 5) e índices de bioturbación de bajos a altos (BI 1-5), lo cual evidencia ventanas de colonización con tiempos variables. En la zona media de la sección (entre los 3014 y 3012 m, cajones 13 y 14), se desarrolla la ATF 4, en la facies Srw, que evidencia un aumento de la energía producto del oleaje.

La sección III presenta también abundante bioturbación, con un estilo similar a la de la sección II, pero presentando más dominancia de la ATF 1 en la sección inferior, que luego alterna con niveles con la ATF 2, y hacia la sección media se desarrollan 3 niveles

de poco espesor con ATF 4 (3001 - 3000 m, 2299 - 2298 m, y 2295 y 2294 m). En estos casos se asocia a facies Smb.

### **Interpretación ambiental**

Toda la sección analizada se encuentra conformada principalmente por sedimentos psamíticos, con estructuras que evidencian energías medias a altas. La sección inferior (I) es similar a las secciones suprayacentes, pero no muestra bioturbación, lo cual puede deberse a que la influencia fluvial es mayor en esta sección, en donde los influjos de agua salobre (*freshets*) serían el principal factor inhibitorio en el desarrollo del bentos (MacEarchen, *et al.*, 2005). Las secciones II y III son similares, mostrando barras de arenas que en general presentan un arreglo granocreciente y que podrían tomarse como parasecuencias, siendo limitadas por superficies de inundación. La bioturbación en ambas también muestra arreglos similares, con lo que podría interpretarse como un sector un poco más distal (frente deltaico distal) hacia la base de cada sección/parasecuencia (evidenciado por la mayor icnodiversidad e índice de bioturbación de la ATF1 y la ATF2 presentes), mientras que se observa un aumento paulatino de la energía hacia la parte media y superior de cada una de las secciones, evidenciado por la presencia de la ATF 4. Se interpreta a todo el testigo corona como desarrollado en un ambiente de frente deltaico que comienza dominado por procesos fluviales (sección I), y luego pasa a ser dominado por oleaje, en las dos secciones suprayacentes (Lámina 6.3). Variaciones en cuanto a los procesos dominantes a lo largo de la evolución de un sistema deltaico han sido previamente documentadas para la Formación Lajas (Rossi y Steel, 2018; Kurcinka *et al.*, 2018; Canale *et al.*, 2020)

#### **6.1.4. Aguada Toledo 2 (AgTo-2)**

##### **Descripción**

La profundidad del testigo corona va desde los 3099,89 m a los 3059,00. Se reconocieron 4 secciones, que se describen a continuación.

La sección basal (sección I) abarca desde los 3099,89 m hasta los 3085,50 m (cajón 1 al 11, carrera 2). Está compuesta principalmente por areniscas con estratificación entrecruzada (facies Set) y en forma subordinada pequeños niveles heterolíticos (facies Htw, Htf) de espesor variable. Estos niveles heterolíticos muestran abundantes grietas de

sinéresis, y se van haciendo más potentes hacia el tope de esta sección, que se ve cortada en forma erosiva por las rocas de la sección siguiente. Esta sección se corresponde con la AF 1 de barras de desembocadura.

La sección siguiente (sección II) se extiende desde los 3085,50 m hasta los 3080,71 m (cajón 11 al 16 de la carrera 2). Su litología está representada completamente por areniscas medias a gruesas (facies SGt) y en menor proporción conglomerados (facies Gm) de arreglo granodecreciente, que comienzan con un contacto erosivo con la sección anterior, en el cual se observan intraclastos que llegan a ser heterolíticos y clastos de grava. Tiene restos carbonosos de variable tamaño. Las facies de esta sección se adjudican a la AF1, de barras de desembocadura.

La sección III que suprayace a la anterior abarca desde los 3080,71 m hasta 3077,62 m (cajón 16 de la carrera 2 hasta cajón 19 de la carrera 2). Esta sección se puede subdividir a su vez en dos tramos, el tramo inferior que comienza con niveles pelíticos y heterolíticos (facies Fm y Htf), que se encuentran bioturbados conformando una superficie de *Glossifungites* (ver contenido icnológico). Luego siguen areniscas bioturbadas (facies Smb) que alternan con areniscas con estructuras de tormentas (Shcs) y de oleaje (Srw). Esta sección se asigna a la AF4, de barras de oleaje

Por encima se desarrolla la sección IV, que va desde los 3072,62 m hasta 3068,52 m (cajón 1 a 9 de la carrera 1). Está compuesto principalmente por areniscas medias con estructura entrecruzada (facies Set). Esta sección corresponde a la AF1, de barras de desembocadura.

La última sección (V) se desarrolla desde los 3068,52 m hasta el tope de la corona a los 3059,00 m (cajón 9 al cajón 19 de la carrera 1). Está compuesto por areniscas muy finas, finas a medias, con alternancia de facies de tormenta y oleaje (Shcs y Srw) con facies de areniscas entrecruzadas. Toda esta sección se asigna a la AF4, de barras de oleaje.

### **Contenido icnológico**

En este testigo corona se reconocieron las ATF 1, 2 y 4, con el arreglo que se expone a continuación.

En la sección I se observa muy poca bioturbación, y muy localizada en los pequeños intervalos finos, correspondiente principalmente a la ATF2, y con muy poca

representación de la ATF1. Los niveles bioturbados en esta sección tienen muy poco espesor y presentan bajos índices de bioturbación (BI 1-3) y de icnodiversidad (1-2). Hay un pequeño aumento de la intensidad de la bioturbación en los niveles finos de la parte superior de esta sección, con un nivel con ATF1 con escaso desarrollo (BI 1, icnodiversidad 1), y dos niveles con ATF2 con mayor desarrollo (BI 2-3, icnodiversidad 1-2).

La sección II no presenta ningún tipo de bioturbación.

El comienzo de la sección III se da con un nivel de finos, con *Thalassinoides* con relleno de pasivo de arena evidenciando una superficie de erosión y exhumación asignable a la icnofacies de *Glossifungites* (ver capítulo 1 y 3). Luego siguen areniscas muy bioturbadas, con un muy buen desarrollo de la ATF 1, con índices de bioturbación e icnodiversidad altos (BI 1-5 e icnodiversidad de 1 a 5), ATF 2 con escasa representación (sólo un nivel) y hacia el tope de esta sección un nivel con pequeño desarrollo de ATF 4.

La sección IV no presenta ningún tipo de bioturbación.

La última sección (V) tiene en cada una de sus dos subsecciones arreglos similares, que comienzan con una dominancia y buen desarrollo de ATF 1 (BI 1-4, icnodiversidad 1-5) que luego tiene una representación de ATF 4, y luego hacia el tope de la subsección, donde se encuentran las areniscas entrecruzadas (Set), desaparece completamente la bioturbación. La subsección siguiente tiene el mismo arreglo, comenzando con ATF 1, que presenta menores índices de bioturbación e icnodiversidad (BI 1-4, icnodiversidad 1-6), y luego se observa desarrollo de la ATF 4, y el último tramo no presenta bioturbación.

### **Interpretación ambiental**

Se interpreta que toda la sección representa sedimentación en ambientes de energía principalmente media a alta, principalmente compuesto por barras arenosas. En la sección I se observa muy poca bioturbación, que se concentra en los sectores finos, por lo tanto, se infiere que esta sección es dominada por procesos de alta energía fluviales que restringen las ventanas de colonización sólo a los períodos de tranquilidad que se dan en los depósitos de interbarras (McEarchen *et al.*, 2005). La sección II no tiene bioturbación, y presenta un arreglo granodecreciente de areniscas y conglomerados, asignable a barras de desembocadura. El inicio de la sección III con un nivel de

*Glossifungites* marca un hiato erosivo en el sistema, que en este caso se interpreta como un cambio autocíclico que representaría la avulsión de un lóbulo deltaico. La sección IV está compuesta por barras de desembocadura que no presentan ningún tipo de bioturbación, lo que indicaría una mayor influencia fluvial. La sección V muestra sucesivas alternancias entre condiciones marinas con bioturbación y evidencia de oleaje, y condiciones no bioturbadas y de dominio de procesos fluviales.

La interpretación general es que se trata de un ambiente de frente deltaico, en el cual se observa un nivel erosivo que podría implicar la avulsión de un lóbulo deltaico o dos clinofomas deltaicas sucesivas. También se observa una alternancia entre los procesos dominantes, fluviales (secciones I, II y IV) y el retrabajo producido por olas y tormentas (secciones III y V) (Lámina 6.4).

#### **6.1.5. Huincul Norte 1 (HuN-1)**

##### **Descripción**

Este testigo corona es el más largo de todos los estudiados, con una profundidad de 2232,45 m a 2379,49 m (un total de 147 m). Se reconocieron 4 secciones, que se describen a continuación.

La sección basal (I) abarca desde la base del testigo corona (carrera 8) hasta la mitad de la carrera 5 (cajón 15), con una profundidad de; 2377,59 m a 2320,60 m. Esta sección está conformada por 5 parasecuencias. El arreglo interno de cada secuencia es granocreciente, comenzando con depósitos areniscas (facies Sm, Set) que intercalan con depósitos pelíticos y heterolíticos (facies Fm, Fl, Htw, Htf), que luego pasan a depósitos más gruesos, que van de areniscas a conglomerados (facies Sm, SGt, Set, Gm) con escasa representación de rocas de grano fino. Todas estas parasecuencias se adjudican a la Asociación de Facies AF 1 de barras de desembocadura. El espesor de estas parasecuencias es variable (8 a 19 m), y el arreglo general de las mismas es retrogradante, ya que van teniendo una representación cada vez más importante de los depósitos de barras distales e interbarras hacia arriba en el testigo corona.

Por encima se desarrolla la sección II, que abarca desde la base de la parte media de la carrera 5 (cajón 15) hasta la parte media de la carrera 3 (cajón 13), desde una profundidad de 2320,60 m a 2297,30 m. En esta sección se encuentran los depósitos más

gruesos de todo el testigo corona, con una dominancia de conglomerados (facies Gm, Gmpi) y areniscas gruesas (SGt, Set), que representan la Asociación de Facies AF 2 de depósitos de canales. Hay muy pocos niveles, de poco espesor, de depósitos de grano fino (facies Fl, Htf), los cuales representan depósitos de la Asociación de Facies 3 de planicie interdistributaria, que representarían el abandono del canal y delimitan 5 parasecuencias con un espesor de 3 a 6 m.

La sección III se desarrolla desde la parte media de la carrera 3 (cajón 13) hasta la parte inferior de la carrera 1 (cajón 38), con una profundidad desde los 2297,30 m hasta 2257,60 m. Esta sección tiene una preponderancia de areniscas (facies Sm, Smb, Set, SGt), depósitos conglomerádicos (Gm) y muy subordinados depósitos finos de fangolitas carbonosas (Fm). Se reconocen 2 parasecuencias progradantes, la primera de 13 m, que comienza con areniscas conformando barras, correspondiente a la Asociación de Facies 1 AF 1 y culmina con depósitos de canales de la Asociación de Facies 2 AF 2, y la segunda de 27 m., que comienza de forma similar a la parasecuencia anterior con depósitos de barras, pero culmina con el nivel de fangolitas carbonosas, que en este caso se asigna a la Asociación de Facies 3, AF 3 de planicie interdistributaria.

La sección superior (IV) va desde los 2257,60 m hasta el tope del testigo corona, 2232,45 m, desde el cajón 38 hasta el 1 de la carrera 1. En esta sección hay una gran variedad de depósitos, desde una gran representación de depósitos de areniscas (facies Set, Sm, Smb, SGt), depósitos finos (facies Fm, Fl, Htf, Htw) y una menor representación de depósitos conglomerádicos (facies Gm). Se delimitaron dos parasecuencias progradantes de 12,30 y 15,70 m de espesor separadas por una superficie de inundación. La sucesión inferior está compuesta por depósitos de barras, de la Asociación de Facies 1 (AF 1) sobreyacida por depósitos de granulometría gruesa asignables a la Asociación de Facies de canal (AF3). La parasecuencia superior presenta depósitos que corresponden a la Asociación de Facies 2 (AF 2) de planicie interdistributaria, con canales menores y avenidas, así como lóbulos de “*crevasse*”.

### **Contenido icnológico**

En este testigo corona se reconocieron las ATF 1, 2, 3 y 4, con el siguiente arreglo:

En la sección I se observan las ATF 1 y ATF 2, que se encuentran en las secciones arenosas y pelíticas, estando ausente en la parte superior más gruesa (superior) de cada parasecuencia. En la parasecuencia 1 la bioturbación tiene un desarrollo muy escaso (BI

1-3, icnodiversidad 1-3), estando solo presente la ATF 1. En la parasecuencia 2 se observa la también sólo de la ATF 1, con un mejor desarrollo (BI 1-5, icnodiversidad 1-3). En la parasecuencia 3 se observan tanto la ATF 1 como la ATF 2, con un buen desarrollo (BI 1-4, icnodiversidad 1-4). Esta situación se repite en la parasecuencia 4, y en la parasecuencia 5 también se observa bioturbación, pero se produce un reemplazo de la ATF 1 por la ATF 2 que termina siendo dominante, con un buen desarrollo (BI 1-5, icnodiversidad 1-4).

La sección II no presenta bioturbación.

En la sección III están representadas las ATF 1, 2, 3 y 4, pero hay una dominancia de la ATF 1, la ATF 4 es la que sigue, luego la ATF 3 y un solo nivel con ATF 2. La parasecuencia 1 comienza con escasa bioturbación, con el único tramo que contiene a la ATF 2, y luego siguen niveles con ATF 1 con muy poco desarrollo, BI e icnodiversidad bajos (1-3 y 1-2 respectivamente). A partir de la carrera 2 la ATF 1 se van haciendo más importantes en espesor y aumentando los índices (BI 1-6, icnodiversidad 1-4), y también se observa la ATF 4, con índices de bioturbación medios (BI 1-4, e icnodiversidad de 1-4). Hacia la parte superior de la parasecuencia, donde los sedimentos se hacen más gruesos, no hay evidencias de bioturbación. La parasecuencia 2 tiene un desarrollo similar, que comienza con ATF 1 que va siendo cada vez más importante (BI 1-5, icnodiversidad 1-4) y luego van apareciendo niveles con la ATF 4 de poco espesor, con índices de BI de 1-4 e icnodiversidad de 1-3. Luego de estos niveles bioturbados hay un sector de granulometría más gruesa que no tiene bioturbación, y culminando la parasecuencia se encuentra la ATF 3 con índices de BI 1-4 e icnodiversidad muy baja, de 1, en el mismo sector donde se encuentran las pelitas carbonosas que culminan la parasecuencia.

La sección IV tiene una representación de las ATF 1, 2 y 4, siendo dominante la ATF 1, luego la ATF 2 y escasos niveles con ATF 4. En la parasecuencia 1 se observa hacia la base la ATF 1 con índices de BI 1-5 e icnodiversidad de 1-4, luego, en los sectores donde los sedimentos se hacen más gruesos no hay bioturbación. La bioturbación vuelve a aparecer luego de los sectores más gruesos, con la ATF 1 con buen desarrollo (BI 1-5, icnodiversidad 1-5), la ATF 2 que se va haciendo dominante (BI 2-5, icnodiversidad 1-4) y la ATF 4 sólo en un nivel hacia el tope de la parasecuencia, con BI 5 e icnodiversidad de 3), La parasecuencia 2 tiene un estilo similar a la parte superior de la parasecuencia 1, con una sección inferior con depósitos de areniscas gruesas sin bioturbación, y luego una

buena representación de la ATF 1 (BI 1-5, icnodiversidad 1-6) y la ATF 2 (BI 1-4, icnodiversidad 1-5), con la ATF 4 restringida a un solo nivel hacia el tope, con BI 2 e icnodiversidad 3.

### **Interpretación ambiental**

Este testigo corona es el perfil continuo más largo de todos los estudiados, y por lo tanto es de esperar que tenga varios ambientes distintos representados. La sección I se interpreta como desarrollada en un ambiente de frente deltaico distal a prodelta con influencia fluvial, que muestra un arreglo de parasecuencias retrogradante. Esto también queda reflejado por la bioturbación, en la cual se observa un recambio de la ATF 1, característica de ambientes de alta energía, mejor desarrollada en las parasecuencias inferiores, por la ATF 2, más característica de ambientes de baja energía.

Luego se observa en la sección II un predominio de canales, lo que implicaría un descenso del nivel del mar respecto a la sección anterior. La sección III es interpretada como una sucesión de 2 parasecuencias progradantes de barras de desembocadura desarrolladas en un ambiente de frente deltaico a frente deltaico proximal con un muy buen desarrollo de bioturbación típicamente marina y de alta a muy alta energía (ATF 1 y ATF4), que culminan con un pequeño nivel carbonoso y con rizolitos (ATF 3), que indicaría un ambiente de planicie deltaica.

En la sección superior (IV) se observan 2 parasecuencias que se interpretan como depositadas en ambiente de planicie deltaica, con evidencias de lóbulos de *crevasse* y planicie interdistributaria, pero desarrollada en un ambiente netamente marino, con una alternancia de episodios de energía alta a muy alta (ATF 1 y 4) con episodios de energía moderada (ATF 2) (Láminas 6.5, 6.6, 6.7, 6.8, 6.9, 6.10, 6.11, 6.12, 6.13)

## **6.2. LAJAS MEDIO**

### **6.2.1. Barrosa 2 (Ba-2)**

#### **Descripción**

El testigo corona está en una profundidad comprendida entre 2717,10 m hasta 2748,85 m, con una longitud de 34,73 m. Se reconocieron 2 secciones, que se describen a continuación.

La sección inferior (I) va desde la base del testigo corona, 2748,85 m, hasta los 2740, 16 m (carrera 2, cajón 9). La misma está dominada por sedimento fino (facies Fm, Fl, Htf, Htw) y en menor representación areniscas finas (facies Sm, Smb, Set). Hay abundantes fitodetritos y algunas estructuras de deformación. Este sector se asigna a la Asociación de Facies 3, de planicie interdistributaria.

La sección superior (II) abarca desde los 2740, 16 m hasta el tope de la corona, 2717,19 m, (carrera 2, cajón 9 a carrera 1 cajón 1). Está dominada por sedimento grueso, de areniscas gruesas a conglomerados (facies Set, SGt, Gm, Gmpi), que están claramente delimitados en dos niveles con bases erosivas. Este sector corresponde a la Asociación de Facies 2, AF 2 de canales distributarios. Entre estos niveles gruesos, y culminando la sección, se encuentran sedimentos finos (facies Fm, Fl, Htf, Htw), que se asigna a la Asociación de Facies 3, AF 3, de planicie interdistributaria.

### **Contenido icnológico**

Las trazas fósiles que se observan en este testigo corona representan solamente a la ATF 3, y en niveles con muy poca potencia y muy saltuarios, estando representada sólo en los sedimentos más finos. Hacia el tope de sección I es donde mejor desarrollo de la ATF 3 encontramos (BI 1-4, icnodiversidad 1 a 2). En la sección 2 tiene muy poco desarrollo (no hay bioturbación en las facies de canales) y sólo se evidencia en los sedimentos finos de planicie interdistributaria hacia el tope de la sección, con muy poco desarrollo (BI 1-2, icnodiversidad 1-2).

### **Interpretación ambiental**

Se interpreta a toda la sucesión de este sondeo corona como un ambiente de planicie deltaica, en el cual se observan los depósitos de planicie interdistributaria con escasa bioturbación de la ATF 3 (que indica posible exposición subárea), y en la sección II el desarrollo de canales distributarios (Lámina 6.14).

## **6.2.2 Aguada Toledo 3 (AgTo-3)**

## **Descripción**

Este testigo corona abarca una profundidad que va de 2540 m a 2566,50. Se definieron tres secciones, que se describen a continuación.

La sección inferior (I) se encuentra delimitada entre la base del testigo corona, 2566,50 m, y los 2560,79 m (carrera 2, cajones 1 al 6). Predominan las litologías finas, dominando las pelitas (facies Fm, Fl, Htw, Htf) que alternan con depósitos de areniscas finas y muy finas (Sm, St). Se observa deformación sinsedimentaria. El arreglo de las pelitas y las areniscas conforma tres ciclos granocrecientes. Los depósitos de esta sección corresponden a la Asociación de Facies 5, AF 5, de prodelta.

La sección media (II) abarca desde los 2560,79 m hasta los 2553,97 m (carrera 2, cajones 6 al 13). Muestra una dominancia de sedimentos de grano grueso, que van de areniscas masivas y con estratificación entrecruzada a conglomerados (Sm, St, SGt, Gm), y suprayacen a la sección anterior con un contacto netamente erosivo. El arreglo general de los cuerpos es granocreciente, y se pueden definir dos eventos distintos (ambos con base erosiva). Las rocas de este sector se incluyen en la Asociación de Facies 1 (AF 1), de barras de desembocadura.

La sección superior (III) está definida entre los 2253,97 m y el tope del testigo corona 2540 m (carrera 2, cajón 13 a carrera 1 cajón 1). Existe un faltante de 2,5 m entre el techo de la carrera 2 y el comienzo de la carrera 1. Esta sección es muy similar a la sección I, con una dominancia de las litologías de grano fino (facies Fm, Fl, Htw, Htf), y la presencia de dos niveles de areniscas granocrecientes (Sm, Set), teniendo el nivel superior una mayor potencia que todos los niveles previos (3,5 m). Así como la sección I, esta sección se asigna a la Asociación de Facies 5 (AF 5) de prodelta.

## **Contenido icnológico**

En este testigo corona hay muy poca bioturbación, y restringida a niveles de muy poco espesor, y solamente presente en litologías finas. En la sección 1 se observan 5 niveles con la ATF 2, con índices de BI de 1-4 e icnodiversidad muy baja (1) y un solo nivel con la ATF 5 (BI 2, icnodiversidad 1). En la sección II no se observa bioturbación de ningún tipo.

En la sección III, se observa una dominancia de la ATF 2 con 9 niveles mostrando bioturbación, con muy variable intensidad (índices de bioturbación (BI de 1-6), y una

icnodiversidad muy baja (de 1 a 3). La ATF 5 sólo se observa en 3 niveles de muy poco espesor mostrando índices bajos (BI 1-3, icnodiversidad de 1 a 2).

### **Interpretación ambiental**

Se interpreta a las secciones I y II como depositadas en un ambiente de baja energía, con eventuales arribos de avenidas de material más grueso, que eventualmente ganan en potencia (sección II). Las abundantes estructuras de deformación sedimentaria y el arreglo general de las secciones son típico de ambientes de frente deltaico distal/prodelta (Olariu y Bhattacharya 2006). La evidencia icnológica, con presencia de trazas características de ambientes marinos de aguas de poca energía con niveles de escasa potencia, pero alto índice de bioturbación y bajo índice de icnodiversidad indicaría un ambiente de sedimentación normal de aguas tranquilas, con algún factor limitante a la diversidad. Sumado a eso, aunque tienen escaso desarrollo, la presencia de niveles con ATF 5 (dominados por *Zoophycos* isp.) indicaría no solo niveles de baja energía, sino que los posibles factores limitantes pueden ser acumulaciones de materia orgánica y/o una reducción en el contenido de oxígeno del ambiente (MacEarchen *et al.* 2005, 2007; Buatois y Mángano, 2011, Veiga *et al.*, 2013). Por todas estas evidencias se interpreta a este testigo corona como depositado en un ambiente de prodelta (sección I), que pasa a frente deltaico distal (sección II), y luego profundiza nuevamente hacia un ambiente de prodelta (sección III) (Lámina 6.15).

## **6.3 LAJAS MEDIO/SUPERIOR**

### **6.3.1. Aguada Toledo 4 (AgTo-4)**

#### **Descripción**

El testigo corona tiene una profundidad que va desde los 2499,70 m hasta los 2536,61 m. Esta corona es la única que tiene representación de lo que se denomina “Lajas Superior”, y está representando desde la carrera 2 (2531 m) hacia arriba. Se definieron 2 secciones, las cuales se describen a continuación.

La sección I está definida desde el inicio del testigo corona, 2536, 61 hasta los 2531, 18 (carrera 2, cajones 1 al 6). En la misma se encuentran litologías finas (facies Sm, Sl, Htf, Htw) principalmente en el sector inferior y areniscas finas a medias (Sm, Set,

Smb, Sr) en el sector superior, con contactos netos. Esta sección culmina con una superficie erosiva (ver contenido icnológico). Los sedimentos de esta sección corresponden a la Asociación de Facies 3 (AF 3) de planicie interdistributaria.

La sección superior (II) se extiende desde los 2531,18 m hasta el tope del testigo corona 2499,70 m (carrera 2, cajón 6 a carrera 1 cajón 1). Esta sección representa el único registro en todos los testigos corona analizados perteneciente a “Lajas Superior” Las litologías observadas son finas, pelitas y heterolitas (facies Fm, Fl, Htf, Htw) y areniscas (facies Sm, Smb, Set, Sr) y pequeños niveles con areniscas conglomerádicas (facies SGt) y conglomerados con clastos pelíticos (Gmpi). Los cuerpos arenosos suelen tener contactos netos, y muy raramente erosionales. Se observan rasgos pedogenéticos (cementos de carbonatos, “*slickensides*”). En la parte superior de la corona se observan dos pequeños niveles de tobas. Los sedimentos de esa sección también son asignables a la Asociación de Facies (AF 3) de planicie interdistributaria.

### **Contenido icnológico**

Se observa la presencia de bioturbación en todo el testigo corona, de forma saltuaria, pero en algunos niveles muy desarrollada. Se identificaron las ATF 1, 2 y 3, con una participación mayor de las ATF 2 y 3, estando la ATF 1 relegada a un solo nivel.

En la sección inferior de la corona (I) los niveles bioturbados tienen muy poco espesor, estando representada principalmente con la ATF 2, con índices que varían mucho (BI 1-5, icnodiversidad 1 a 2). Se observa también la presencia de la ATF 3, pero muy poco representada, sólo 2 niveles con BI 1-2 e icnodiversidad 1.

Cabe destacar que la sección I y la sección II son bastante similares tanto litológicamente como icnológicamente, pero la presencia en la profundidad 2531 de un nivel de erosión y exhumación, asignado a una superficie de *Glossifungites*, representados por *Rizocorallium* isp. en un nivel de pelitas con relleno pasivo de arenas (ver capítulo 1, 3) permite separar dichas secciones. Ese nivel de *Glossifungites* representa asimismo el límite entre el “Lajas Medio” y el Lajas Superior” (Figura 6.1 B).

La sección II presenta algunos niveles con marcada bioturbación en la parte inferior, correspondiente a las ATF 2 (BI 1-6, icnodiversidad 1 a 3) y ATF 3 (BI 1-6, icnodiversidad 1-2), que a partir de los 2525 m se van haciendo mucho menos representativos y esporádicos. Hacia el tope de la corona se observa el único nivel con

ATF 1, con una icnodiversidad muy baja (1), pero un muy alto índice de bioturbación (BI 6), representado por una asociación monoespecífica de *Thalassinoides* isp., lo cual indicaría un ambiente con condiciones ambientales marinas, pero con algún factor limitante

### **Interpretación ambiental**

Los niveles con litologías pelíticas y heterolíticas se interpretan como de baja energía depositados en ambientes de planicie interdistributaria, a los cuales arriban esporádicamente depósitos de arenas de mayor energía correspondiente a desbordes y/o avenidas. Esta situación se da en todo el testigo corona. Se interpreta que todo el testigo habría sido depositado en un ambiente de planicie deltaica, representado principalmente por planicie interdistributaria, con evidencias de posible exposición subaérea (pedogénesis, trazas de raíces y de *Taenidium*, ATF 3). No se observan niveles asignables a canales distributarios. Sin embargo, la presencia de una superficie de exhumación/erosión marcada por el nivel de *Glossifungites* permite diferenciar ambas secciones, e interpretarlas como dos planicies deltaicas distintas de dos ciclos sedimentarios distintos (Lajas Medio, Lajas Superior) (Lámina 6.16).

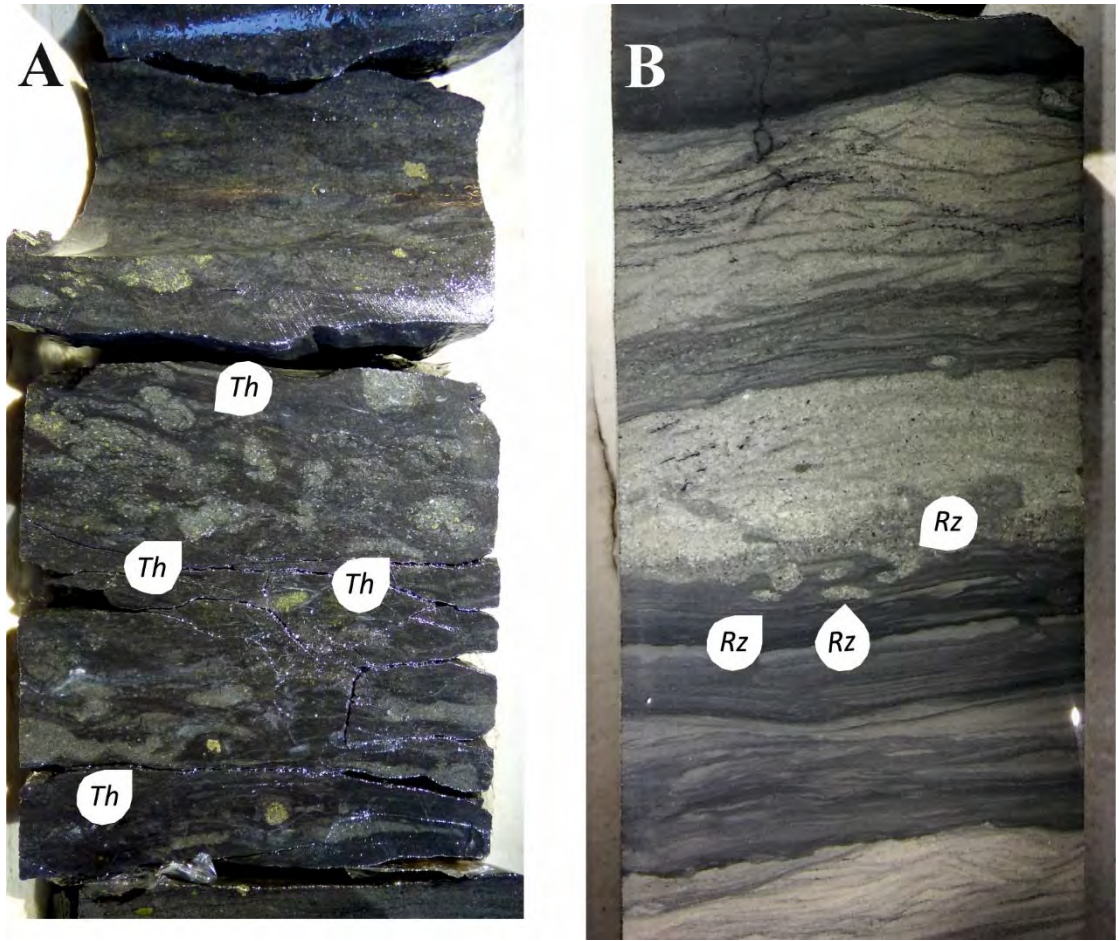


Figura 6.1- Superficies de *Glossifungites* identificadas A) AgTo2 B) AgTo-4. Th: *Thalassinoides*; Rz, *Rizocorallium*.

**6.4. LÁMINAS**  
**Aguada Toledo 1 (AgTo-1)**

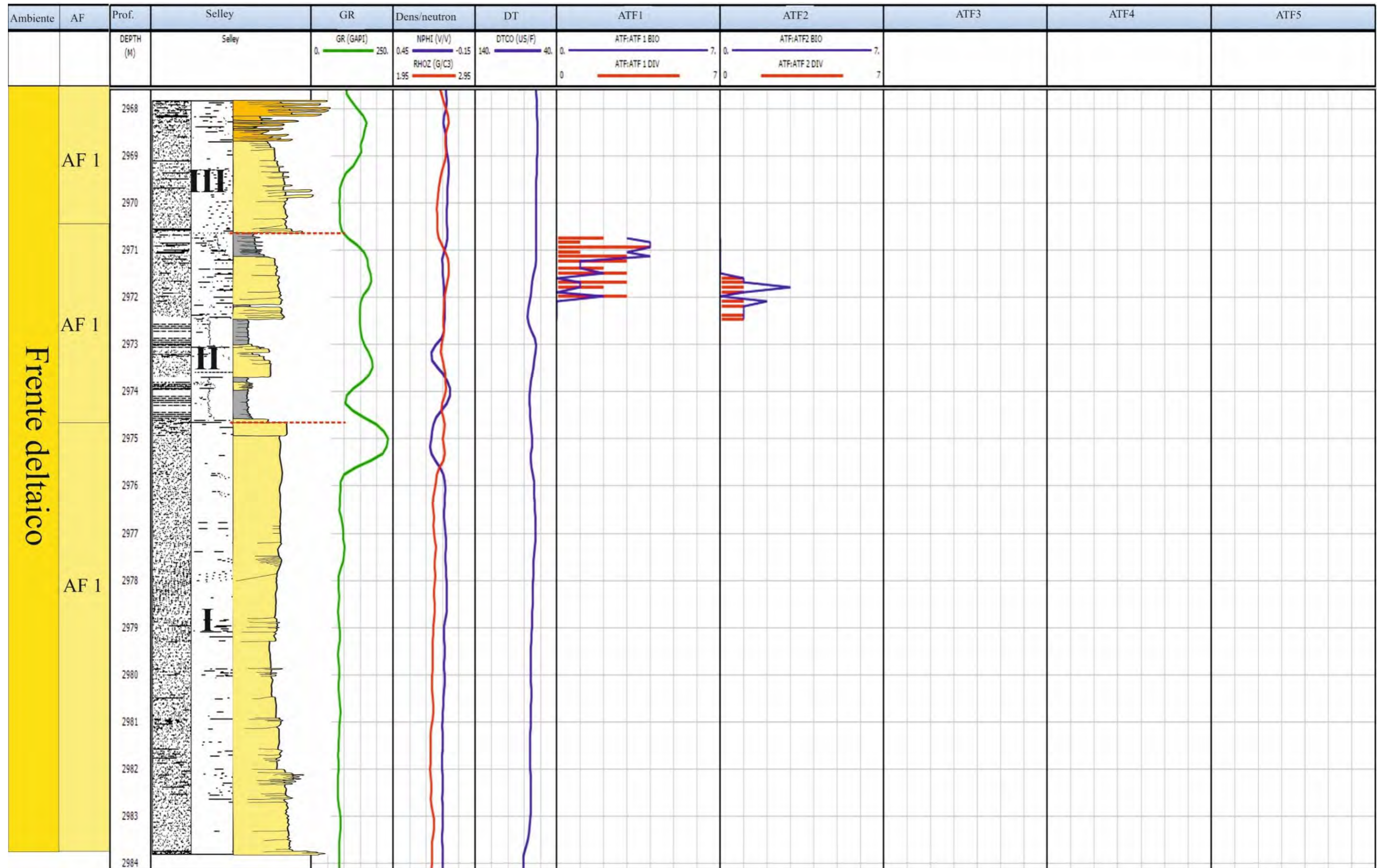


Lámina 6.1-Perfil de AgTo-1. Presenta las ATF 1 y ATF 2 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y la AF 1. Las líneas punteadas en rojo señalan los límites de las secciones.

Barrosa 1 (Ba-1)

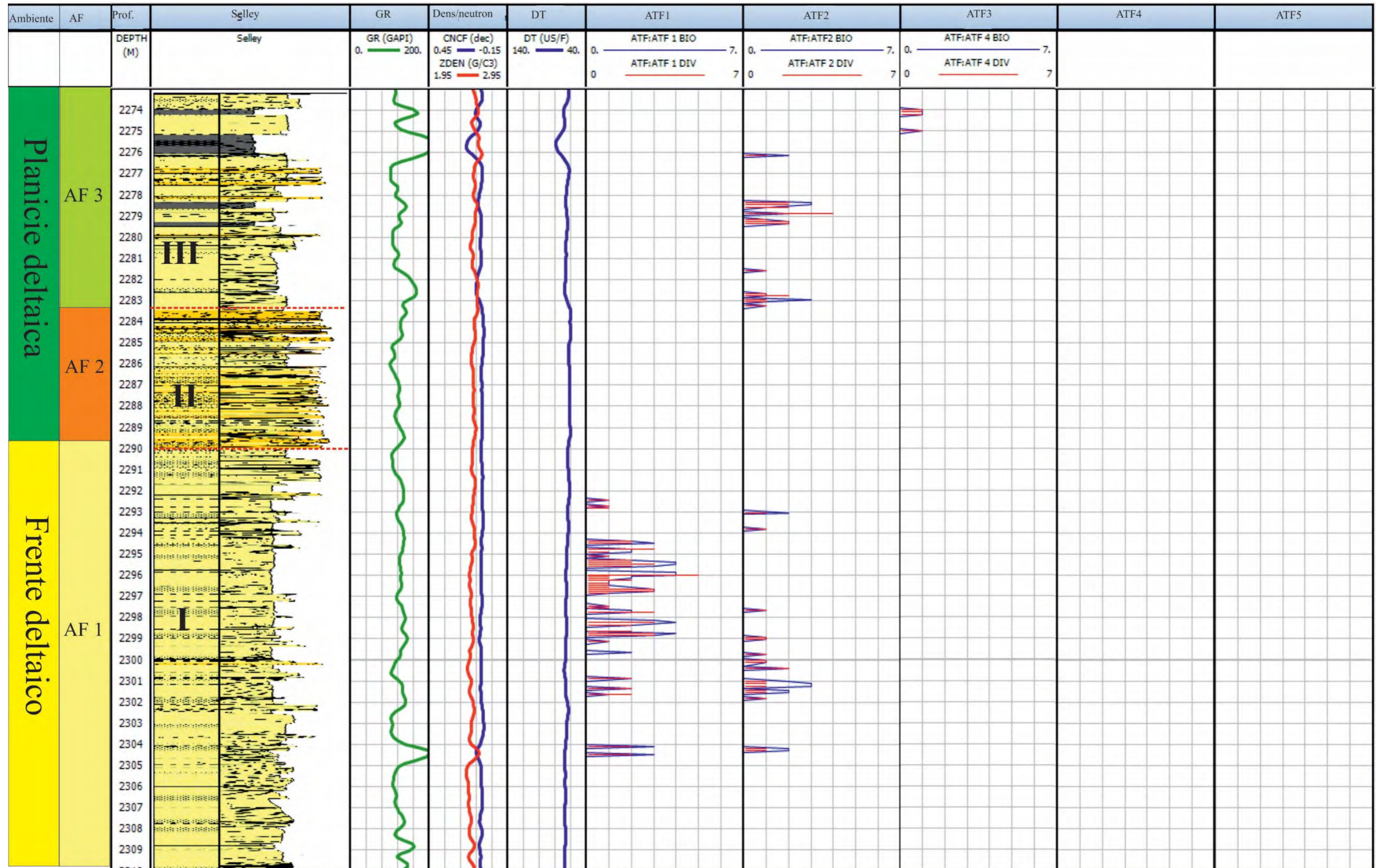


Lámina 6.2- Perfil de Ba-1 Presenta las ATF 1 y ATF 2 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF 1, AF 2 y AF 3. Las líneas rojas punteadas señalan los límites de las secciones. Se interpreta como un ambiente de frente deltaico fluvio-dominado que pasa a canales distributarios y luego a planicie interdistributaria.

Barrosa Norte 1 (BaN-1)

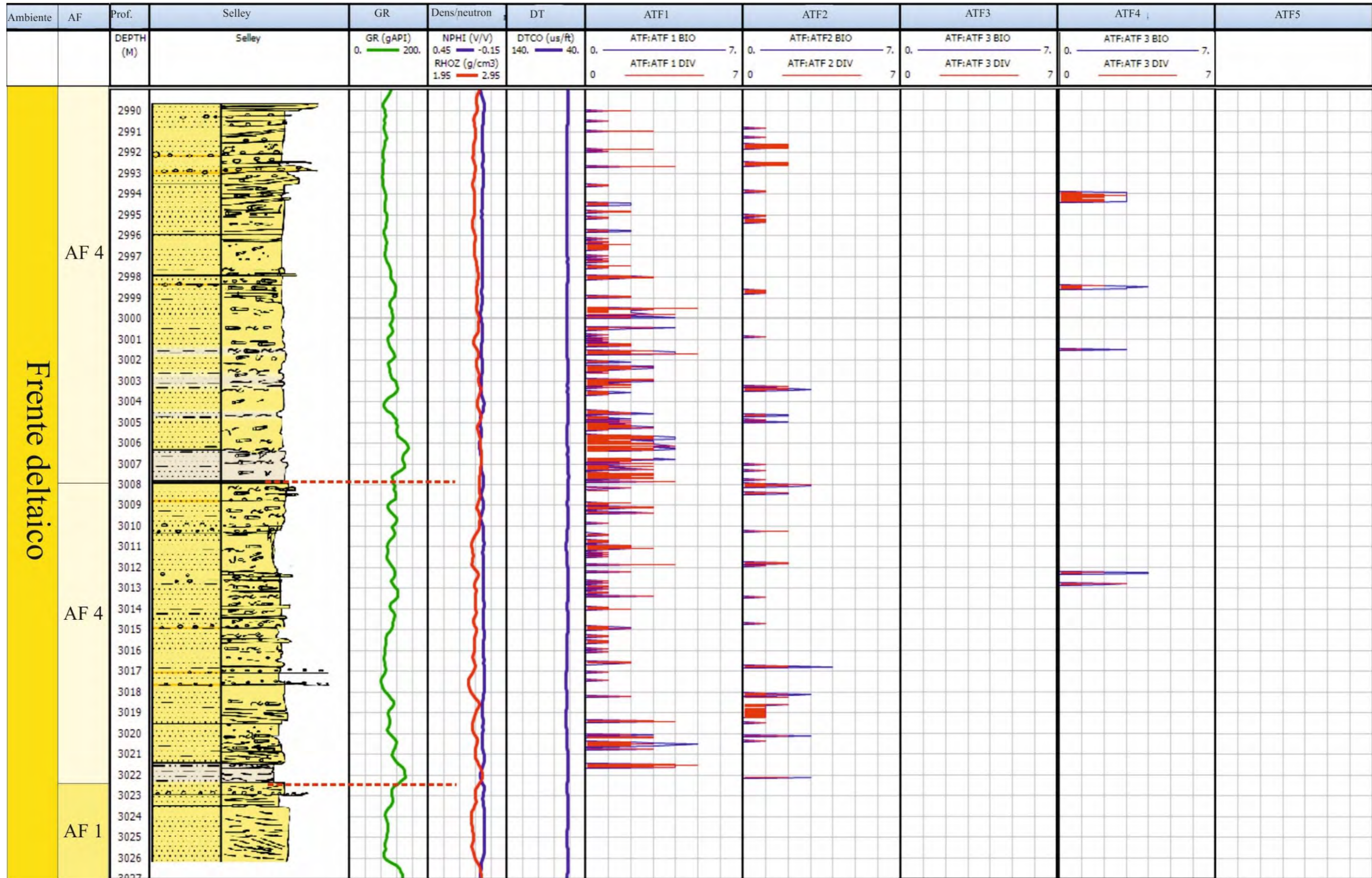


Lámina 6.3- Perfil de BaN-1- Presenta las ATF 1, ATF 2 y ATF 4(línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF 1 y AF4. Las líneas rojas punteadas señalan los límites de las secciones (en este caso parasecuencias). El ambiente se interpreta como un frente deltaico, fluvio-dominado en la sección I y dominado por oleaje en las secciones II y III.

Aguada Toledo 2(AgTo-2)

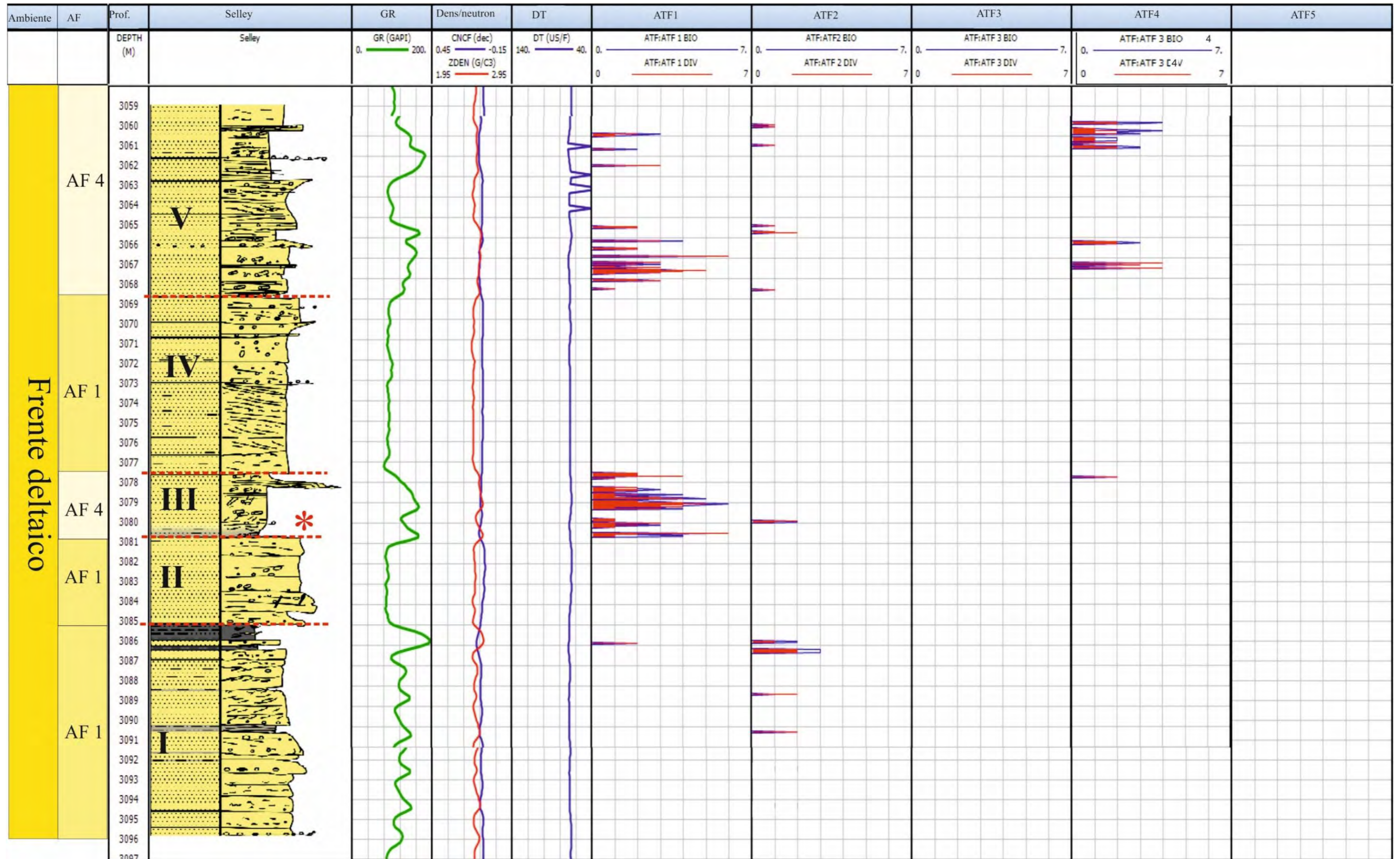


Lámina 6.4- Perfil del testigo AgTo-2- Presenta las ATF 1, ATF 2 y ATF 4(línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF 1 y AF4. Las líneas rojas punteadas señalan los límites de las secciones. El ambiente se interpreta como un frente deltaico, fluvio-dominado en las secciones I, II y IV y dominado por oleaje en las secciones III y V. El asterisco marca un nivel de *Glossifungites* (ver ilustración 6.1).

### Huincul Norte 1 (HuN-1)

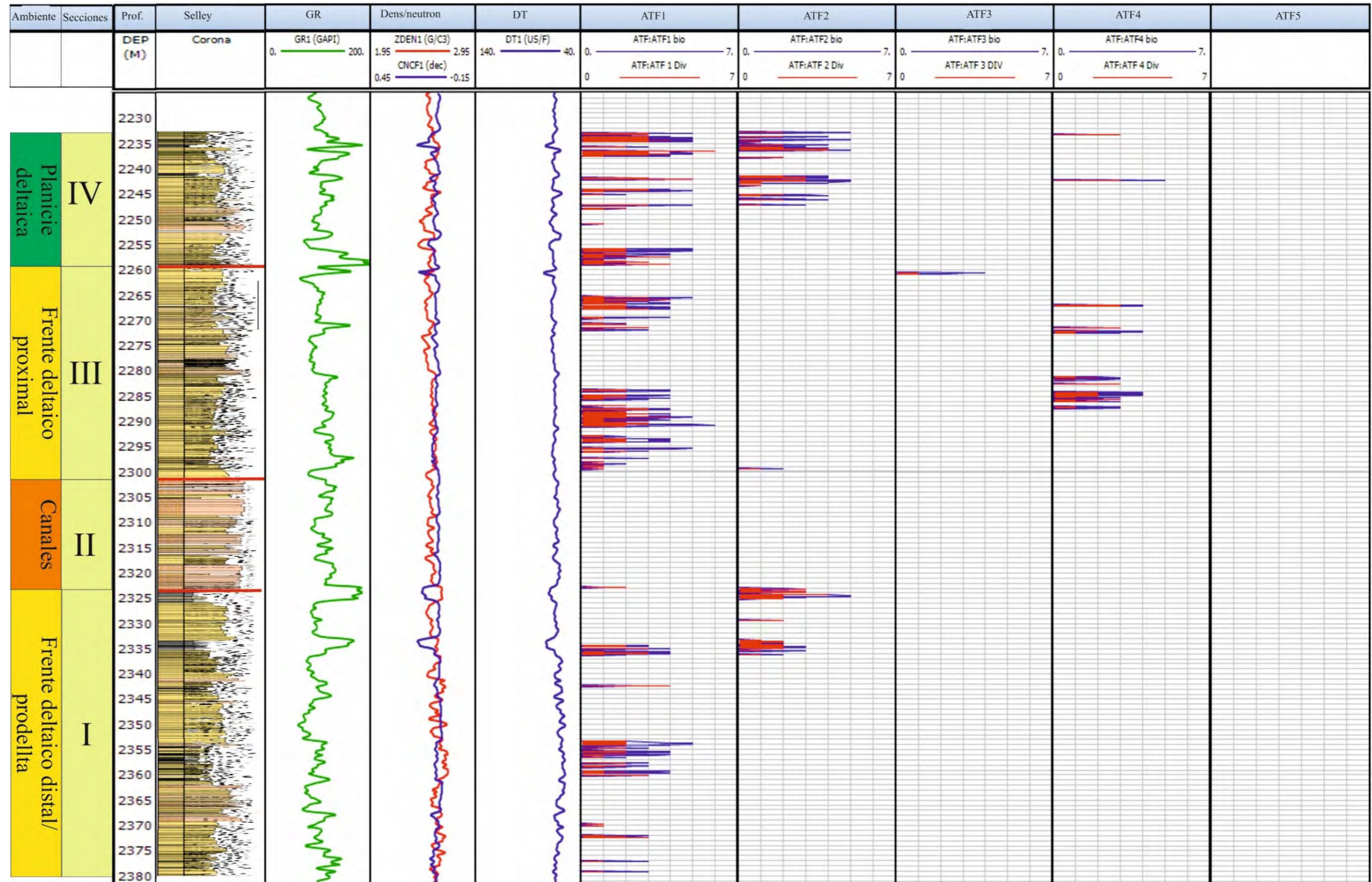


Lámina 6.5- Perfil HuN-1 Presenta las ATF 1, ATF 2 y ATF 4 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad). Las líneas rojas marcan las secciones. Debido a la longitud de esta, se grafican las carreras por separado a continuación, donde se detallan las Asociaciones de Facies (de base a tope). No se incluye la carrera 4, ya que no presenta ninguna traza fósil en toda su extensión.

### Huincul Norte 1 (HuN-1)- C8

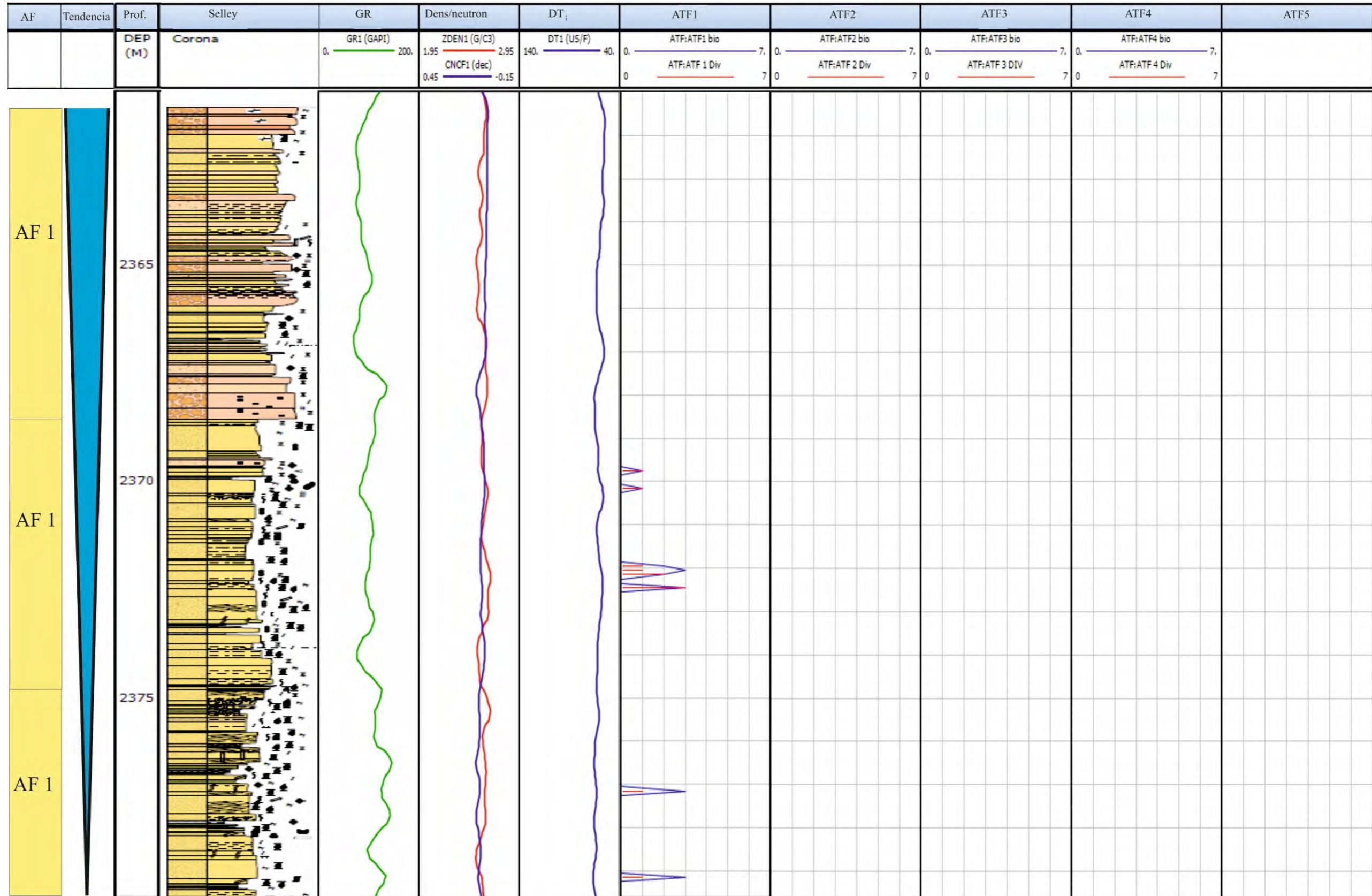


Lámina 6.6-- HuN-1, Carrera 8. Presenta sólo la ATF 1 4(línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y la AF 1. Esta carrera contiene sólo una parte de una parasecuencia que continúa en la carrera siguiente. Pertenece a la sección I.

### Huincul Norte 1 (HuN-1)- C7

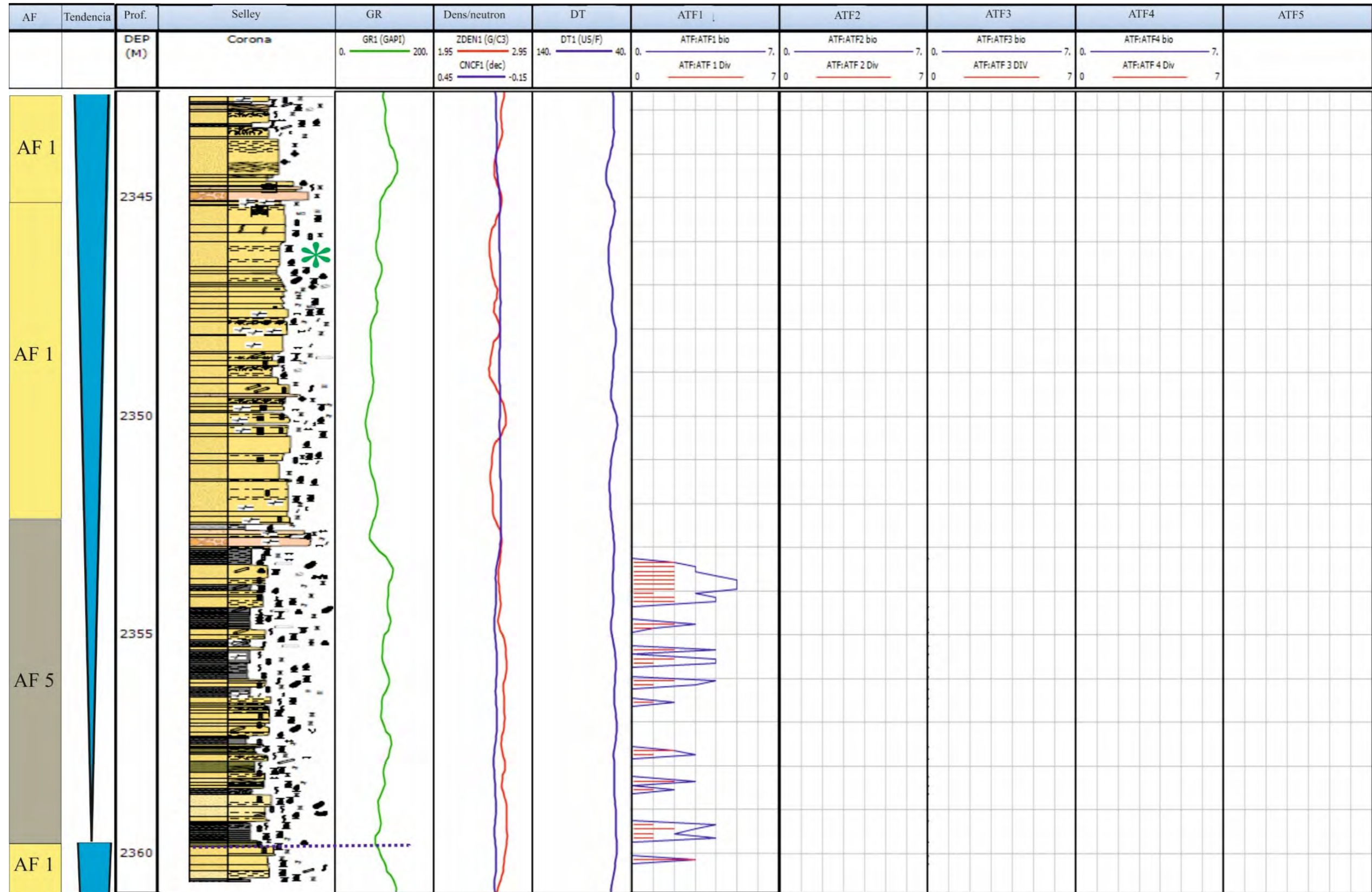


Lámina 6.7-- HN 12, Carrera 7. Presenta sólo la ATF 1 4(línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF 1 y AF 5. En esta carrera se observa el final de la parasecuencia que había comenzado en la carrera anterior y el inicio de la parasecuencia siguiente, señalada por la línea azul punteada. Pertenece a la sección I. El asterisco verde señala el nivel donde se observó el trozo de tronco rodado con perforaciones de *Teredolites* (ver capítulo 5)

### Huincul Norte 1 (HuN-1)- C6

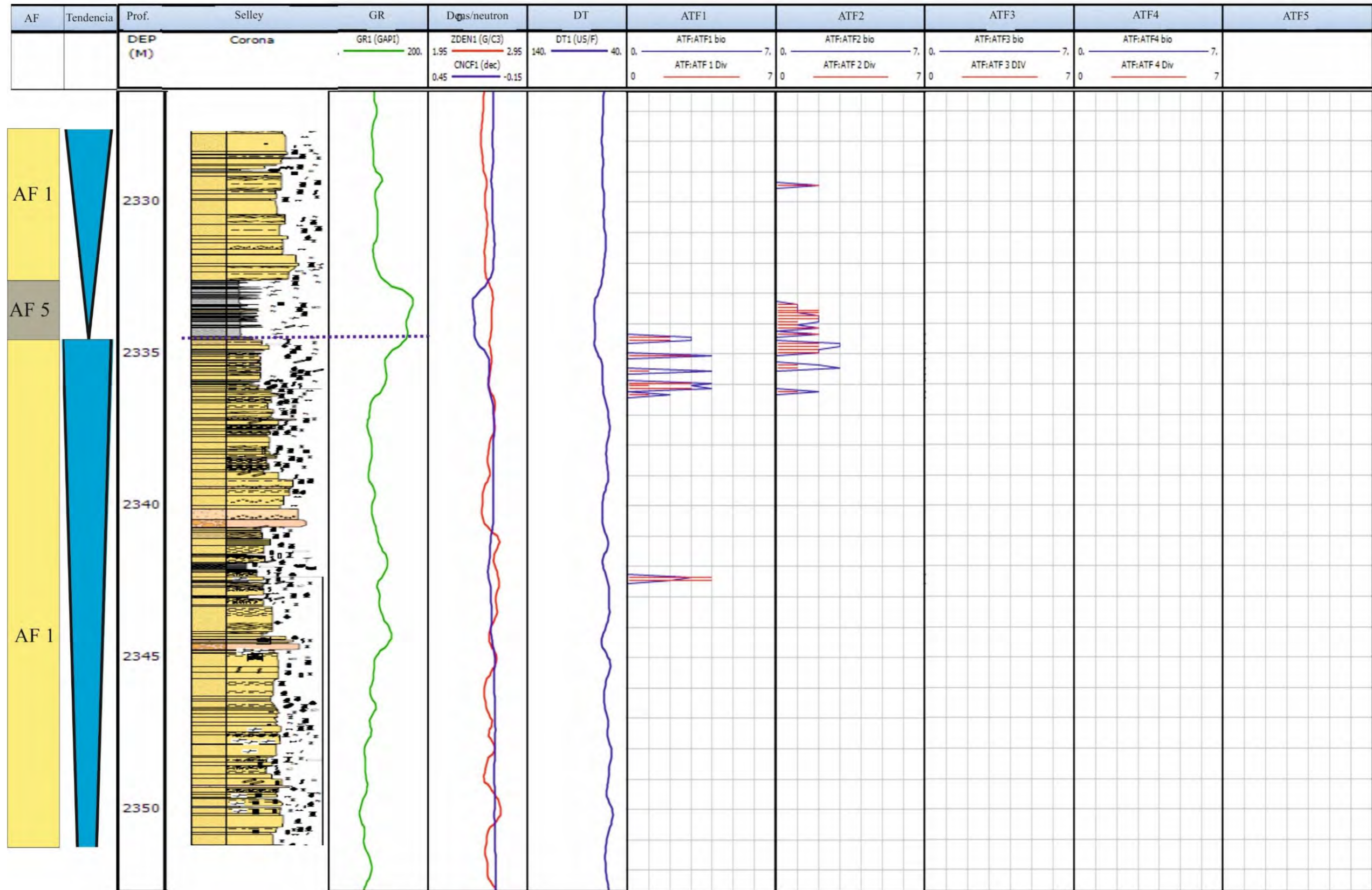


Lámina 6.8-- HuN-1, Carrera 6. Presenta las ATF 1 y la ATF 2 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF 1 y AF 5. En esta carrera se observa el final de la parasecuencia que había comenzado en la carrera anterior y el inicio de la parasecuencia siguiente, señalada por la línea azul punteada. Pertenece a la sección I.

### Huincul Norte 1 (HuN-1)- C5

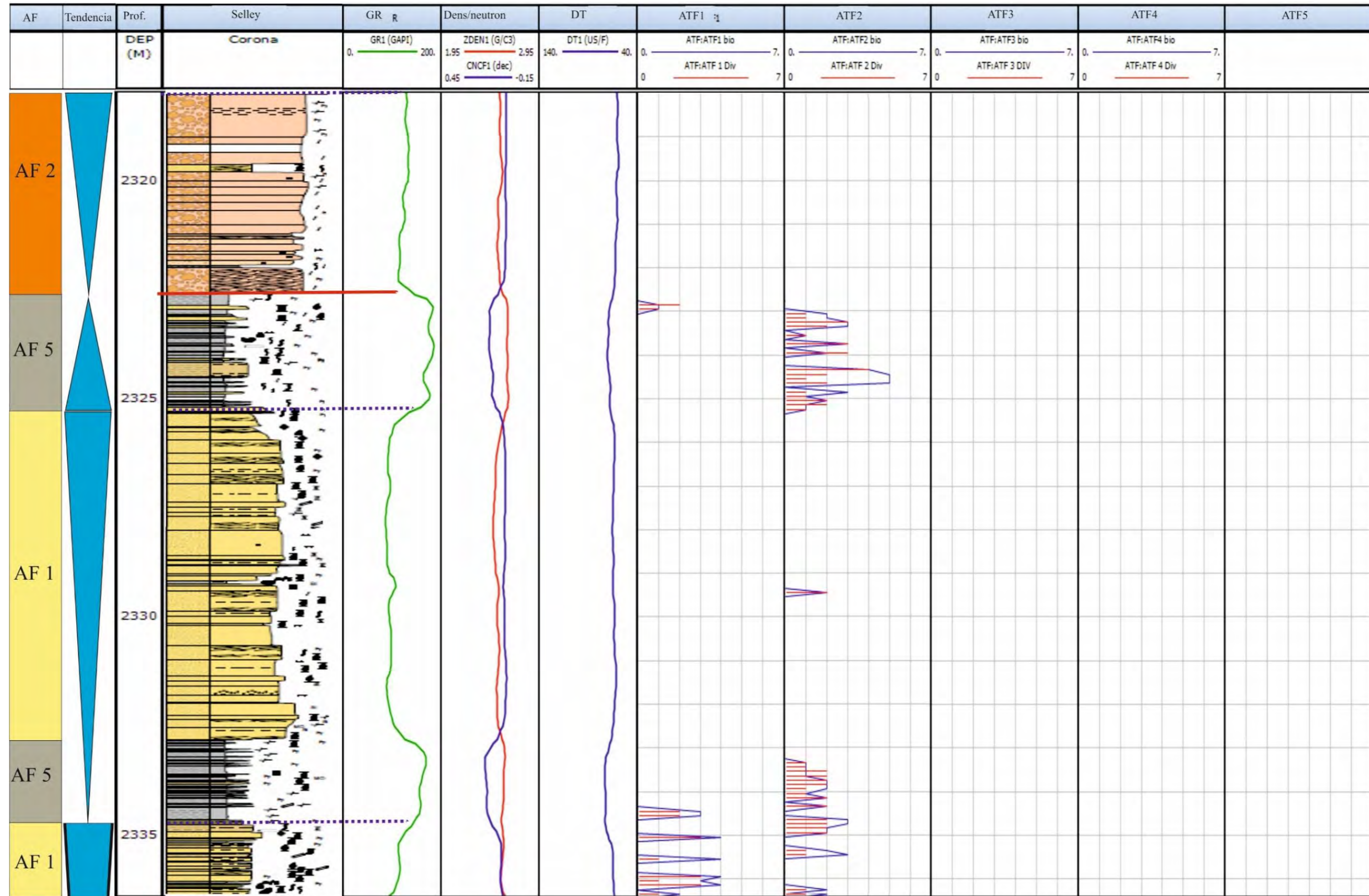


Lámina 6.9-- HuN-1, Carrera 5. Presenta las ATF 1 y la ATF 2 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF 1, AF 5 y AF 2. En esta carrera se observa el final de la parasecuencia que había comenzado en la carrera anterior, una parasecuencia suprayacente y una última parasecuencia que se ve interrumpida por el límite de la sección siguiente (marcado con línea roja continua) y el inicio de la parasecuencia siguiente, señalada por la línea azul punteada. Se observa el límite entre la sección I y la sección II. La sección II no se detalla porque no presenta ningún tipo de bioturbación (ver perfil general).

### Huincul Norte 1 (HuN-1)- C3

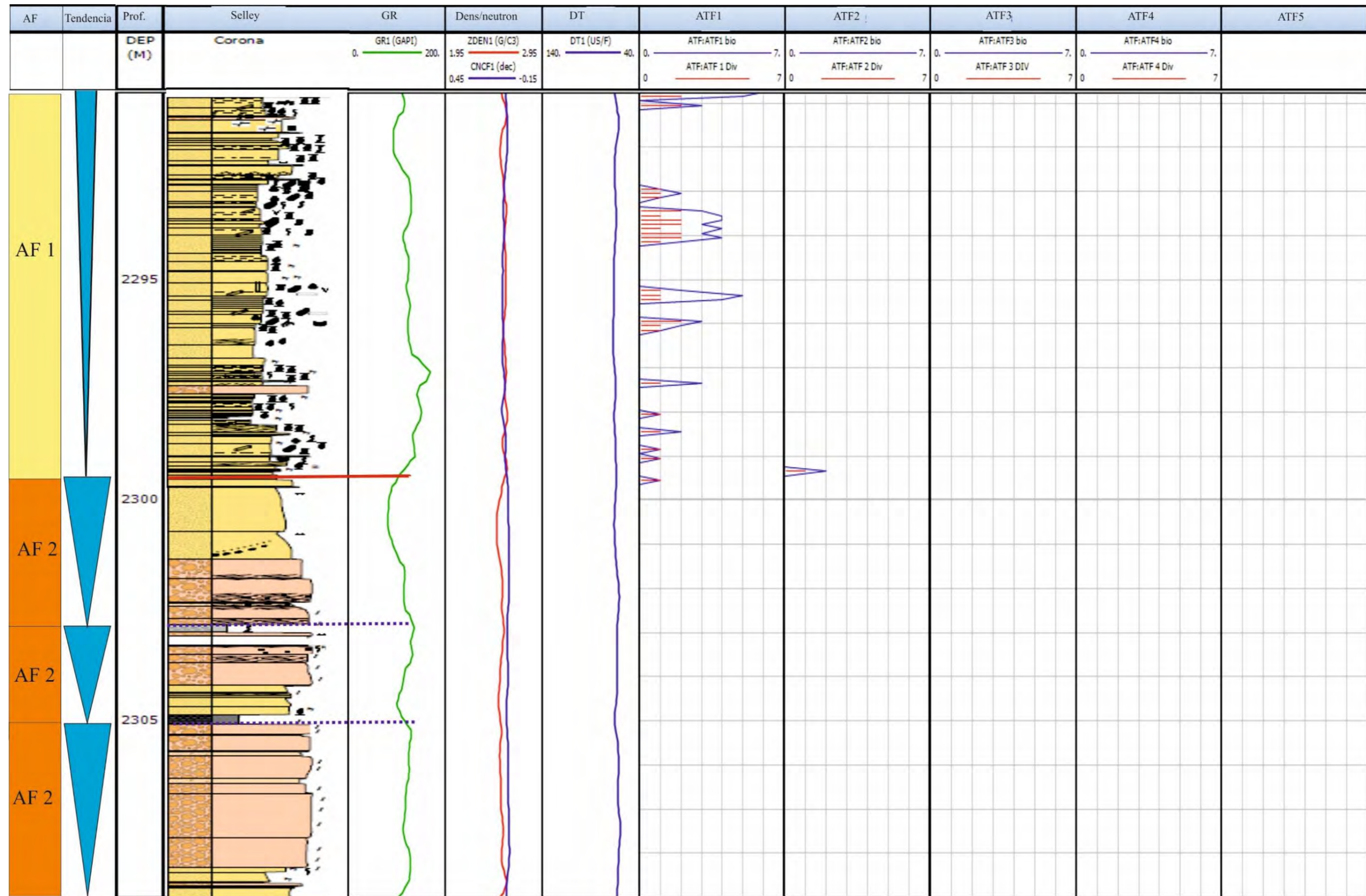


Lámina 6.10- HuN-1, Carrera 3. Presenta las ATF 1 y la ATF 2 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF2, y AF 1. En esta carrera se observa el final de la sección II, con tres parasecuencias, marcadas por las líneas punteadas azules y el inicio de la sección III, marcada por la línea roja.

Huincul Norte 1 (HuN-1)- C2

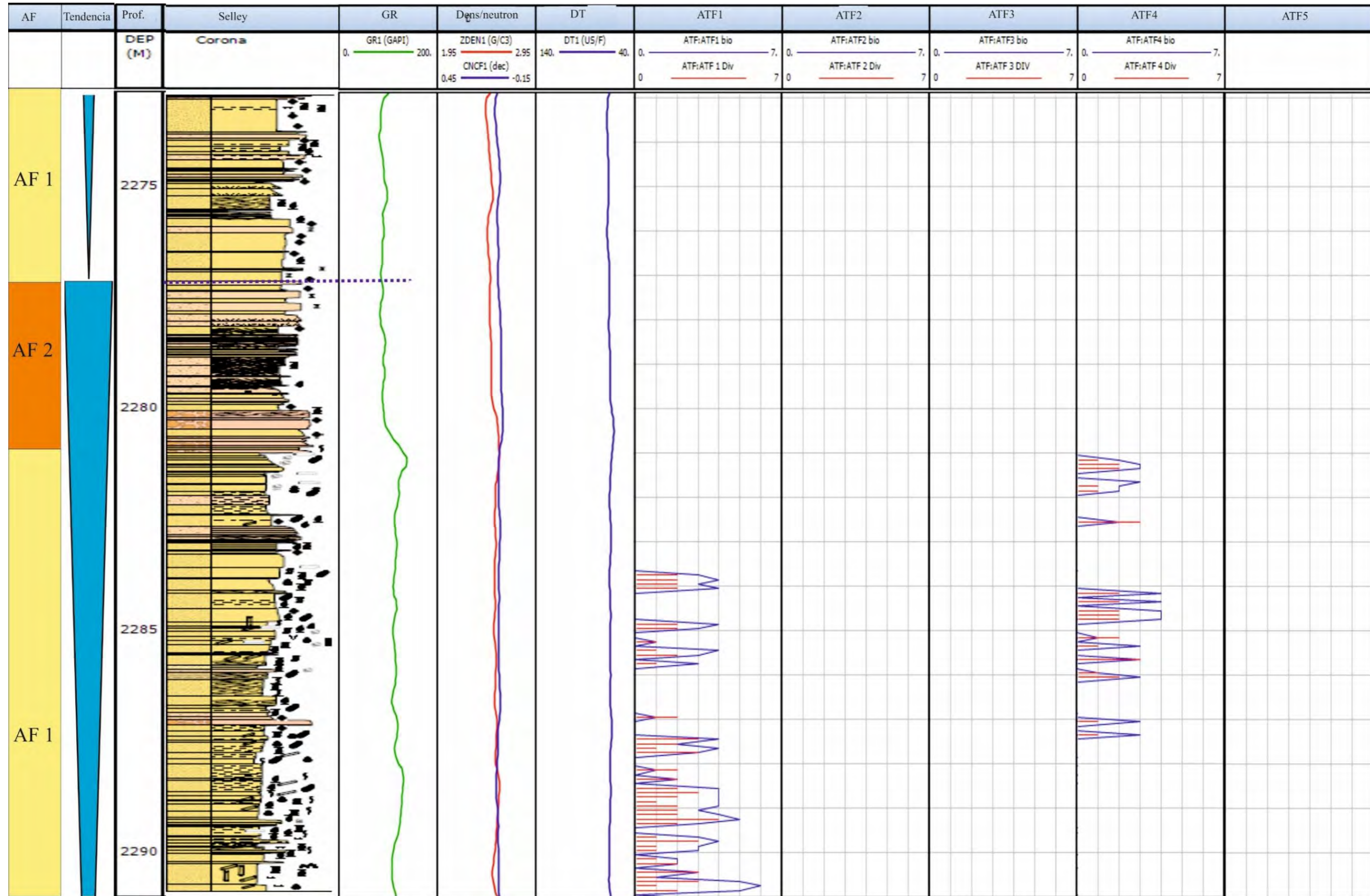


Lámina 6.11- HuN-1, Carrera 2. . Presenta las ATF 1 y la ATF 4 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF1, y AF 2. En esta carrera se observa el final de la parasecuencia que había comenzado en la carrera anterior y el inicio de la sección siguiente (sección IV).

### Huincul Norte 1 (HuN-1)- C1 Tramo 2

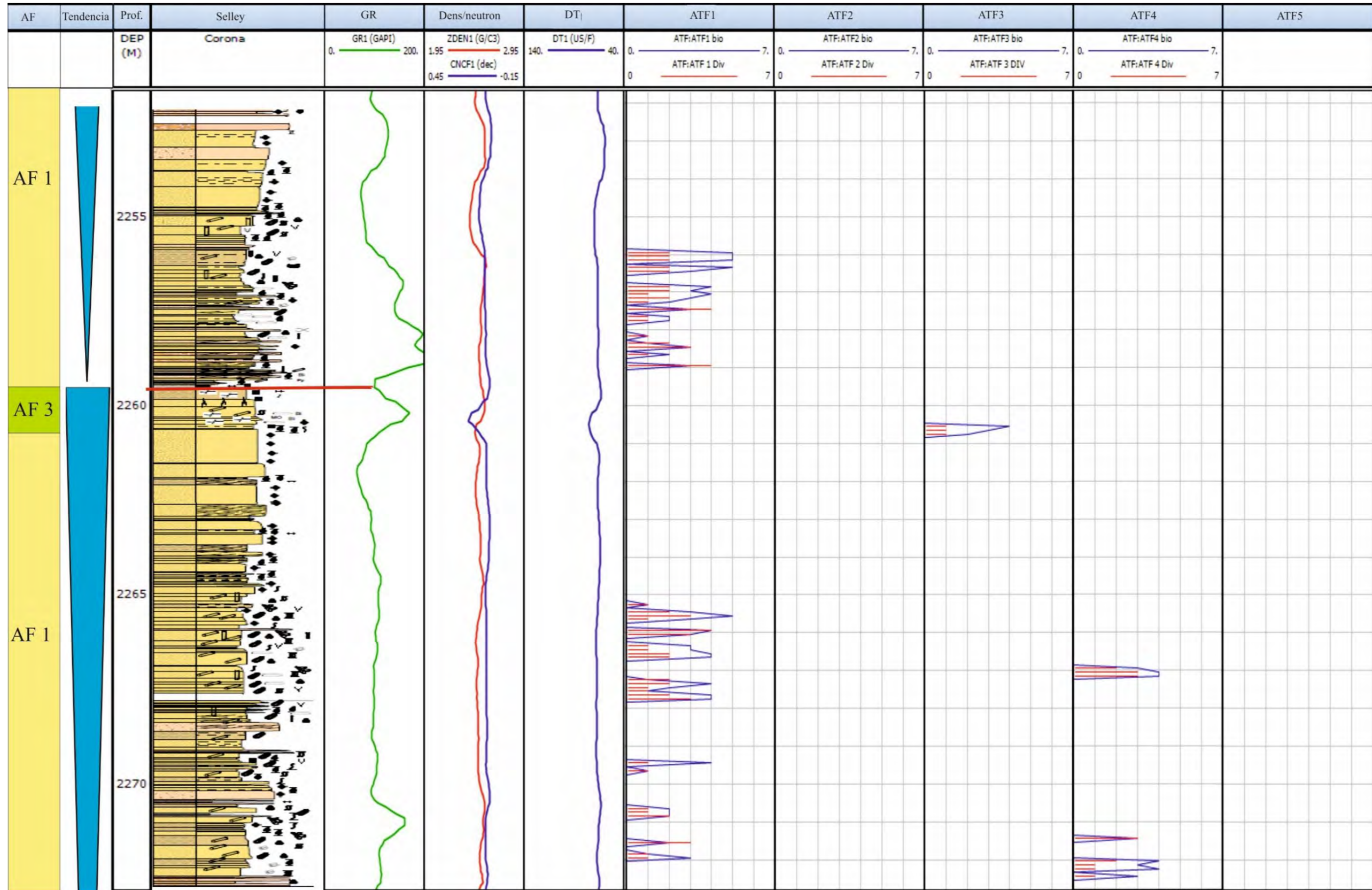


Lámina 6.12- HuN-1, Carrera 1, tramo 2. . Presenta las ATF 1, ATF 3 y ATF 4 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF 1, y AF 3. En esta carrera se observa el final de la parasecuencia que había comenzado en la carrera anterior y el inicio de la última parasecuencia que culmina en el tope del testigo corona.

### Huincul Norte 1 (HuN-1)- C1 Tramo 1

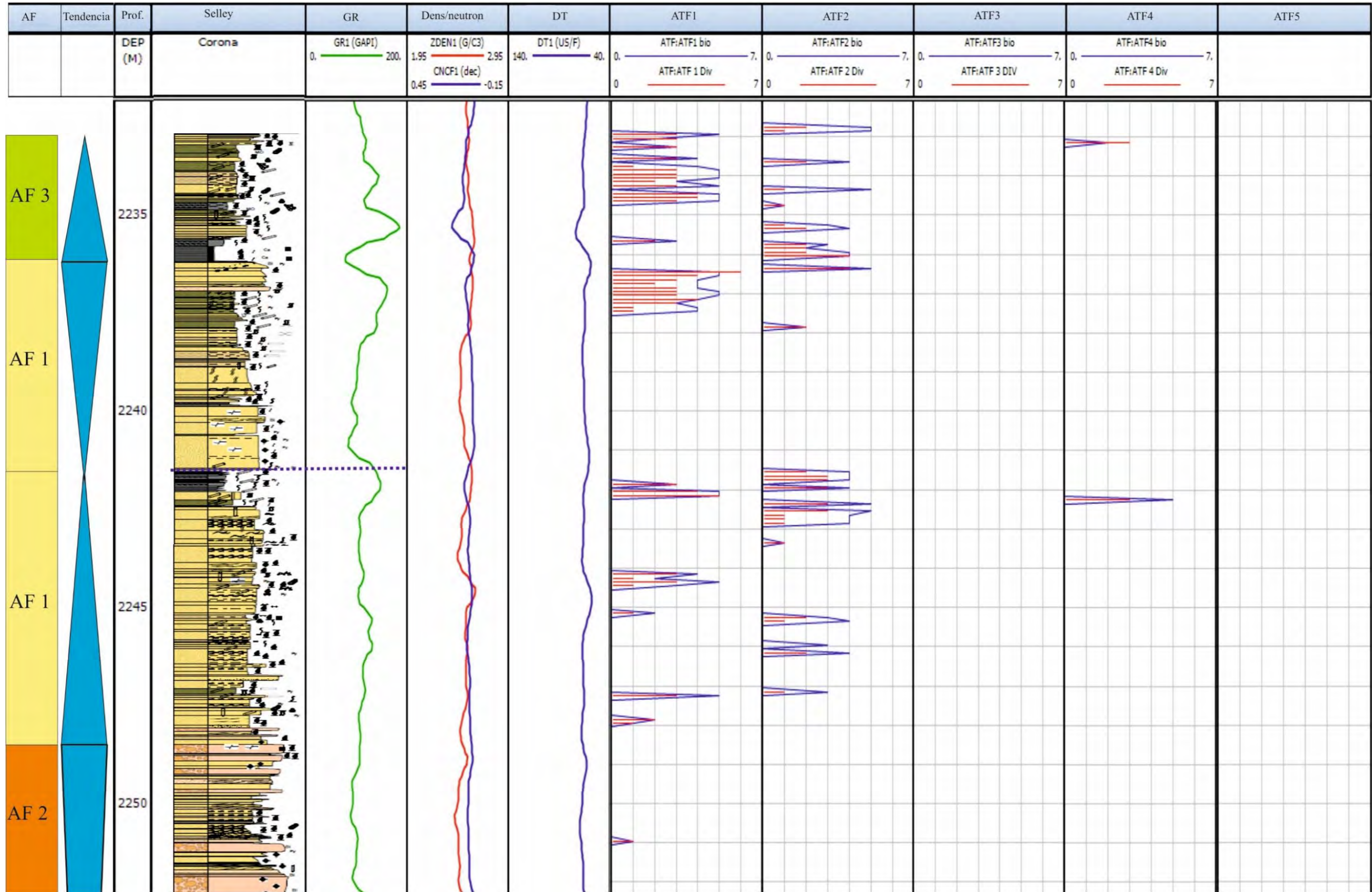


Lámina 6.13- HuN-1, Carrera 2. Presenta las ATF 1, ATF 2 y ATF 4 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF2, AF 1 y AF 3. En esta carrera se observa el final de la parasecuencia que había comenzado en la carrera anterior y el inicio de la última parasecuencia que culmina en el tope del testigo corona.

Barrosa 2 (Ba-2)

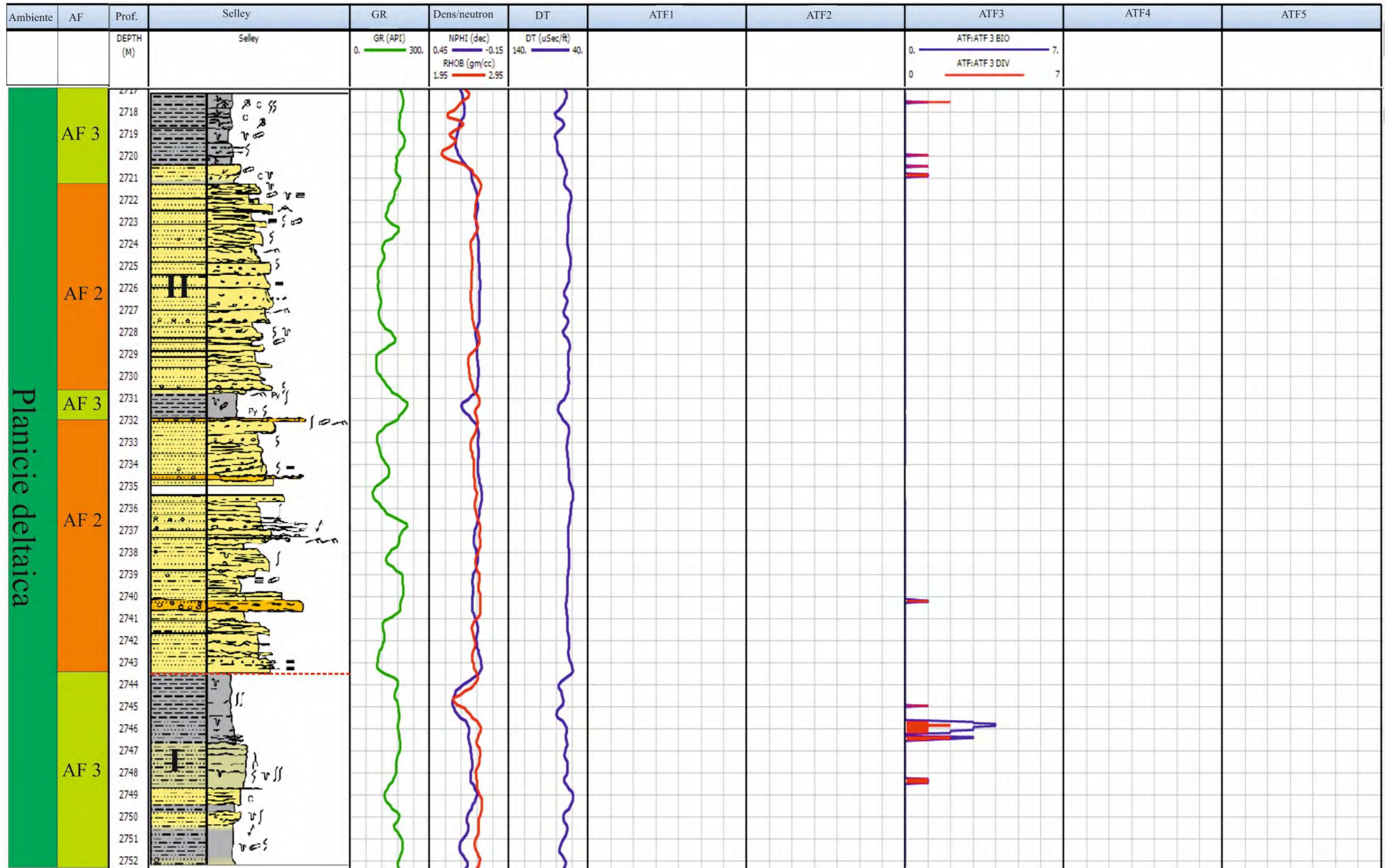


Lámina 6.14- Ba-2- Presenta la ATF 3 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF3 y AF 2. Se observan 3 secciones, marcadas por las líneas punteadas.

Aguada Toledo 3 (AgTo-3)

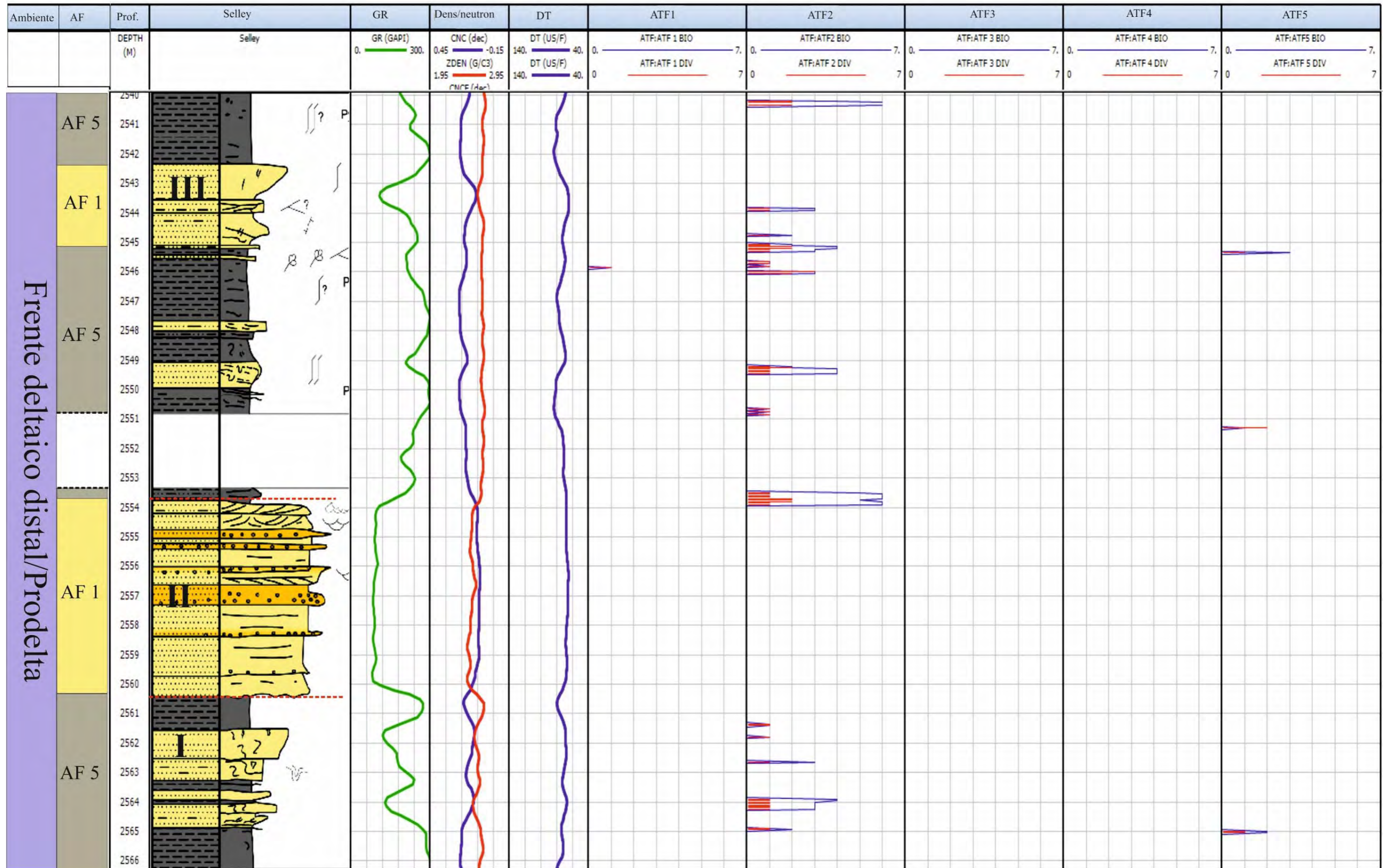


Lámina 6.15-AgTo-3. Presenta las ATF 2 y ATF 5 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y las AF5, y AF 1. Se observan 2 secciones, limitadas por las líneas rojas punteadas.

Aguada Toledo 4 (AgTo-4)

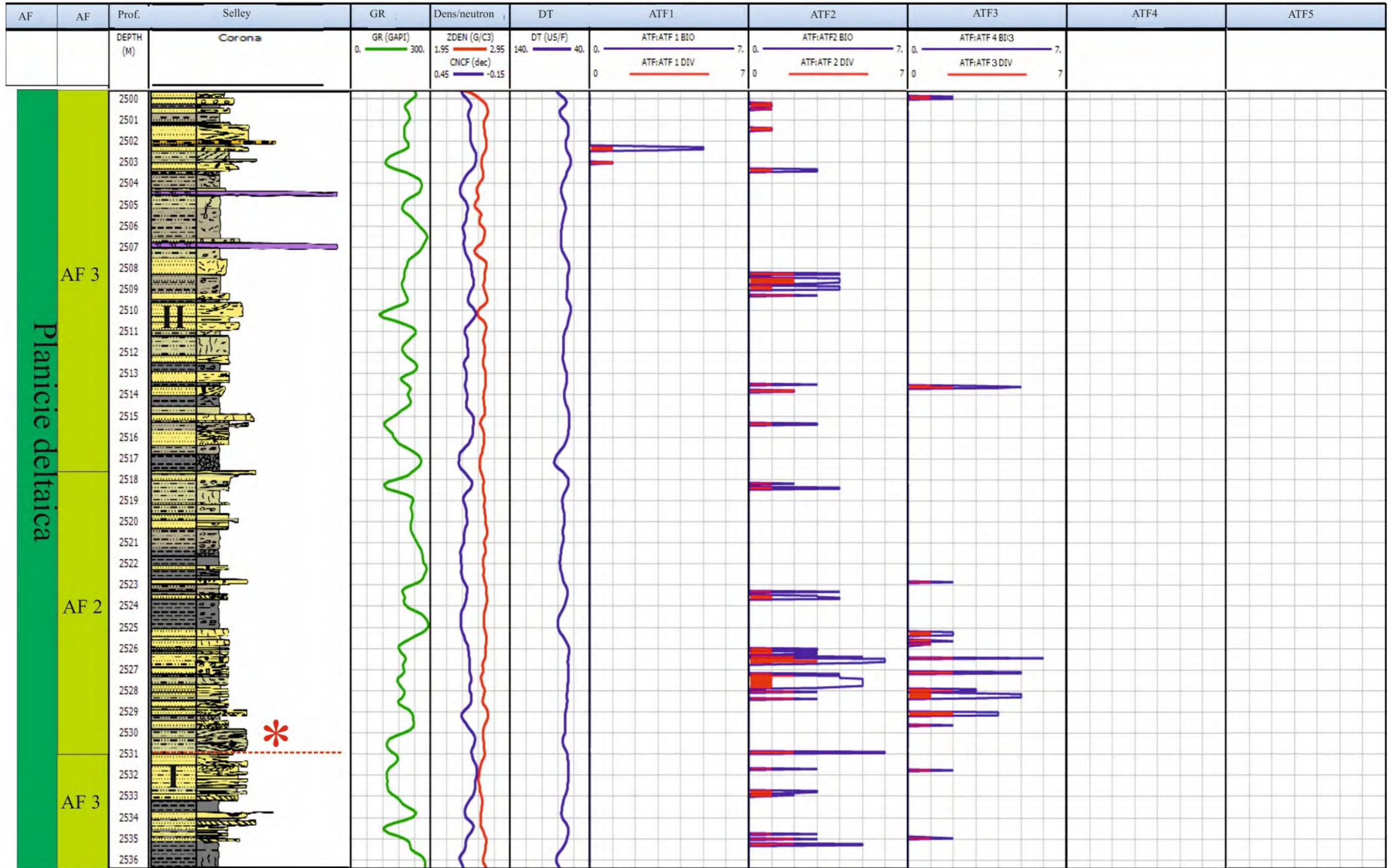


Lámina 6.16- AgTo-4. Presenta las ATF 2, ATF 3 y ATF 1 (línea azul BI, línea roja icnodiversidad), y la AF 3. Se observan dos secciones, marcada por la línea roja punteada. El asterisco rojo indica una superficie de *Glossifungites* (se utilizó esta superficie como criterio para separar las secciones))

## 7. DISCUSIÓN

### 7.1. DOMINANCIA DE PROCESOS DE EROSIÓN, TRANSPORTE Y DEPOSITACIÓN

La Formación Lajas ha sido interpretada como de ambiente marino-marginal, principalmente asociado a sedimentación en sistemas deltaicos, aunque el preciso rol de los mecanismos dominantes deposicionales ha sido controversial. Esto ha resultado en distintas interpretaciones respecto a los procesos dominantes durante la depositación de los deltas en distintos sectores de la cuenca que van desde fluvio-dominados con influencia mareal (Gulisano y Hinterwimer, 1986) fluvio-dominados con modulación mareal (Gugliotta *et al.*, 2015, 2016a, 2016b), dominado por mareas (McIlroy *et al.*, 2004), fluvio-dominado con descargas hiperpícnicas (Canale *et al.*, 2015), una participación mixta de procesos fluviales, mareales y de oleaje (Rossi y Steel, 2015), y una dominancia de procesos fluviales con algunos intervalos mostrando preponderancia de procesos mareales (Kurcinka, *et al.*, 2018) (ver capítulo 2).

A fin de tratar de resolver ese interrogante, se listan a continuación una serie de argumentos que apoyan la interpretación de la dominancia de los procesos fluviales en los deltas de la Formación Lajas en subsuelo para el sector de Sierra Barrosa.

#### 7.1.1. Tamaño de grano y procesos sedimentarios en deltas

Orton y Reading (1993) argumentan que “la cantidad, modo de transporte y tamaño del grano de la carga de sedimentos aportados al frente deltaico tienen un considerable efecto en las facies, procesos físicos formativos, ambientes deposicionales relacionados y la morfología del sistema deposicional deltaico”. En ese sentido, en ese mismo trabajo expanden la clasificación de deltas realizada por Gallaway (1975) (ver capítulo 1) añadiendo tamaño de grano al diagrama ternario de los procesos dominantes. De acuerdo a ese diagrama, los deltas dominados por procesos fluviales y por olas son más proclives a desarrollarse en depósitos de granulometría gruesa, y viceversa, los deltas dominados por mareas no se desarrollan en condiciones de depositación de granulometría gruesa. Los depósitos de la Formación Lajas en afloramientos, de acuerdo a la literatura, están compuestos principalmente por litologías de granulometría arena y conglomerados, y en menor proporción, sedimentos heterolíticos y pelitas (Zavala, 1996a, 1996b; McIlroy

*et al.*, 1999; Arregui *et al.*, 2011;). En los testigos coronas analizados también se observa esa tendencia de dominancia de las litologías de grano grueso, por lo tanto, es de esperar que los deltas de la Formación Lajas, tanto en subsuelo como en afloramiento tengan una mayor probabilidad de estar representados cerca de la sección dominada por procesos fluviales u oleaje del diagrama ternario de Orton y Reading (1993) (Figura 7.3). Si bien este enfoque es muy general y simplificado, nos da una idea de las probabilidades de tener una dominancia de procesos por sobre otros. Sin embargo, y como se ha planteado anteriormente, hay una variedad de procesos tanto fluviales, como de oleaje y mareales reconocidos en la Formación Lajas en distintos sectores de la cuenca y diferentes momentos de evolución de dicha formación.

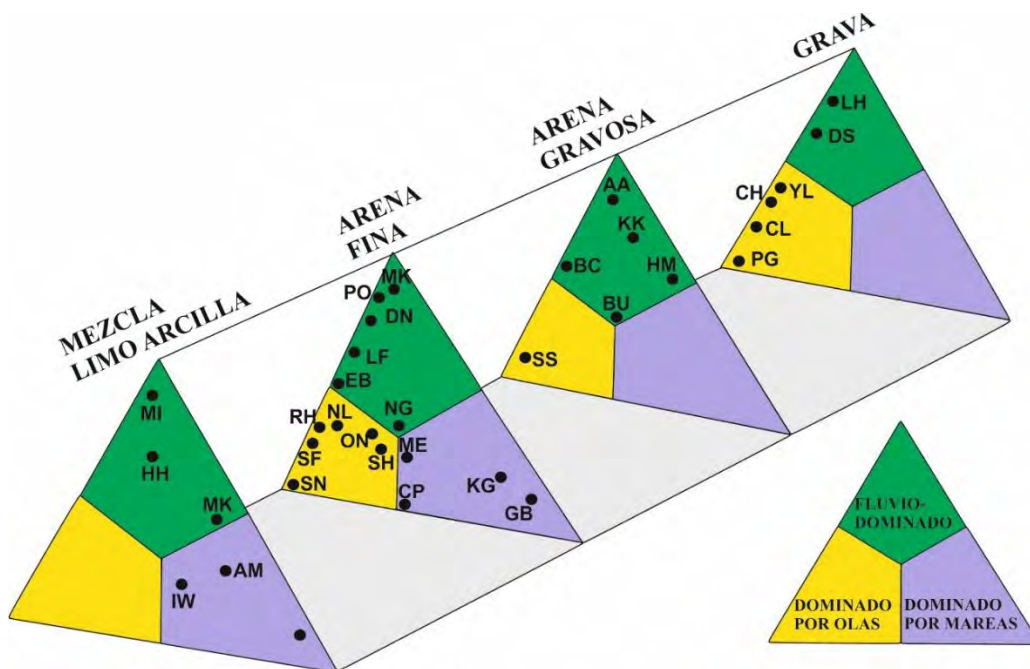


Figura 7.1. Esquema de discriminación de los deltas según el proceso dominante, separados por su granulometría dominante. Modificado de Orton y Reading, 1993. Los puntos son deltas actuales, cuyas siglas se exponen a continuación: A: Aalta, AM: Amazon, AR: Amur, BC: Bella Coola, BR: Brazos, BU: Burdekin, CC: Copper Canyon, CG: Chachaguala, CH: Chao Pharya, CL: Colorado, CP: Copper, CR: Chira, CS: Choshui, CT: Crati, CV: Colville, DL: Daling, DM: Damodar, DN: Danube, DS: Dead sea, EB: Ebro, EE: Eel, FL: Fly, FR: Fraser, GB: Ganges/ Brahmaputra, GD: Godavari, GH: Gum Hollow, GJ: Grijalva, HA: Haast, HD: Hudson, HE: Huaihe, HH: Huanghe (Amarillo), HL: Hualien, HM: Homathko, HN: Hanaupah, HO: Haiho, HS: Hsiukuluan, HZ: Lake Hazar, ID: Indus, IG: Indigirka, IW: Irrawaddy, JB: Jaba, JC: Johnson Canyon, KG: Klang, KK: Klinaklini, KM: Kolyma, KP: Kaoping, KS: Kosi, LF: Lafourche, LH: Liaohe, LL: Lilac, LM: Limpopo, LN: Lena, LP: La Plata, MA: Mahakam, ME: Mekong, MG: Magdalena, MH: Mehandi, MI: Mississippi, MK: MacKenzie, MR: Murray, NE: Negro, NG: Niger, NL: Nile, OB: Ob, OD: Ord, OG: Orange, ON: Orinoco, PG: Punta Gorda, PL: Pearl (Zhu Jiang), PN: Peinan, PO: Po, PR: Parrana, PU: Purari, RD: Red, RH: Rhene, RF: Rufiji, SA: Shatt-al-arab, SH: Shoalhaven, SF: Sao Francisco, SL: St Lawrence, SN: Senegal, SS: Skeidararsandur, SV: Severnay, TA: Tana, TE Tigres-Euphrates, TS: Tsengwen, TU: Tunsberg dalbre, WA: Waiapu, WI: Willow, YA: Yana, YG: Yangtze, YL: Yallahs, YN: Yenisei, YK: Yukon, ZA: Zaire, ZM: Zambesi.

### 7.1.2. Geometría y arquitectura de las geoformas

La morfología de los principales componentes de un delta, en especial, la planicie deltaica y el frente deltaicos son determinados por los procesos dominantes que re trabajan el sedimento aportado por el río (Olariu y Bhattacharya, 2006; Bhattacharya, 2010; Rossi *et al.*, 2016). Si el río es el proceso dominante y no hay suficiente energía por la acción de mareas y/o olas para re trabajar la arena depositada en el frente deltaico por el río, este va a estar formado por un complejo de barras de desembocadura amalgamadas (ver capítulo 1). Esta situación se observa claramente en las secciones interpretadas como frentes deltaicos en las coronas de Lajas Inferior analizadas (ver capítulo 6), en las que se determinan complejos de barras que muchas veces cuesta individualizar entre sí, formando verdaderos complejos amalgamados de barras.

En los testigos coronas en los que se interpretan depósitos acumulados en ambientes de planicie deltaica, si bien no se puede tener una certeza de la continuidad lateral de los geocuerpos, los canales distributarios exhiben estructuras erosivas en las bases de las sucesivas barras que los rellenan, lo que se interpreta como una alta tasa de migración lateral y canibalización de los canales. Las diferencias entre las planicies descritas en Ba-1 y Ba-2, que exhiben niveles con canales, contra la planicie identificada en el testigo corona AgTo-4, que no muestra canales, es congruente con un modelo de planicie deltaica fluvio-dominada. En este esquema el número de canales, dispuestos con un patrón dendrítico aumenta exponencialmente en sentido proximal-distal, por lo tanto, se interpreta que las planicies de los testigos corona Ba-1 y Ba-2 son planicies deltaicas distales, y el testigo corona AgTo-4 es una planicie proximal.

### 7.1.3. Estructuras sedimentarias de mareas

Interpretaciones previas de la la fuerte influencia de corrientes mareales en los depósitos...de la Formación Lajas han sido basadas en algunas estructuras señaladas como *mud drapes* (pausas de fango) y *tidal bundles* (fajas mareales) (McIlroy, 2007; McIlroy *et al.*, 2005), indicando la alternancia de corrientes bidireccionales y depositación por suspensión en mareas muertas (*slack water*), típica de procesos mareales. Estas interpretaciones fueron realizadas para depósitos de canales de mareas, en afloramientos de la Sierra de Chacaico. Si bien McIlroy (2007) reconoce que estos niveles están

compuestos por restos vegetales, les atribuye el mismo comportamiento que si se tratara de fango. Pero en estudios más recientes la naturaleza de estas estructuras, y la interpretación de los procesos deposicionales ha sido revisada (Canale y Ponce, 2012, Ponce *et al.*, 2012, Canale *et al.*, 2015, 2016; Gugliotta *et al.*, 2015., 2016; Kurcinka *et al.*, 2018., Arregui *et al.*, 2019a) (Figura 7.2. A, B). En los testigos corona estudiados para el área de Sierra Barrosa también se encuentran niveles con niveles de fitodetritos, de forma similar a lo que ocurre en afloramiento (Figura 7.3. A, B, C, D). Curiosamente, los restos vegetales en sistemas fluviales y deltaicos pueden seguir diferentes vías bioestratinómicas antes de depositarse (Scheihing *et al.*, 1984; Spicer *et al.*, 1986; Gastaldo *et al.*, 1987; Spicer, 1989). Estas diferencias se deben al amplio espectro de restos vegetales (que contienen diferentes órganos y tejidos); por lo tanto, se espera un comportamiento más diverso como partícula sedimentaria, desde la carga del lecho hasta la flotabilidad. Ponce y Carmona (2011) y Canale *et al.* (2016) interpretan a los fitodetritos como depósitos de carga tractiva de un flujo hiperpícnico.

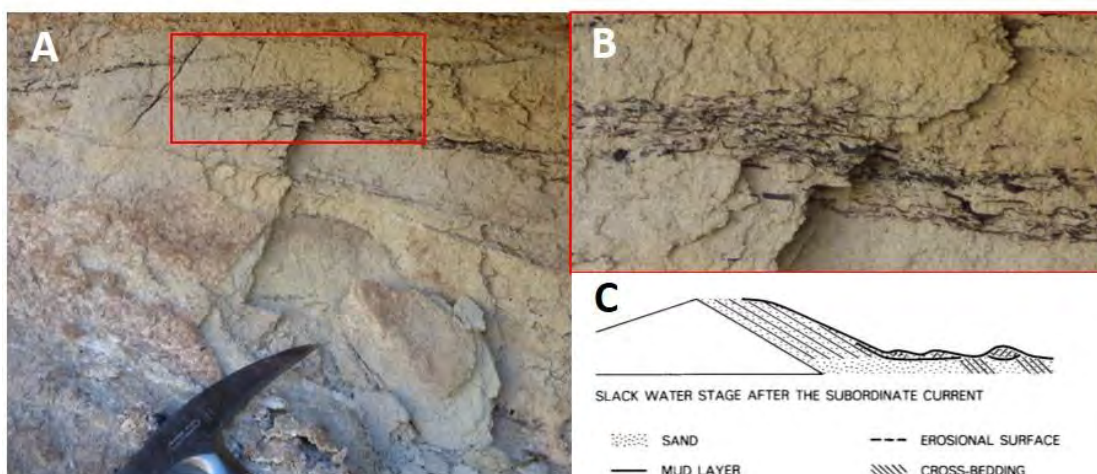


Figura 7.2. A-B) Nivel con fitodetritos en afloramiento (Bajada de Los Molles). B) detalle del mismo nivel. C) Barra mareal con todos sus componentes (Tomado de Visser, 1980).

Independientemente del mecanismo específico de emplazamiento del material vegetal (es decir, flotabilidad o carga de lecho tractiva), la evidencia disponible apunta a una conexión con flujos fluvio-derivados. Esta idea se ve reforzada por trabajos recientes que muestra que los niveles conteniendo restos de vegetales en cuerpos de arena en plataforma pueden ser el resultado de flujos hiperpícnicos. (Steel *et al.*, 2018; Zavala *et al.*, 2016). Estas estructuras observadas en afloramiento y en testigos coronas (ver

capítulo 4) pueden tener una apariencia similar a *mud drapes*, *tidal bundles* y estratificación tipo flaser. Pero una observación más detallada muestra que no tienen las típicas características observadas en estas estructuras mareales, tales como la continuidad de las capas de fango, una ciclicidad rítmica, *couplets* de fango, bien definidos paquetes de arena; como se describe en Visser (1980) (Figura 7.2. C). Para mayor detalle de este tema se recomienda ver la discusión en Canale *et al.*, 2015.

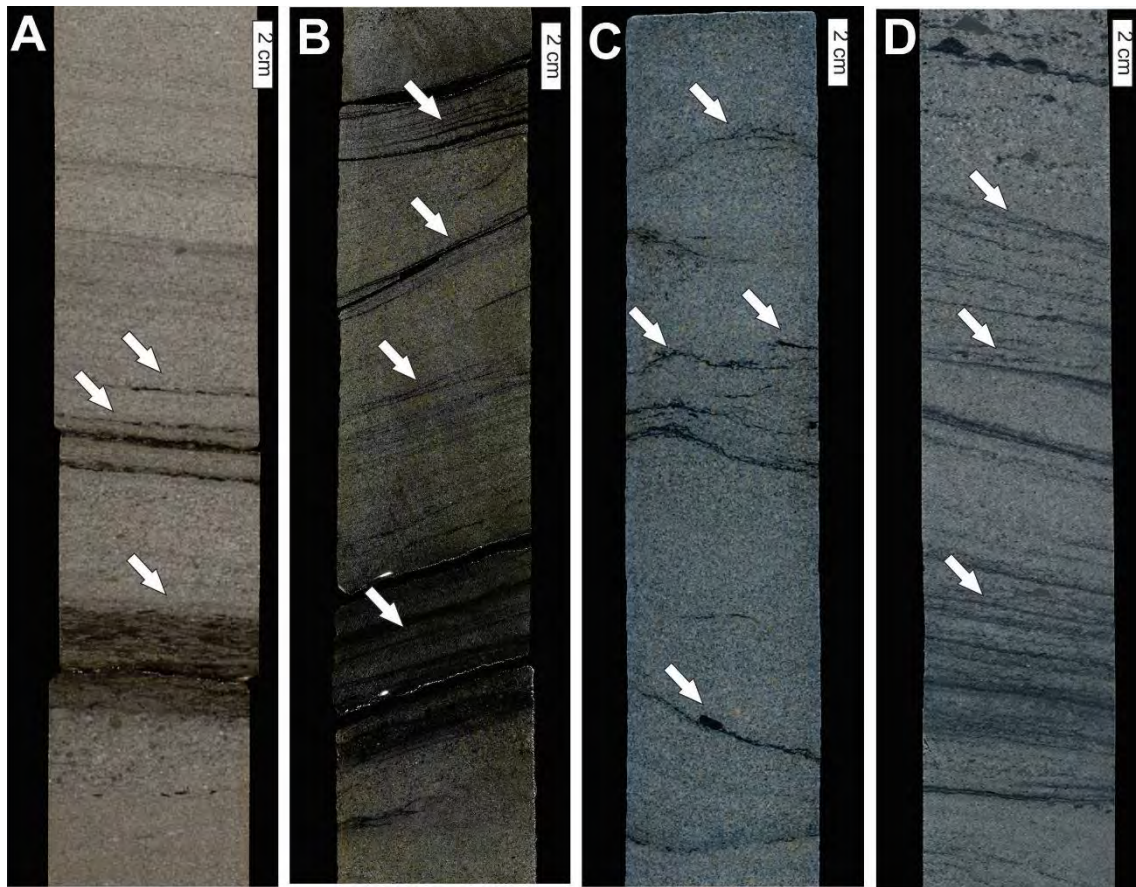


Figura 7.3. Niveles de fitodetritos (señalados con flechas blancas) en testigos corona. A) Ba-1 2307, 45 m-2307,75 m B) HuN-1 2264,94m-2265,29 m C) AgTo-2 3094,90 m-3095,20 m D) Ba-2 2735,64 m-2736,04 m.

Otras de las estructuras sedimentarias relacionadas con la acción de las mareas son las estratificaciones cruzadas bidireccionales. Esta estructura (también conocida como *herringbone*) no es común porque requiere condiciones de flujo (*flood*) y reflujos (*ebb*) de marea casi iguales, y esta situación es atípica (Davis, 2012). Además, a veces las estructuras que se asemejan a estratificación cruzada bidireccionales son solo

inclinaciones aparentes de una estratificación cruzada en artesas. En la mayoría de las estructuras observadas de este tipo se determinó que en realidad se trataba de estratificación cruzada en artesas (Figura 7.4 A, B).

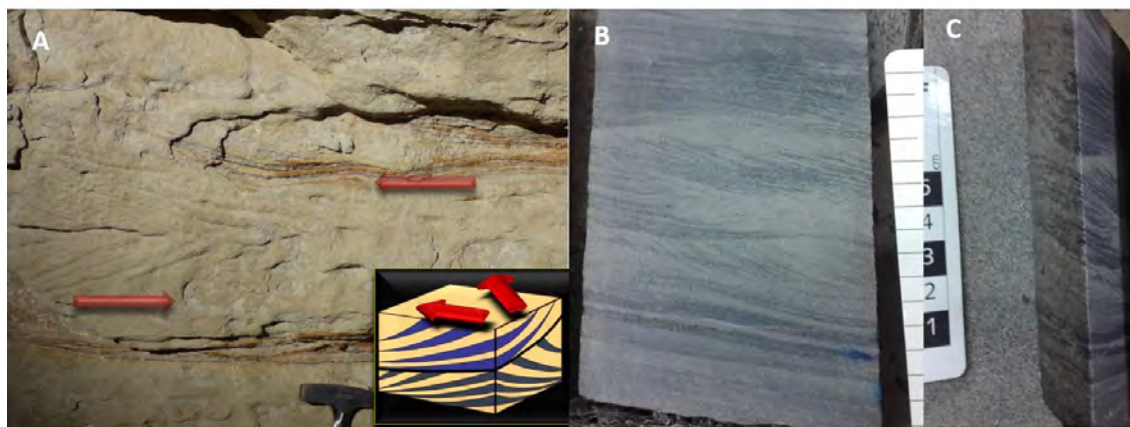


Figura 7.4 Estratificación entrecruzada en artesas, mostrando aparente estratificación cruzada bidireccional. A) en afloramiento (Bajada Los Molles) B-C) en testigo corona. (Tomado de Arregui *et al.*, 2019b)

#### 7.1.4. Icnología

Los deltas dominados por procesos fluviales son los entornos deltaicos más estresantes para la biota marina (ver capítulo 1). En la Formación Lajas, Canale *et al.* (2016), para la zona de la Sierra de la Vaca Muerta, describieron trazas fósiles que muestran baja diversidad y abundancia, así como estructuras de *tiering* simples (icnofacies de *Cruziana* empobrecidas en prodelta y icnofacies de *Skolithos* en frente del delta). En las observaciones realizadas en este trabajo de tesis se llegan a conclusiones similares (ver capítulo 5). Se reconocieron las icnofacies de *Skolithos* empobrecidos en el frente deltaico proximal, *Cruziana* con elementos de *Skolithos* desde el frente deltaico proximal al frente deltaico distal y prodelta, *Zoophycos* en prodelta e icnofacies *Scoyenia* en la planicie deltaica. La baja diversidad, la baja abundancia, bajo índice de bioturbación en general y las asociaciones de trazas fósiles con *tierings* simples se debe a ventanas de colonización de corto tiempo que reflejan condiciones ambientales adecuadas para el desarrollo del bentos de períodos muy breves. En facies que evidencian condiciones fluviales e hiperpícnicas más directas, (AF 1 de barras de desembocadura, y principalmente AF 3 de canales) las trazas fósiles están casi ausentes. Los parámetros ambientales que controlan el bentos son la salinidad, la turbidez y la energía

hidrodinámica (MacEarchen *et al.*, 2005, Buatois y Mángano, 2011; Dasgupta *et al.*). Por lo tanto, se interpreta que cuando estos parámetros no son tan estresantes es cuando se dan las ventanas de colonización. La superficie con icnofacies de *Glossifungites* reconocida en el testigo corona AgTo-2 (ver capítulo 6) es interpretada como superficie de exhumación hechas por avulsión de lóbulos o canales, evidenciando por lo tanto un control autocíclico. Esta situación es compatible con la alta tasa de avulsión de lóbulos y canales de un delta fluvio-dominado (ver Canale *et al.*, 2016).

Por otro lado, cabe destacar que en ambientes dominados por la marea donde la erosión no deja registro de sedimentación rítmica, los depósitos rítmicos de marea se conservan en el relleno pasivo de trazas fósiles, como *Ophiomorpha* (Wetzel *et al.*, 2014; Gingras *et al.*, 2015; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2019). Todas las estructuras de *Ophiomorpha* y *Thalassinoides* reconocidas para la Formación Lajas, tanto afloramientos y muestras de subsuelo (para ambientes de frente deltaico y planicie deltaica), tienen un relleno masivo que no muestra signos de sedimentación rítmica de mareas

Toda esta evidencia icnológica es compatible con los modelos de trazas fósiles de delta dominados por los ríos en los testigos corona HuN-1, Ba-1, Ba-2, AgTo-1 y AgTo-3. En los testigos corona AgTo-2 y la parte superior de HuN-1 se evidencian una mezcla de procesos fluviales y procesos de oleaje (y posibles mareas subordinadas), mientras que en el testigo corona BaN-1 se observa una dominancia de procesos de oleaje, acorde al modelo de delta dominado por olas. En el testigo AgTo-3 las evidencias icnológicas apuntan a un ambiente de prodelta, pero no se puede discernir los procesos dominantes (ver capítulo 1, Buatois y Mángano, 2011; MacEarchen *et al.*, 2005).

## **7.2. COLONIZACIÓN DE BARRAS DE DESEMBOCADURA**

Las barras de desembocadura descritas en los testigos corona del Lajas Inferior suelen estar agrupadas formando sucesiones compuestas. Se pueden diferenciar en general en cuerpos de arena no bioturbados y bioturbados. Se interpreta a estos dos tipos de cuerpos de arena como dos etapas sucesivas de desarrollo. La alta descarga fluvial y la rápida depositación resultante, la alta energía general y la alta movilidad de los sedimentos, así como una importante descarga de agua dulce inhiben la bioturbación durante la fase de construcción principal de las barras de desembocadura. Las barras así formadas se caracterizan por tener litologías de tamaño arena pudiendo tener en algunos

sectores hasta gravas, con estructuras masivas o entrecruzadas, con abundantes restos de fitodetritos dispersos o, más comúnmente, en los límites de los sets entrecruzados. Si estas condiciones persisten, no se desarrolla una ventana de colonización que permita el establecimiento del bentos. Sin embargo, cuando la descarga disminuye y la influencia fluvial cesa, los depósitos quedan expuestos a procesos marinos, lo que facilita el asentamiento de los organismos excavadores, generando las barras bioturbadas, que constituirían la siguiente fase de desarrollo de la barra. Las trazas más comunes que se encuentran en las barras de desembocadura son aquellas correspondientes a la Asociación de Trazas Fósiles 1 (ATF 1), que se ha interpretado como relacionadas con la icnofacies de *Cruziana* con elementos de la icnofacies de *Skolithos*. Estas barras bioturbadas muestran tamaños de grano similares a las anteriores, pero suelen exhibir una estructura masiva, que es producto de la actividad de los animales excavadores. Además, los fitodetritos ya no se observan sueltos o en niveles determinados, sino en las paredes de las galerías de *Ophiomorpha* y *Gyrolithes*. El cese de la descarga del río puede deberse a una avulsión de un canal, lo cual es muy común en ambientes deltaicos (Olariu y Bhattacharya, 2006). Alternativamente, puede estar relacionado a la naturaleza episódica de las descargas fluviales producto de inundaciones estacionales (Plink-Bjorklund, 2015; Gugliotta *et al.*, 2016b) (Figura 7.5. A, B, C).

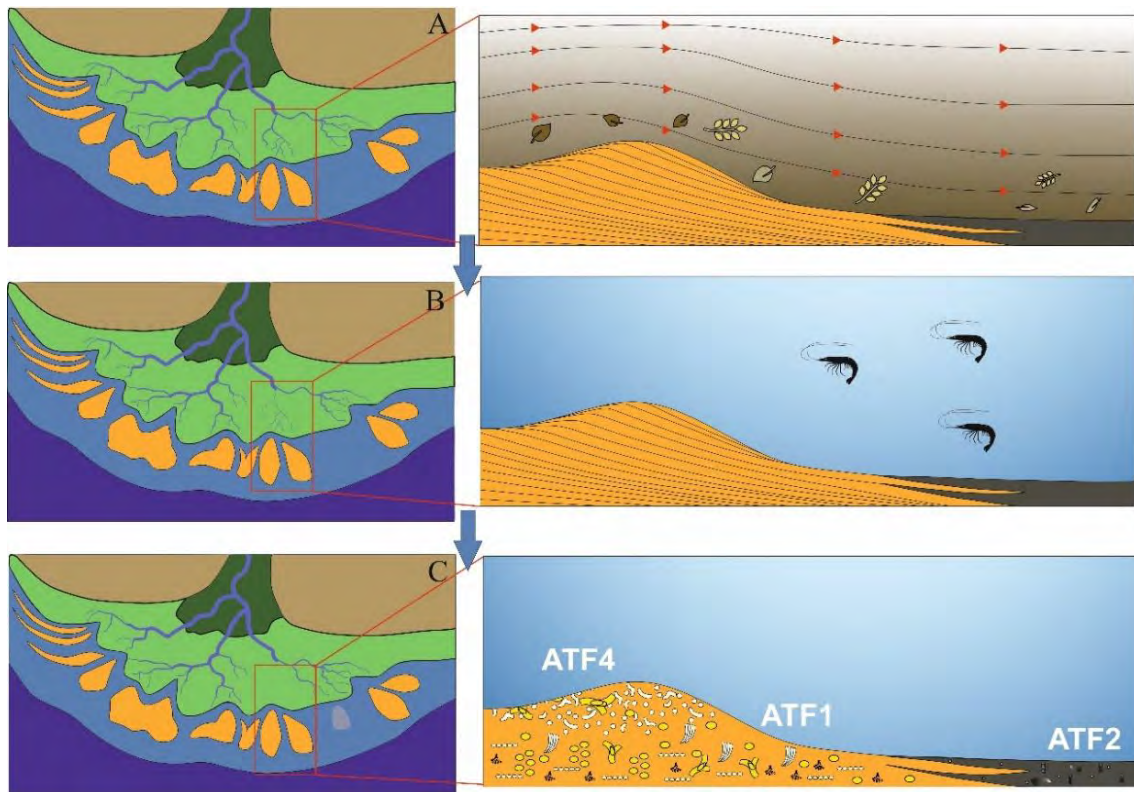


Figura 7.5. Evolución de las barras de desembocadura en un frente deltaico fluvio-dominado. Esquema morfológico de la barra de desembocadura tomado de Wright (1977). A) se deposita la barra, producto de flujos fluviales. B) El flujo del río cesa, y la barra se “abandona” a condiciones marinas. C) Se abre una ventana de colonización para la biota marina que bioturba los depósitos de las barras.

### 7.3. DISTRIBUCIÓN DE ASOCIACIONES DE TRAZAS FÓSILES

Un modelo de distribución de las Asociaciones de trazas fósiles comenzaría en la porción más distal por un ambiente de prodelta, con facies pelíticas y heterolíticas, con la ATF 5 (icnofacies de *Zoophycos*) representada. Luego seguirían niveles de de interbarra y/o de frente deltaico distal, con facies pelíticas o heterolíticas. con elementos correspondientes a la ATF 2 (icnofacies de *Cruziana* empobrecida). Luego, en el frente deltaico, donde se da el desarrollo principal de las barra se encuentran las trazas fósiles de la ATF 1, asignables a icnofacies de *Skolithos* empobrecida). En el frente deltaico más proximal, se pueden observar sedimentos afectados por procesos de oleaje, pudiendo desarrollarse la ATF 4, de muy alta energía, que se interpreta como icnofacies de *Skolithos*, pero su porción de más alta energía, que corresponde a la subicnofacies de *Macaronichnus*. Finalmente, en la planicie, en facies pelíticas y heterolíticas, se desarrolla en su porción subácuea (más distal), la ATF 2 (de *Cruziana* empobrecida), típica de

ambientes de baja energía, mientras que en los sectores de la planicie con evidencia de exposición subaérea (planicie proximal) se desarrolla la ATF 3 (correspondiente a la icnofacies de *Scoyenia*) (Figura 7.6). La identificación de los patrones de distribución de trazas fósiles, con un arreglo somerizante puede ser muy útil para definir parasecuencias en ambientes deltaicos.

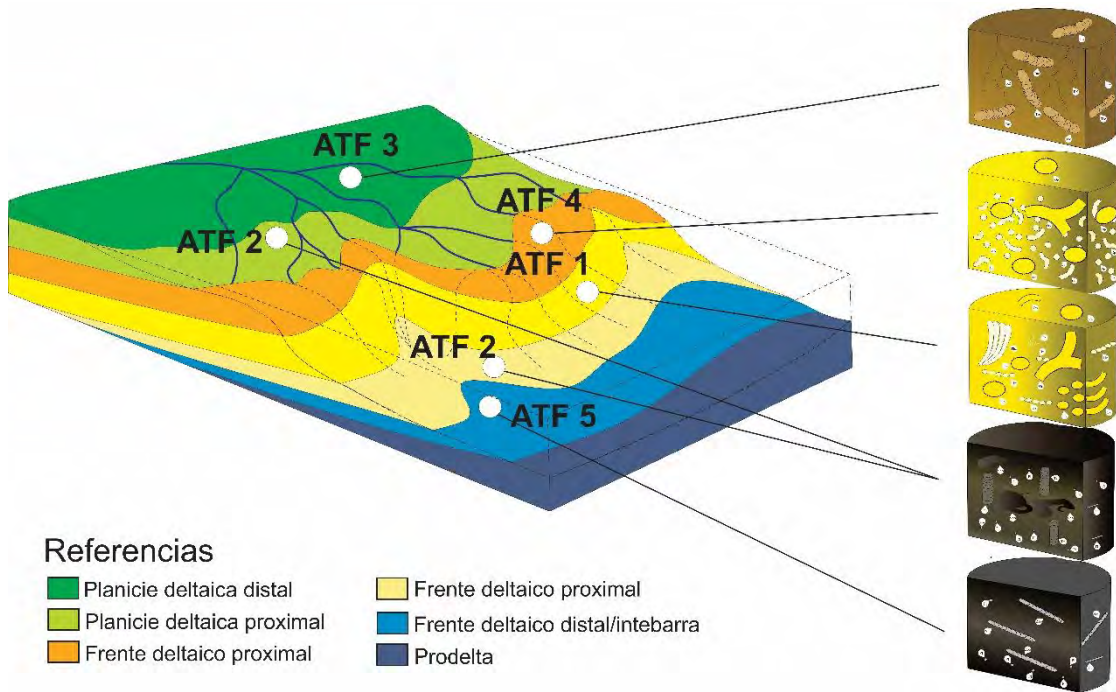


Figura 7.6. Modelo conceptual de distribución de asociaciones de trazas fósiles en la Fm. Lajas en el sector de Sierra Barrosa, para un delta fluvio-dominado (no a escala).

#### 7.4. SUPERFICIES DE *GLOSSIFUNGITES*: PROCESOS AUTIGÉNICOS VS ALOGÉNICOS

El reconocimiento de superficies asignables a la icnofacies de *Glossifungites* ha sido ampliamente utilizado en el contexto de estratigrafía secuencial (ver capítulo 1), básicamente porque indica una discordancia (MacEachern *et al.*, 1992a; Pemberton *et al.*, 1984, 1995, 2004; Schwarz y Buatois, 2012; Dasgupta y Buatois, 2012) Estas superficies coinciden muchas veces con superficies de importancia estratigráfica, por ejemplo, desarrolladas durante la incisión de valles fluvio-estuarinos (discordancias de *Lowstand*), incisión de cañones submarinos (discordancias de *Lowstand*), desplazamiento erosivo del

*shoreface* hacia el continente durante transgresiones (superficies transgresivas de erosión) y hacia el mar durante regresiones forzadas (Superficies regresivas de erosión marina) (MacEachern *et al.*, 1992, 2007; Pemberton *et al.*, 1992, 2004). Todos estos procesos que delimitan superficies de importancia estratigráfica en los modelos secuenciales implican cambios del nivel del mar allogénicos. En contraste, la migración lateral de canales fluviales o mareales y la avulsión de lóbulos en contextos deltaicos pueden generar superficies de discordancia erosiva con trazas fósiles asignables a la icnofacies de *Glossifungites*, pero son procesos inherentes del sistema (autigénicos), por lo tanto, no están relacionadas con variaciones del nivel del mar. (Gingras *et al.*, 2000; MacEachern *et al.*, 2007). En un reciente trabajo, Villegas-Martín *et al.*, (2020) describen dos tipos de superficies de *Glossifungites*, a las que asignan significados estratigráficos secuenciales distintos. Las superficies de *Glossifungites* interpretadas como autigénicas se describen en *firmgrounds* desarrollados en fangolitas de depósitos estuarinos, mientras que las superficies de *Glossifungites* interpretadas como de importancia estratigráfica debido a su origen allogénico, se desarrolla en *stiffgrounds* en depósitos de *shoreface*, mostrando una mayor frecuencia de galerías más grandes. En los testigos corona analizados, se encuentran dos registros de superficies asignables a *Glossifungites*, con dos interpretaciones contrapuestas.

La superficie de *Glossifungites* que se observa en el testigo corona AgTo-1, está compuesta íntegramente por galerías asignadas a *Thalassinoides* isp., desarrolladas en fangolitas, con un relleno pasivo de areniscas. El ambiente inferido para las secciones infra y suprayacentes de esta superficie de *Glossifungites* es un ambiente de frente deltaico. Esta superficie se interpreta como producto de procesos autigénicos del sistema (migración de lóbulos o canales deltaicos). Se llega a esta interpretación porque en un sistema deltaico suele ser muy común este tipo de discordancias erosivas, y son muy frecuentes en el frente deltaico, que es donde se producen los procesos de avulsión de los lóbulos, y donde llegan los canales que avulsionan (Olariu y Bhattacharya, 2006). El ambiente interpretado antes y después de la superficie de *Glossifungites* sigue siendo frente deltaico, por lo que no es necesario suponer grandes cambios en el nivel del mar como para formar dicha superficie. Además, no hay registrados en esa profundidad en subsuelo límites de importancia secuencial. Superficies de *Glossifungites* con similares interpretaciones han sido descritas para la Formación Lajas por Canale *et al.*, (2015).

En cambio, la superficie de *Glossifungites* definida para el sector inferior del testigo corona AgTo-4 coincide exactamente con el límite que divide dos de las tres divisiones de la Formación Lajas en subsuelo (Lajas Medio de Lajas Superior), de acuerdo a los modelos de sísmica y análisis de pozos realizados por YPF S.A. (ver Figuras 3.4, 7. 1). Las trazas fósiles identificadas en este nivel corresponden a *Rizocorallium* isp. con un relleno pasivo de arenisca en un sedimento fino. Estas trazas fósiles son típicas de ambientes marinos (ver Figura 6.1). Si bien el ambiente por debajo y por encima de la superficie de *Glossifungites* es el mismo, una planicie deltaica proximal, aquí si cabe suponer una variación del nivel del mar para explicar la discordancia erosiva. Esto es, porque en el caso anterior, una variación lateral del sistema puede darnos una superficie de erosión en un contexto de frente deltaico, en cambio, en una planicie deltaica proximal es mucho más difícil que una variación lateral pueda explicar dicho proceso. En este caso implicaría una erosión y un posterior avance del mar que permite la colonización del sedimento fino endurecido por organismos marinos que realizan los *Rizocorallium* isp., lo que implica un proceso alogénico. Por lo tanto, se infiere una variación del nivel del mar que está marcando un límite de importancia estratigráfico secuencial (límite de secuencia).

Por ende, si bien una superficie de *Glossifungites* en un contexto deltaico suele tomarse como producto de variaciones autogénicas propias de la dinámica del sistema, hay que tener en cuenta que depende del contexto general en el cual encontramos dicha superficie, y si se tiene la información, cotejar con otras fuentes a fin de ver si tal superficie tiene importancia estratigráfica o no.

## **7.5. EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA FORMACIÓN LAJAS EN SUBSUELO EN EL ÁREA DE SIERRA BARROSA**

Dado que los testigos corona pertenecen al área de Sierra Barrosa/Aguada Toledo en su mayoría, salvo Huincul Norte 1, que se encuentra al sur y Barrosa Norte 1, que se encuentra al norte, se puede plantear una evolución ambiental de los sistemas deposicionales de acuerdo a su profundidad y ubicación. Como se expuso en el capítulo 3, la Formación Lajas en subsuelo ha sido informalmente dividida en Lajas Inferior, Medio y Superior en la zona de Sierra Barrosa. Esta división se hizo en base a sísmica (Freguglia *et al.*, 2009), que luego se ha ido ajustando con distintos estudios de subsuelo,

los cuales interpretan como ambiente de transición parálisis (principalmente frentes deltaicos) al tramo del Lajas Inferior, y como un tramo de planicies deltaicas a ambiente fluvial los tramos del Lajas Medio y Superior. En este trabajo se arriban a conclusiones más detalladas, que se exponen a continuación.

### **7.5.1. Lajas Inferior**

Los cinco testigos corona asignados al Lajas Inferior muestran principalmente ambientes de frente deltaico, en los cuales vemos una dominancia de los frentes deltaicos dominados por procesos fluviales, y frentes deltaicos con cierta evidencia de oleaje, que evolucionan hacia ambientes de frentes deltaicos fluvio-dominados. En el sector más basal, se encuentran los testigos corona AgTo-2, BaN-1 y la parte inferior de HuN-1. El testigo HuN-1 comienza con depósitos interpretados como de prodelta a frente deltaico distal, mientras que el testigo corona AgTo-2 comienza con ambientes de frente deltaico fluvio-dominado, que pasa a un ambiente de frente deltaico con influencia de oleaje, por la evidencia de la bioturbación y evidencias de oleaje y tormenta. Luego, el testigo corona HuN-1 evidencia ambientes de canales fluviales, que se interpreta como un descenso del nivel relativo del mar en ese sector, mientras que en BaN-1, que es la corona situada más al norte, se observa la mayor cantidad de evidencias de oleaje, acompañados por una muy bien desarrollada bioturbación de carácter netamente marino de salinidades normales y alta energía, lo que lleva a interpretar a este testigo corona como el delta con menor influencia fluvial y una dominancia de procesos de oleaje. Esto se interpreta como los procesos fluviales tenían una preponderancia en el sector sur, mientras que hacia el norte estos procesos se veían alternados con procesos de oleaje (Figuras 7.7; 7.8. A).

En el intervalo estratigráfico superior, encontramos la porción final del testigo corona HuN-1, y en el sector más al norte de Sierra Barrosa los testigos corona Ba-1 y AgTo-1. En este segmento del testigo corona Hun-1 se evidencia ambientes de frente deltaico fluvio-dominado con algunas evidencias de oleaje que pasan a un ambiente de planicie deltaica con evidencias de acción marina (posibles mareas?), sin embargo el dominio de los procesos fluviales sigue siendo evidente, por lo tanto se interpreta al subambiente como una planicie deltaica fluvio-dominada con modulación mareal, similar a lo descrito por Gugliotta *et al.* (2015). Mientras tanto, hacia el norte, en el sector de Sierra Barrosa, el testigo corona Ba-1 comienza con un frente deltaico fluvio-dominado

que pasa a una planicie deltaica fluvio-dominada, mientras que el testigo corona AgTo-1 representa solamente un ambiente de frente deltaico fluvio-dominado. Por todo esto se interpreta que el sistema evoluciona hacia una situación donde el aporte fluvial si bien continua en el sur, se hace más importante hacia el sector de Sierra Barrosa (Figuras 7.7; 7.8. B).

### 7.5.2. Lajas Medio

Los tres testigos coronas correspondientes al Lajas Medio (Ba-2, AgTo 2 y Agto-4) tienen una menor preponderancia de los sedimentos de litologías gruesas, y una mayor representación de sedimentos finos. En ninguno de estos testigos corona se interpreta un ambiente de frente deltaico.. El testigo corona Ba-2 tiene un buen desarrollo de canales y una menor influencia de la bioturbación, por lo que se interpreta como un ambiente de planicie deltaica fluvio-dominada distal. En las planicies deltaicas dominadas por procesos fluviales la presencia de la red dentrítica de canales se hace más importante en el sector distal, por lo tanto, la presencia de abundantes niveles interpretados como canales indicaría este subambiente (Olariu y Bhattacharya, 2006; Canale *et al.*, 2015, 2016). Además, la típica bioturbación de planicie con exposición subaerea (ATF 3), con evidencias de acción de raíces e insectos está muy poco desarrollada en este testigo corona, lo que es otra evidencia de que el ambiente es de planicie distal subáqueo (MacEarchen, *et al.*, 2005; Buatois y Mángano, 2011) (Figuras 7.7; 7.8 C).

El testigo corona AgTo-3 muestra marcadas evidencias de una profundización del sistema, con un ambiente que se interpreta como prodelta a frente deltaico distal. Este testigo corona se ubica en profundidad entre los testigos corona Ba-2 (inferior) y AgTo-4 (superior), por lo tanto indicaría una transgresión marina. Es notable recalcar que en profundidades similares se ha observado en los esquemas regionales a partir de estudios sísmicos de interpretación ambiental realizados por Brinkworth *et al* (2018) y Vocaturro *et al.* (2018) posibles niveles que marcarían una transgresión del sistema. La interpretación del testigo corona AgTo-3 llevada a cabo en este trabajo corroboraría esa hipótesis (Figuras 7.7; 7.8.D).

El testigo corona AgTo-4 muestra abundantes evidencias de exposición subaérea y no presenta evidencias de canales. Por lo tanto, se interpreta que el testigo corona Ba-2 se desarrolla en una planicie deltaica proximal, principalmente subaérea. En una planicie

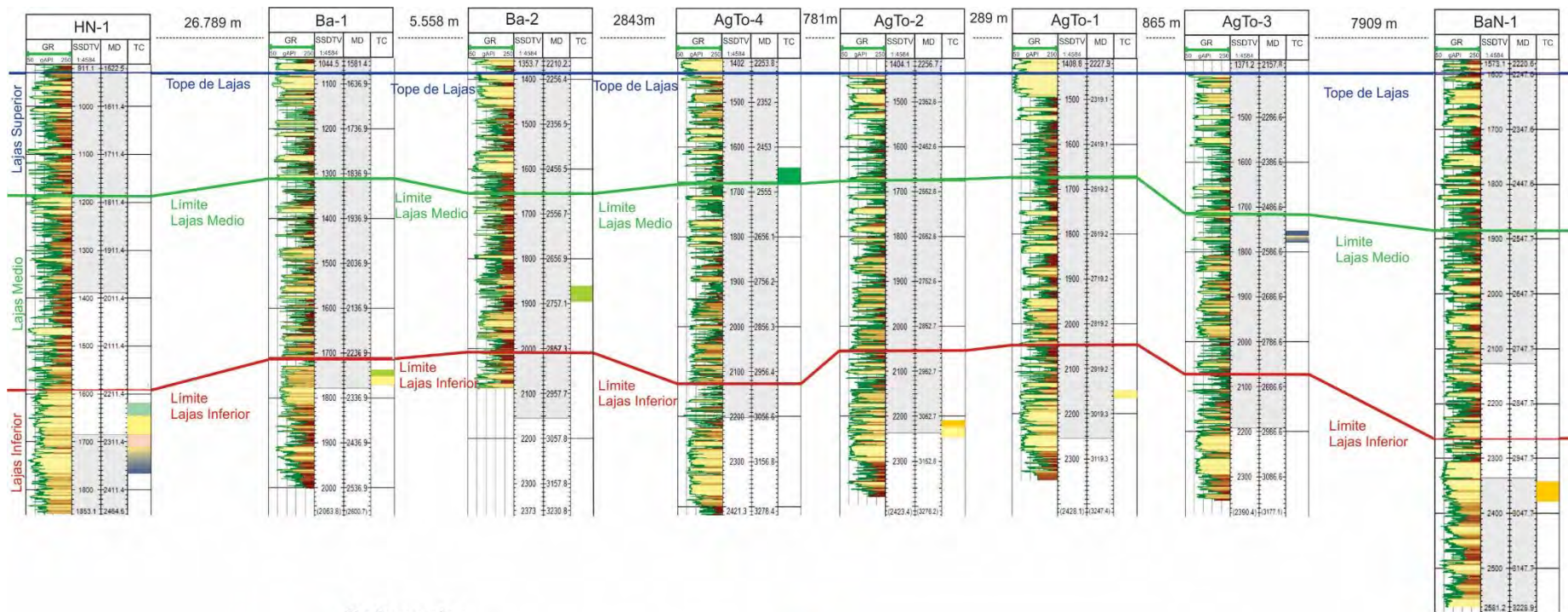
deltaica fluvio-dominada, los canales distributarios siguen un patrón de desarrollo dendrítico, lo que hace que sea mucho más fácil atravesar un canal en un sector más distal, que aguas arriba donde el número de los canales disminuye notablemente (Olariu y Bhattacharya, 2006; Canale *et al.*, 2015, 2016). Además, la bioturbación es muy abundante, y se encuentra representada por la AF 3, que se corresponde a un icnofacies de *Scoyenia*, típica de ambientes de planicie deltaica proximal (Buatois y Mángano, 2011). Esta ausencia de canales y una mayor evidencia de un nivel de agua mucho más bajo permite interpretar al testigo corona AgTo-4 como desarrollado en un ambiente de planicie interdistributaria deltaica proximal (Figuras 7.7; 7.8.D). Es notable que la superficie de *Glossifungites* que separa ambas secciones en AgTo-4, si bien evidencia dos clinoforras sucesivas, las mismas se desarrollan en un subambiente similar (ver Lajas Superior y discusión se superficies de *Glossifungites*).

### 7.5.3. Lajas superior

El único testigo corona que tiene representación del denominado Lajas Superior es el testigo corona AgTo-4, el cual tiene representado el límite entre el denominado Lajas Medio y el Lajas Superior. Ese límite, que fue definido por la sísmica utilizada en el yacimiento por YPF (ver Figura 3.4 y Figura 7.7), se da en la porción inferior de la carrera 2 del testigo corona (ver capítulos 3 y 6) y está representado en el testigo corona no solo por un cambio de litologías, sino también por una superficie de omisión caracterizada por una icnofacies de *Glossifungites*, con *Rhizocorallium* isp. Luego de este límite, el testigo corona tiene un desarrollo muy similar a la sección inferior del mismo, por lo que se sigue interpretando al ambiente como un ambiente de planicie interdistributaria deltaica proximal. Al ser el único testigo corona que representa el Lajas Superior, no podemos afirmar que este ambiente sea el generalizado para toda esta sección. Sin embargo, coincide con las interpretaciones ambientales de los esquemas regionales a partir de estudios sísmicos realizados por Brinkworth *et al.* (2017) y Vocaturro *et al.* (2018) (Figuras 7.7, 7.8 D)

En este trabajo de tesis se llegó a una gran resolución ambiental, pudiendo diferenciar distintos tipos de ambientes deltaicos, como se detallaron previamente. De acuerdo a la distinta profundidad, interpretación paleoambiental y ubicación de cada uno de los testigos corona analizados, se puede inferir una evolución ambiental en los

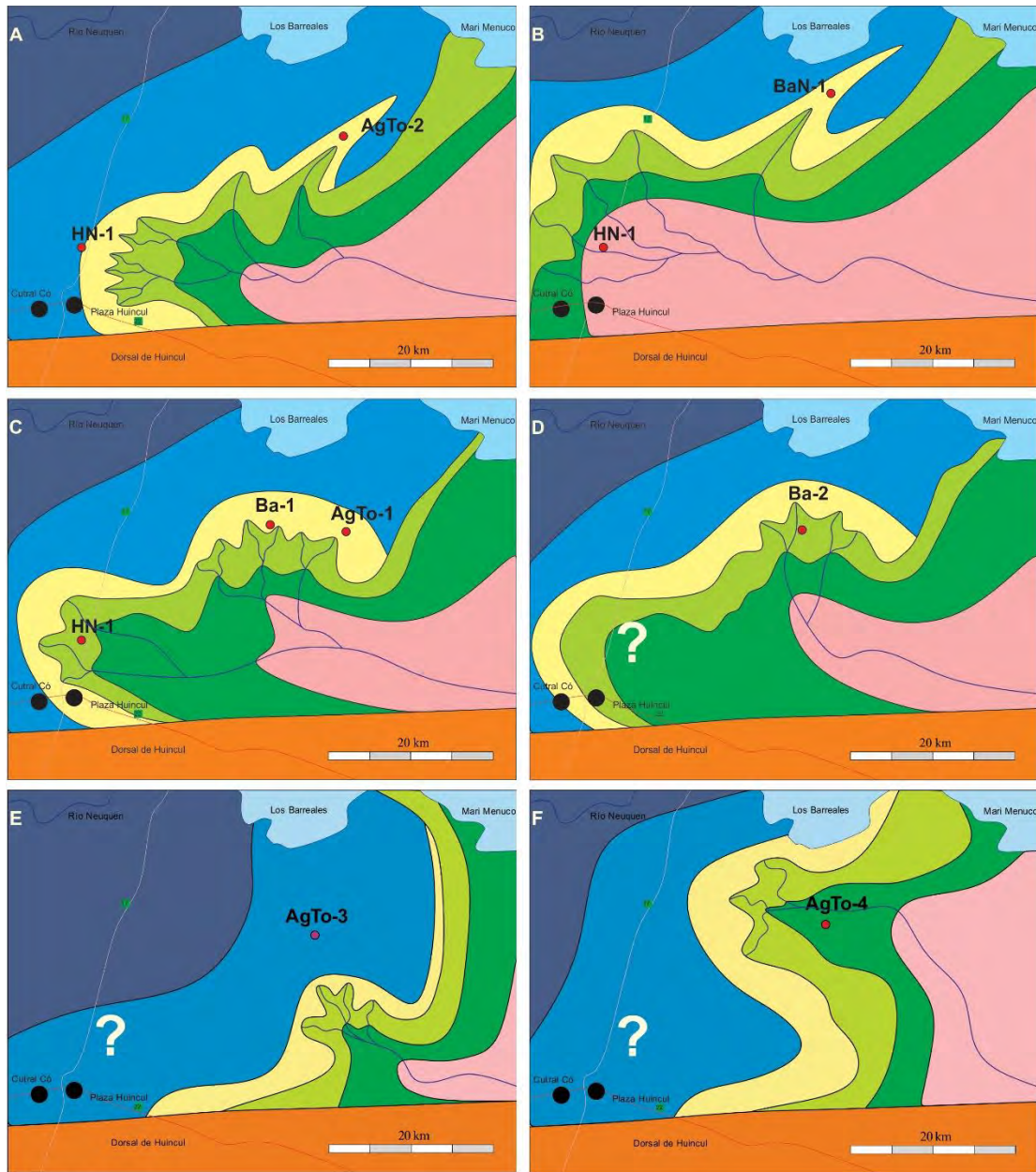
intervalos estratigráficos informales (Lajas Inferior, Lajas Medio, el sector mas basal de Lajas Superior) para el área de Sierra Barrosa. La dirección de progradación de las clinofomas está basada en interpretaciones sísmicas (Gómez Omil *et al.*, 2002; Freguglia *et al.*, 2009, Brinkwork *et al.*, 2017; Vocaturro *et al.*, 2018) (Figura; 7.8).



Referencias:

- Planicie deltaica proximal fluvio-dominada
- Planicie deltaica distal fluvio-dominada
- Planicie deltaica con influencias marinas (¿mareas?)
- Canales
- Frente deltaico dominado por olas
- Frente deltaico dominado por ríos
- Prodelta/Frente deltaico distal

Figura 7.7. Ubicación estratigráfica de los testigos corona en los pozos, con las interpretaciones ambientales dominantes de cada tramo.



Referencias

- Ambiente fluvial
- Planicie deltaica distal
- Planicie deltaica proximal
- Frente deltaico
- Prodelta
- Plataforma

Figura 7.8. Esquema de evolución de los sistemas marinos transicionales en el sector de Sierra Barrosa, Formación Lajas. A, B, C: Lajas Inferior; D, E: Lajas Medio; F: Lajas Superior. A) Se desarrollan deltas fluvio-dominados en el sector de Huincul Norte, mientras que en el sector de Sierra Barrosa hay una alternancia de procesos fluviales y de oleaje. B) Se evidencian sistemas fluviales producto de un descenso del nivel del mar en el sector Huincul Norte, mientras que en el sector de Barrosa Norte se desarrollan deltas con una dominancia de procesos de oleaje. C) La influencia fluvial es mayor en Sierra Barrosa, mientras que en Huincul Norte se observa una alternancia de condiciones fluviales y marinas (¿mareas?). D) En Sierra Barrosa se observa una progradación de los sistemas deltaicos fluvio-dominados. F) Se observa una profundización del sistema en el sector de Sierra Barrosa (¿transgresión?). E) Nueva progradación de sistemas deltaicos fluvio-dominados en Sierra Barrosa.

## 8. CONCLUSIONES

A partir del estudio sedimentológico e icnológico integrado en 8 testigos corona de la Formación Lajas en la zona de Sierra Barrosa/Aguada Toledo; Barrosa Norte y Huincul Norte se arribaron a una serie de conclusiones

Se reconocieron un total de 14 facies sedimentarias en todos los testigos de subsuelo analizados para la Formación Lajas. Estas facies sedimentarias fueron agrupadas en 5 asociaciones de facies distintas, que corresponden a (AF 1 Barras de desembocadura de frente deltaico, AF 2 Canales distributarios; AF 3 Planicie interdistributaria; A F 4 Barras de oleaje; AF 5 Prodelta)

Desde un punto de vista icnológico, se identificaron 15 icnotaxones y 4 estructuras sedimentarias biogénicas (no clasificables), las cuales se agruparon según su ocurrencia en 5 Asociaciones de Trazas Fósiles (ATF 1 *Cruziana* con elementos de *Skolithos*, ATF 2 *Cruziana* empobrecida, ATF 3 *Scoyenia*; ATF 4 *Skolithos* (icnosubfacies de *Macaronichnus*) ATF 5 *Zoophycos*). Cabe destacar la dominancia (traza élite) en las secciones estudiadas de las trazas asignables a la actividad de camarones (*Ophiomorpha irregulaire*; *Gyrolithes* isp.).

Se interpretó una nueva estrategia etológica de construcción de los pellets para *Ophiomorpha irregulaire*, así como también para *Gyrolithes* isp., que consiste en pellets con recubrimiento de restos vegetales y un núcleo arenoso. Asimismo, se estableció una relación genética entre ambos taxones, interpretados como realizados por el mismo productor.

Se prestó especial atención a la distribución de restos vegetales (fitodetritos), y se interpretó a los niveles con fitodetritos como el producto de flujos fluvio-derivados, que depositan su carga de manera principalmente tractiva.

Se identificaron las fases de colonización de las barras de desembocadura de frente deltaico, con una primera fase constructiva relacionada con el input fluvial, y una

segunda fase con una disminución de la influencia fluvial y la colonización por parte de bentos en un ambiente marino de salinidad normal. Los principales factores limitantes para la colonización por parte de la biota marina durante la etapa dominada por inputs fluviales serían principalmente la salinidad, la alta energía y la turbidez del agua. La dominancia de una u otra etapa de las barras implica la permanencia de condiciones de influjo fluvial o de un ambiente marino.

Se reconocieron 2 superficies de *Glossifungites* (AgTo-2 y AgTo-4), que representan discordancias formadas durante eventos erosivos y posterior colonización. En el primer caso, correspondería a cambios autigénicos propios de sistemas deltaicos (migración de lóbulos deltaicos y avulsión de canales). En el segundo caso se interpreta como una superficie de importancia estratigráfica, relacionada con la variación del nivel del mar, y que marca el límite entre el Lajas Medio y el Lajas Superior.

Se interpreta a la Formación Lajas en subsuelo en el área de Sierra Barrosa, Barrosa Norte y Huincul Norte, como desarrollada en ambientes parálicos, principalmente deltas fluvio dominado, con evidencias de oleaje y tormentas subordinadas.

Se propone un modelo de evolución ambiental para la Formación Lajas en la región de Sierra Barrosa, Barrosa Norte y Huincul Norte en el cual, para Lajas Inferior, en el sector más basal, se interpreta que los procesos fluviales tenían una preponderancia en el sector sur, con el desarrollo de frente deltaico dominado por procesos fluviales, mientras que hacia el norte estos procesos se veían alternados con procesos de oleaje, también desarrollados en subambientes de frente deltaico. La presencia de evidencias de ambientes fluviales hacia el sur indicaría un descenso relativo del nivel del mar, mientras que hacia el norte se desarrollan sistemas deltaicos con mayor evidencia aún de dominio de oleaje en condiciones de frente deltaico. Luego, se interpreta que el sistema evoluciona hacia una situación donde el aporte fluvial si bien continua en el sur, se hace más importante hacia el sector de Sierra Barrosa, con desarrollo de frentes deltaicos fluvio-dominados.

Para Lajas Medio se interpreta como desarrollado principalmente en un ambiente de planicie deltaica fluvio-dominado, con abundancia de cuerpos de canales con gran movilidad y canibalización entre sí en la planicie deltaica distal, y escasa evidencia de

exposición subaérea. Sin embargo, evidencias de prodelta indican una transgresión marina en el Lajas Medio, que tiene implicancias en el estudio estratigráfico secuencial de la región.

El límite entre el Lajas Medio y Lajas Superior está marcado por una discordancia erosiva evidenciada por una superficie de *Glossifungites*. Sin embargo, a pesar de esto, el ambiente interpretado para ambas secciones es de planicie deltaica fluvio-dominada proximal, por la abundancia de evidencias de exposición subaérea.

Por lo tanto, se interpreta a toda la sección estudiada en el área de Sierra Barrosa como el resultado de la progradación de clinoforras deltaicas que, si bien muestran una preponderancia de los procesos fluviales, en situaciones laterales a estas zonas se desarrollan ambientes con mayor influencia de procesos marinos.

Los estudios integrados de sedimentología e icnología permiten arribar a modelos paleoambientales de mayor precisión de lo que puede lograr cualquiera de las dos disciplinas por separado, producto de la sinergia inherente que existe entre ambas. A futuro, una mayor integración de ambas disciplinas en el estudio de secciones de subsuelo puede conducir a mejorar nuestro entendimiento del subsuelo no solo de la Formación Lajas y la Cuenca Neuquina, sino de todas las cuencas sedimentarias de la Argentina.

## BIBLIOGRAFÍA

- Ainsworth, R. B., Vakarelov, B. K., & Nanson, R. A. (2011). Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: toward improved subsurface uncertainty reduction and management. *AAPG bulletin*, 95(2), 267-297.
- Ainsworth, R. B., Vakarelov, B. K., MacEachern, J. A., Nanson, R. A., Lane, T. I., Rarity, F., & Dashtgard, S. E. (2016). Process-Driven Architectural Variability In Mouth-Bar Deposits: A Case Study From A Mixed-Process Mouth-Bar Complex, Drumheller, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 86(5), 512-541.
- Angelozzi, G.N. y Pérez Panera, J.P. (2016). Calcareous nannofossil from Los Molles Formation (Pliensbachian – Aalenian), Neuquén Basin, Argentina. *Jurassic Calcareous Nannofossil Workshop*, Lyon, France. P. 6-11.
- Arregui, C., Carbone, O., and Leanza, H.A. (2011a). Contexto tectosedimentario. In Leanza, H.A.; Arregui, C.; Carbone, O.; Danieli, J.C.; Vallés J.M.; (eds). *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén: XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, 2011- p 29-36.
- Arregui, C., Carbone, O., and Martínez, R. (2011b). El Grupo Cuyo (Jurásico temprano-medio) en la cuenca neuquina. In Leanza, H.A.; Arregui, C.; Carbone, O.; Danieli, J.C.; and Vallés J.M.; (eds) *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén: XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, 77-89.
- Arregui, M. G., Buatois, L. A., & Rodriguez, E. (2019). Shrimps and leaves: Phytodetrital pulses and bioturbation in deposits of a river-dominated delta (Middle Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 516, 179-189.
- Arregui, M., Montagna A., O., Rodriguez E., Canale, N., Ponce, J. J., Santiago, E., Coppo, R., Bühler, M. (2019) Paleoenvironmental Interpretation Of The Lajas Formation (Middle Jurassic, Neuquén Basin, Argentina) In *Subsurface: Fluvio- Dominated-Delta*. Search and Discovery Article #51619 AAPG. From International Conference and Exhibition, Buenos Aires, Argentina, August 27-30, 2019 DOI:10.1306/51619Arregui2019
- Augustinus, P.G.E.F. (2002). Biochemical factors influencing deposition and erosion of fine grained sediment. En: Healy, T. et al. (Eds.). *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits, and Function. Proceeding in Marine Science* 4. pp. 203-228.
- Avanzini M., Masetti D., Mietto P., Piubelli D., Roghi G. y Romano R. (2006). Lower Jurassic (Hettangian-Sinemurian) Dinosaur track Megasites, Southern Alps, Northern Italy. *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletins*, 37. pp. 114-126.
- Bedini, P, Rodríguez, E., (2013) Estudio sedimentológico, petrográfico, diagenético, mineralógico y de microscopia electrónica Sondeo XXXXX (Lajas) 1ª y 2ª ccc Formación Lajas. LCV s.r.l. N° de proyecto: 1421-R#3473/13. Estudio realizado para YPF S.A. *Reporte interno inédito*.
- Bedini, P, Rodríguez, E., Soave, L., Clark, P. (2014) Estudio sedimentológico, petrográfico, diagenético, mineralógico y de microscopia electrónica Sondeo XXXXX (Lajas) 1ª y 2ª ccc Formación Lajas. LCV s.r.l. N° de proyecto: 1421-R#3476/14. Estudio realizado para YPF S.A. *Reporte interno inédito*.

- Belaustegui, Z., Domenech, R. & Martinell, J. (2015): Trace fossils of the middle Miocene of the El Camp de Tarragona Basin (NE Spain). In McIlroy, D. (ed.), *Proceedings of Ichnia 2012*, 9. Geological Association of Canada.
- Bertling, M., Braddy, S. J., Bromley, R. G., Demathieu, G. R., Genise, J., Mikuláš, R., ... & Uchman, A. (2006). Names for trace fossils: a uniform approach. *Lethaia*, 39(3), 265-286.
- Bhattacharya, J. P. and Walker, R. G. (1992). Deltas. In *In: Facies Models (Ed. by R. G. Walker & N. P. James)*, pp. 157-177. Geological Association of Canada.
- Bhattacharya, J.P. (2010). Deltas. In: James, N.P. y Dalrymple, R.W. (Eds.). *Facies Models 4*, Geological Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, v. 50. pp. 279-304.
- Bhattacharya, J.P. y Davies, R.K. (2004). Sedimentology and structure of growth faults at the base of the Ferron Member along Muddy Creek, Utah. En: Chidsey, T.C. et al. (Eds.). *Regional to Wellbore Analog for Fluvial-Deltaic Reservoir Modeling: The Ferron Sandstone of Utah: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology*, v. 50. pp. 279-304.
- Bhattacharya, J.P., (2006), Deltas, in Posamentier, H., and Walker, R.G., eds., *Facies Models Revisited: SEPM, Special Publication 84*, p. 237-292
- Boggs, S. Jr. (2006). Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall, 129p.
- Boyd, C., McIlroy, D., Herringshaw, L.G., and Leaman, M. (2012). The recognition of *Ophiomorpha irregulaire* on the basis of pellet morphology: Restudy of material from the type locality. *Ichnos* 19.4: 185-89.
- Boyd, R., Dalrymple, R., & Zaitlin, B. A. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3-4), 139-150.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W. y Zaitlin, B.A. (2006) Estuarine and Incised-Valley Facies Model. En: *Facies Model Revisited*. H.W. Posamentier and R.G. Walker (Eds.), SEPM Special Publication 84, 171-235.
- Brinkworth, W., Vocaturro, G., Loss, M. L., Giunta, D., Mortaloni, E., & Massaferro, J. L. (2017). Integración regional de subsuelo orientado a la exploración y desarrollo de Grupo Cuyo, Cuenca Neuquina. *Tucumán: Congreso Geológico Argentino*.
- Bromley, R. G. (1975). Trace fossils at omission surfaces. In *The study of trace fossils* (pp. 399-428). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Bromley, R. G., and Ekdale, A. A. (1998). *Ophiomorpha irregulaire* (trace fossil): redescription from the Cretaceous of the Book Cliffs and Wasatch Plateau, Utah. *Journal of Paleontology*, 72(4), 773-778.
- Bromley, R. G., and Frey, R. W. (1974). Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 23(3-4), 311-335.
- Bromley, R. G., and Pedersen, G. K. (2008). *Ophiomorpha irregulaire*, Mesozoic trace fossil that is either well understood but rare in outcrop or poorly understood but common in core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270(3-4), 295-298.
- Bromley, R. G., Milan, J., Uchman, A., & Hansen, K. S. (2009). Rheotactic *Macaronichnus*, and human and cattle trackways in Holocene beachrock, Greece: reconstruction of paleoshoreline orientation. *Ichnos*, 16(1-2), 103-117.

- Bromley, R.G. (1990). Trace Fossils. Biology and Taphonomy. Unwin Hyman.
- Bromley, R.G. (1996). Trace fossils. Biology, Taphonomy and Applications. London: Chapman & Hall.
- Bromley, R.G. and Asgaard, U. (1993a). Two bioerosion ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change. *Geologische Rundschau*, 82, 276–280.
- Bromley, R.G., Pemberton, S.G. and Rahmani, R.A. (1984). A Cretaceous woodground: the *Teredolites* ichnofacies. *Journal of Paleontology*, 58, 488–498.
- Buatois, L. A., and Mángano, M. G. (2011). *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press.
- Buatois, L. A., Saccavino, L. L., and Zavala, C. (2011). Ichnologic signatures of hyperpycnal flow deposits in Cretaceous river-dominated deltas, Austral Basin, southern Argentina. *in* Slatt, R.M., and Zavala, C., eds., *Sediment Transfer from Shelf to Deep Water: Revisiting the Delivery System*: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, v. 61, p. 153–170.
- Buatois, L.A. and Mángano, M.G. (1995). The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia* ichnofacies: an archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. *Ichnos*, 4, 151–161.
- Buatois, L.A. and Mángano, M.G. (2004a). Animal–substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. *In The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, ed. D. McIlroy, Geological Society Special Publication, 228, 311–333.
- Buatois, L.A., Bromley, R.G., Mángano, M.G., Bellosi, E. y Carmona, N.B. (2003). Ichnology of shallow marine deposits in the Miocene Chenque Formation of Patagonia: Complex ecologic structure and niche partitioning in Neogene ecosystems. *En: Buatois, L.A. y Mángano, M.G. (Eds.), Ichnología: Hacia una convergencia entre geología y biología. Publicación Especial de la Asociación Paleontológica Argentina 9. pp. 85-95.*
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., Alissa, A. y Carr, T.R. (2002). Sequence stratigraphic and sedimentologic significance of biogenic structures from a late Paleozoic reservoir, Morrow Sandstone, subsurface of Southwest Kansas, USA. *Sedimentary Geology* 152. pp. 99–132.
- Buatois, L.A., Netto, R.G. y Mángano, M.G. (2007). Ichnology of Permian marginal-marine to shallowmarine coal-bearing successions: Rio Bonito and Palermo Formations, Parana basin, Brazil. *In: MacEchern, K.L. (Eds.). Applied Ichnology. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes*, 52. pp. 167–177.
- Buatois, L.A., Wisshak, M., Wilson, M.A. & Mángano, M.G. (2017): Categories of architectural designs in trace fossils: a measure of ichnodisparity. *Earth-Science Reviews* 164, 102–181
- Canale, N. y Ponce, J.J. (2012). Sedimentología de sistemas de lóbulos y canales hiperpícnicos en la Formación Lajas, área de Portada Covunco, Neuquén, Argentina. *En XIII Reunión Argentina de Sedimentología Resúmenes, Argentina: Asociación Argentina de Sedimentología.*
- Canale, N., Ponce, J. J., Carmona, N. B., & Drittanti, D. I. (2016). Ichnology of Deltaic Mouth-Bar Systems of the Lajas Formation (Middle Jurassic) in the Sierra de la Vaca Muerta, Neuquén Basin, Argentina. *Ameghiniana*, 53(2), 170-183.

- Canale, N., Ponce, J. J., Carmona, N. B., Drittanti, D. I., Olivera, D. E., Martínez, M. A., & Bournod, C. N. (2015). Sedimentología e Icnología de deltas fluvio-dominados afectados por descargas hiperpícnicas de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean geology*, 42(1), 114-138.
- Canale, N., Ponce, J. J., Carmona, N. B., Parada, M. N., & Drittanti, D. I. (2020). Sedimentology and ichnology of a river-dominated delta, Lajas Formation (Middle Jurassic), Neuquén basin, Argentina. *Andean Geology*, 47(1), 179-206.
- Carmona, N. B., Buatois, L. A., Mángano, M. G., and Bromley, R. G. (2008). Ichnology of the Lower Miocene Chenque formation, Patagonia, Argentina: Animal-substrate interactions and the modern evolutionary fauna. *Ameghiniana*, 45(1), 93-122.
- Carmona, N. B., Ponce, J. J., Wetzel, A., Bournod, C. N., & Cuadrado, D. G. (2012). Microbially induced sedimentary structures in Neogene tidal flats from Argentina: paleoenvironmental, stratigraphic and taphonomic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 353, 1-9.
- Carmona, N.B., Buatois, L.A., Ponce, J.J. y Mángano, M.G. (2009). Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: Trace fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273. pp. 75–86.
- Catuneanu, O., (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 336 pp.
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 44(3), 173-245.
- Chamberlain, C.K. (1971b): Bathymetry and paleoecology of Ouachita Geosyncline of Southeastern Oklahoma as determined from trace fossils. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 55, 34–50.
- Clark, P., Martínez, A. (2015). Estudio sedimentológico, petrográfico, diagenético, mineralógico y de microscopia electrónica Sondeo XXXXX (Lajas) 1ª y 2ª ccc Formación Lajas. LCV s.r.l. N° de proyecto: 1421-R#3799/15. Estudio realizado para YPF S.A. *Reporte interno inédito*.
- Clark, P., Soave, L., Fischer, A. (2015). Estudio sedimentológico, petrográfico, diagenético, mineralógico y de microscopia electrónica Sondeo XXXXX (Lajas) 1ª y 2ª ccc Formación Lajas. LCV s.r.l. N° de proyecto: 1421-R#3809/15. Estudio realizado para YPF S.A. *Reporte interno inédito*.
- Clifton, E.H. (2006) A reexamination of facies models for clastic shorelines. En: *Facies Models Revisited*. H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.) SEPM Special Publication 84, 293-337.
- Clifton, H. E., & Thompson, J. K. (1978). *Macaronichnus segregatis*; a feeding structure of shallow marine polychaetes. *Journal of Sedimentary Research*, 48(4), 1293-1302.
- Coleman, J. M., & Wright, L. D. (1975). Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In *Deltas: Models for Exploration, 1975, Houston, Geological Society. Pages 99-149. AAPG*.
- Collinson, J. D. (1969). The sedimentology of the Grindslow shales and the Kinderscout grit; a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Research*, 39(1), 194-221.
- Collinson, J.D. y Thompson, D.B. (1989) *Sedimentary Structures*. Segunda Edición. Unwin Hyman, London, UK, pp. 1-207.

- Collinson, J.D., Mountney, N. y Thompson, D. (2006) *Sedimentary Structures*. Tercera Edición. Terra Publishing. Harpenden, England, pp. 292.
- D'Alessandro, A., & Bromley, R. G. (1987). Meniscate trace fossils and the Muensteria–Taenidium problem. *Palaeontology*, 30(Part 4), 743-763.
- Dalrymple, R.W. (1992). Tidal depositional systems. In *Facies Models and Sea Level Changes*, ed. R.G. Walker and N.P. James, St. John's, Canada: Geological Association of Canada, 195–218.
- Dasgupta, S., Buatois, L. A., and Mángano, M. G. (2016). Living on the edge: evaluating the impact of stress factors on animal–sediment interactions in subenvironments of a shelf-margin delta, the Mayaro Formation, Trinidad. *Journal of Sedimentary Research*, 86(9), 1034-1066.
- Dashtgard, S. E., & Gingras, M. K. (2012). Marine invertebrate neioichnology. En: Knaust, D., Bromley, R.G. (Eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. Developments in Sedimentology (Vol. 64, pp. 273-295). Elsevier.
- Davis, R. A. (2012). Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. *In Principles of tidal sedimentology* (pp. 35-55). Springer, Dordrecht.
- Davis, R.A. y Dalrymple, R.W. (Eds.). 2012. *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, New York. pp. 621.
- de Gibert, J. M., Mas, G., and Ekdale, A. A. (2012). Architectural complexity of marine crustacean burrows: unusual helical trace fossils from the Miocene of Mallorca, Spain. *Lethaia*, 45(4), 574-585.
- de Saporta, G. (1884). Les organismes problématiques des anciennes mers. Libraire de L'Académie de Médecine.
- Dietze, V., Hillebrandt, A. V., Riccardi, A., and Schweigert, G. (2012). Ammonites and stratigraphy of a Lower Bajocian (Middle Jurassic) section in Sierra Chacaico (Neuquén Basin, Argentina). *Zitteliana*, 119-139.
- Digregorio, J. H. (1972). Neuquén. In: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias. República Argentina. pp. 439-506. Córdoba.
- Duke, W. L., Arnott, R. W. C., & Cheel, R. J. (1991). Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19(6), 625-628.
- Ehrenberg K (1944) Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit ausdem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift* 23:354–359.
- Ekdale, A. A., Bromley, R. G., and Pemberton, S. G. (1984). Ichnology: The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy: SEPM Short Course Notes, 14. *Tulsa, OK*.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., and Loope, D.B. (2007). Ichnofacies of an Ancient Erg: A Climatically Influenced Trace Fossil Association in the Jurassic Navajo Sandstone, Southern Utah, USA. In *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*, ed. W. Miller III, Amsterdam: Elsevier, pp. 562–564.
- Elliott, T. (1974). Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, 21(4), 611-622.
- Elliott, T., & Reading, H. G. (1986). Deltas. *in* Sedimentary environments and facies. Siliciclastic shorelines. Blackwell, Oxford, 155-188.

- Emig CC, Gall J-C, Pajaud D et al (1978) Réflexions critiques sur l'écologie et la systématique des lingules actuelles et fossiles. *Geobios* 11:573–609.
- Folguera, A., Ramos, V. A., and Melnick, D. (2002). Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39 S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 227-240.
- Franzese, J. R., Veiga, G. D., Schwarz, E., and Gómez-Pérez, I. (2006). Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 163(4), 707-721.
- Franzese, J., Spalletti, L., Pérez, I. G., and Macdonald, D. (2003). Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32–54 S). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 81-90.
- Freguglia, E., Agulleiro Insúa, L., Díaz, A. B., Navarro C., Barrionuevo, L., Pelaitai, H., Palazzetti, G., Villarroel, S., Boggetti, D. (2009). Estudio Estratigráfico Regional Fm. Lajas, Gr. Cuyo (Cuenca Neuquina – Provincia del Neuquén) *PyT Consultora S.R.L. Internal report. YPF.*
- Frey, R. W., Howard, J. D., and Pryor, W. A. (1978). *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23, 199-229.
- Frey, R.W. and Pemberton, S.G. (1987). The *Psilonichnus* ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35, 333– 357.
- Frey, R.W. and Pemberton, S.G. (1987). The *Psilonichnus* ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35, 333– 357.
- Frey, R.W. and Seilacher, A. (1980). Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13, 183–207.
- Frey, R.W. y Goldring, R. 1992. Marine event beds and recolonization surfaces as revealed by trace fossil analysis. *Geological Magazine*, 129. pp. 325–335.
- Frey, R.W., Curran, H.A. and Pemberton, S.G. (1984a). Tracemaking activities of crabs and their environmental significance; the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journal of Paleontology*, 58, 333–350.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. and Saunders, T.D.A. (1990). Ichnofacies and bathymetry: A passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64, 155–158.
- Galloway, W.E. (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In *Deltas, Models for Exploration*, ed. M.L. Broussard, Houston, TX: Houston Geological Society, pp. 87–89.
- Gastaldo, R. A., Douglass, D. P., and McCarroll, S. M. (1987). Origin, characteristics, and provenance of plant macrodetritus in a Holocene crevasse splay, Mobile Delta, Alabama. *Palaios*, 229-240.
- Genise, J.F., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Laza, J. and Verde, M. (2000). Insect trace fossil associations in paleosols: The *Coprinisphaera* ichnofacies. *Palaios*, 15, 33–48.
- Genise, J.F., Melchor R.N., Bellosi, E.S. and Verde. (2010). Invertebrate and Vertebrate Trace Fossils from Continental Carbonates. In *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*, ed. A.M. Alonso-Zarza

- Gerard, J., & Bromley, R. (2008). Ichnofabrics in clastic sediments: applications to sedimentological core studies. J. Gerard.
- Gingras, M. K., & Zonneveld, J. P. (2015). Tubular tidalites: a biogenic sedimentary structure indicative of tidally influenced sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 85(7), 845-854.
- Gingras, M. K., Bann, K. L., Maceachern, J. A., & Pemberton, S. G. (2009). A conceptual framework for the application of trace fossils. In: MaEarchen J.A., Bann K.L, Gingras M.K., Pemberton S.G. (eds) *Applied ichnology. SEPM Short Course Notes 52*, pp 1-25.
- Gingras, M.K., Pemberton, S.G., Saunders, T.D.A. y Clifton, H.E. (1999). The ichnology of modern and Pleistocene brackish-water deposits at Willapa Bay, Washington; Variability in estuarine settings: *Palaos*, 14. pp. 352–374.
- Giusiano, A., Mendiberri, H., and Carbone, O. (2011). Introducción a los Recursos Hidrocarburíferos. In Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., and Vallés, J.M.(eds.), *Relatorio Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén: XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, 2011. p. 639–644.
- Gómez Omil, R., Schmithalter, J., Cangini, A., Albariño L.M. y Corsi, A. (2002). El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huinul, consideraciones estratigráficas, tectónicas y petroleras. Cuenca Neuquina. I° *Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG, Buenos Aires, Argentina, Actas. pp. 22.
- Gugliotta, M., Fairman Jr, J. G., Schultz, D. M., and Flint, S. S. (2016c). Sedimentological and paleoclimate modeling evidence for preservation of Jurassic annual cycles in sedimentation, western Gondwana. *Earth Interactions*, 20(19), 1-21.
- Gugliotta, M., Flint, S. S., Hodgson, D. M., & Veiga, G. D. (2016a). Recognition criteria, characteristics and implications of the fluvial to marine transition zone in ancient deltaic deposits (Lajas Formation, Argentina). *Sedimentology*, 63(7), 1971-2001.
- Gugliotta, M., Flint, S. S., Hodgson, D. M., and Veiga, G. D. (2015). Stratigraphic record of river-dominated crevasse subdeltas with tidal influence (Lajas Formation, Argentina). *Journal of Sedimentary Research*, 85(3), 265-284.
- Gugliotta, M., Kurcinka, C. E., Dalrymple, R. W., Flint, S. S., & Hodgson, D. M. (2016b). Decoupling seasonal fluctuations in fluvial discharge from the tidal signature in ancient deltaic deposits: an example from the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 173(1), 94-107.
- Gulisano, C. A. and Hinterwimmer, G. (1986). Facies deltaicas del Jurásico medio en el oeste de Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3a Época, III(8): 2-31.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. (1995). The Jurassic of the Neuquén Basin: Mendoza Province. *Guía de Campo. Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial 159*. pp. 103.
- Gulisano, C.A. y Pando, G.A. (1981). Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañico, Departamento Collon Cura, Provincia del Neuquén. En *Congreso Geológico Argentino, No. 8, Actas 3*. San Luis. pp. 553-577.
- Haldeman, S. S. (1840). Supplement to Number One of "A monograph of the Limniades, or freshwater univalve shells of North America," containing descriptions of apparently new animals in different

- classes, and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa. J. Dobson, Philadelphia.
- Häntzschel, W., & Teichert, C. (1975). *Miscellanea, Trace Fossils and Problematica*. Geological Society of America, Incorporated and University of Kansas Press.
- Hauck, T. E., Dashtgard, S. E., Pemberton, S. G., & Gingras, M. K. (2009). Brackish-water ichnological trends in a microtidal barrier island–embayment system, Kouchibouguac National Park, New Brunswick, Canada. *Palaios*, 24(8), 478-496.
- Heer, O. (1877). *Flora fossilis helvetiae*. Wurster.
- Howard JD, Frey RW (1984) Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Can J Earth Sci* 21:200–219.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., and Veiga, G. D. (2005). The Neuquén basin: an overview. In Veiga, G.D., Spalletti, L.A.; Howell, J.A. and Schwartz, E. (Eds.). *The Neuquén Basin, A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publications 252. London. pp. 83-108. *Geological Society, London, Special Publications*, 252(1), 1-14.
- Hunt, A. P., & Lucas, S. G. (2007). Tetrapod ichnofacies: a new paradigm. *Ichnos*, 14(1-2), 59-68.
- Hunt, D., Tucker, M.E., (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sediment. Geol.* 81, 1–9.
- Jervey, M. T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St.C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 47–69. SEPM Special Publication 42.
- Jopling, A. V., & Walker, R. G. (1968). Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Research*, 38(4), 971-984.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C., & Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17(4), 324-328.
- Kelly, S. R., & Bromley, R. G. (1984). Ichnological, nomenclature of clavate borings. *Palaeontology*, 27(Part 4), 793-807.
- Kern, H. P., Lavina, E. L., Paim, P. S., & Leanza, H. A. (2019). Stratigraphic evolution of the nearshore to fluvial plain of the Upper Cuyo Group, Neuquén, Argentina. *Sedimentology*, 66(7), 2686-2720.
- Knaust, D. (2015): *Siphonichnidae* (new ichnofamily) attributed to the burrowing activity of bivalves: ichnotaxonomy, behaviour and palaeoenvironmental implications. *Earth-Science Reviews* 150, 497–519.
- Knaust, D. (2017). *Atlas of trace fossils in well core: appearance, taxonomy and interpretation*. Springer.
- Knaust, D., and Bromley, R. G. (Eds.). (2012). *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. Developments in Sedimentology, v. 64. Elsevier.
- Kurcinka, C. (2014). *Sedimentology and facies architecture of the tide-influenced, river-dominated delta-mouth bars in the lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina (Doctoral dissertation)*.

- Kurcinka, C., Dalrymple, R. W., & Gugliotta, M. (2018). Facies and architecture of river-dominated to tide-influenced mouth bars in the lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina. *AAPG Bulletin*, 102(5), 885-912.
- Laing, B. A., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Narbonne, G. M., and Gougeon, R. C. (2018). *Gyrolithes* from the Ediacaran-Cambrian boundary section in Fortune Head, Newfoundland, Canada: Exploring the onset of complex burrowing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Leaman, M., McIlroy, D., Herringshaw, L. G., Boyd, C., and Callow, R. H. T. (2015). What does *Ophiomorpha irregulaire* really look like? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 439, 38-49.
- Leanza, H. (2009). Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, 11(2), 145-184.
- Leanza, H.A. (1992). Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(3-4): 272-299.
- Leanza, H.A., and Hugo, C.A. (2001). Hoja Geológica Zapala, Hoja 3969-I, 1:250.000. *Instituto de Geología y Recursos Minerales*, Boletín 275: 1-128.
- Leeder, M.R. (1999) *Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics*. Blackwell Publishing, Oxford, UK, pp.592.
- Legarreta, L. & Uliana, M.A. (1996). The Jurassic succession in westcentral Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120: 303-30.
- Leymerie, M. A. (1842). Suite du mémoire sur le Terrain Crétacé du département de l'Aube, 2eme partie. *Mémoires de la Société géologique de France*, 1ère série, 5, 34.
- Licitra, D., T.; Bravín, N. E.; Gutierrez, F.E.; Montagna; A.O. (2011). Characterization of low permeability sands of Lajas Formation, Loma La Lata-Sierra Barrosa Block, Neuquén Basin, Argentina. (*AAPG Geosciences Technology Workshop. Unconventional Resources: Basics, Challenges and Opportunities for New Frontier Plays*).
- Limeres, M. (1996). Sequence Stratigraphy of the Lower-Middle Jurassic in Southern Neuquén: Implications for Unraveling Synsedimentary Tectonics along the Huincul Wrench System. *GeoResearch Forum* 1-2: 275-284.
- Llambías, E. J., Leanza, H. A., & Carbone, O. (2007). Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2), 217-235.
- Llanos, M. P. I., Kietzmann, D. A., Martínez, M. K., & Minnissini, D. (2019). Magnetostratigraphy of a Middle Jurassic delta system (Lajas Formation), Portada Covunco section, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 102235.

- Lobza, V., & Schieber, J. (1999). Biogenic sedimentary structures produced by worms in soupy, soft muds; observations from the Chattanooga Shale (Upper Devonian) and experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 69(5), 1041-1049.
- Lockley, M.G. (1987). Dinosaur footprints from the Dakota Group of eastern Colorado. *The Mountain Geologist*, 24, 107–122.
- Lockley, M.G., Hunt, A.P., & C. Meyer. (1994). Vertebrate tracks and the ichnofacies concept: implications for paleoecology and palichnostratigraphy. En: Donovan, S. (ed.), *The paleobiology of trace fossils*. JohnWiley & Sons, Chichester: 241-268.
- Lopez-Cabrera, M. I., and Olivero, E. B. (2014). *Ophiomorpha irregulaire* and associated trace fossils from the Upper Cretaceous of Patagonia, Argentina: Palaeogeographical and ethological significance. *Spanish Journal of Palaeontology*, (1), 33-44.
- Lowe, D.R. (1979) Sediment gravity flows: their classification and some problems of applications to natural flows and deposits. En: *Geology of Continental Slopes* Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. Jr. (Eds.) *SEPM Special Publication 27*, 75-82.
- Lundgren B (1891) Studier öfver fossilförande lösa block. *Geol Fören Stockh Förh* 13:111–121.
- MacEachern, J. A., Bann, K. L., Bhattacharya, J. P., & Howell Jr, C. D. (2005). Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides.in Giosan, L., and Bhattacharya, J.P., eds., *River Delta: Concepts, Models, and Examples: SEPM, Special Publication 83*, p. 49–85.
- MacEachern, J. A., Bechtel, D. J., & Pemberton, S. G. (1992b). Ichnology and sedimentology of transgressive deposits, transgressively-related deposits and transgressive systems tracts in the Viking Formation of Alberta..S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. SEPM Core Workshop Notes 17, pp. 251–290.
- MacEachern, J. A., Dashtgard, S. E., Knaust, D., Catuneanu, O., Bann, K. L., & Pemberton, S. G. (2012). Sequence stratigraphy. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 64, pp. 157-194). Elsevier.
- MacEachern, J. A., Raychaudhuri, I., & Pemberton, S. G. (1992a). Stratigraphic applications of the Glossifungites ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. SEPM Core Workshop Notes 17, pp. 251–290.
- MacEachern, J.A. and Pemberton, S.G. (1992). Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. En: Pemberton, S.G. (Ed.). *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. Society for Sedimentary Geology Core Workshop, 17. pp. 57-84.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L. and Dafoe, L.T. (2007c). Use of trace fossils in genetic stratigraphy. In *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*, ed. W. Miller III, Amsterdam: Elsevier, pp. 110–134.
- MacEachern, J.A., Zaitlin, B.A. y Pemberton, S.G. (1999). A sharpbased sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 69. pp. 876–892.

- Mángano, M.G. and Buatois, L.A. (1991). Discontinuity surfaces in the Lower Cretaceous of the High Andes (Mendoza, Argentina): Trace fossils and environmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 215–229.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A. (2004). Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent. En: McIlroy, D. (Ed.). The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis. Geological Society, London, Special Publication, 228. pp. 157-178.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. and Muñiz-Guinea, F. (2005). Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formaiton) of northwestern Argentina: animal–substrate interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. *Ameghiniana*, 42, 641–668.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., West, R. y Maples, C.G. (2002). Ichnology of an equatorial tidal flat: The Stull Shale Member at Waverly, eastern Kansas. *Bulletin of the Kansas Geological Survey* 245. pp. 130.
- Martínez, M.A. (2000). Nueva especie de espóra trilete y palinofacies del Jurásico Medio de Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 32. 363-370 pp.
- Martínez, M.A. y Quattrocchio, M.E. (2005). Paleomicroplancton marino del Jurásico Medio (Formaciones Los Molles, Lajas y Lotena) en el centro-oeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. Evaluación palinoestratigráfica y paleoambiental. 2º Simposio Argentino del Jurásico. *Ameghiniana* 42 Suplemento, 2005 – Resúmenes. pp. 54.
- Martínez, M.A., Prámparo, M.B., Quattrocchio, M.E. y Zavala, C.A. (2008). Depositional environments and hydrocarbon potential of the Middle Jurassic Los Molles Formation, Neuquén Basin, Argentina: palynofacies and organic geochemical data. *Revista Geológica de Chile* 35. pp. 279-305.
- Marynowski, L., Scott, A. C., Zatoń, M., Parent, H., and Garrido, A. C. (2011). First multi-proxy record of Jurassic wildfires from Gondwana: evidence from the Middle Jurassic of the Neuquén Basin, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(1-2), 129-136.
- Massalongo, A. B. (1855). Zoophycos, novum genus plantarum fossilium: monographia: cum 3 tabulis lithographicis. Typis Antonellianis.
- Mayoral, E., and Muñiz, F. (1993). Consideraciones paleoetológicas acerca de *Gyrolithes*. *Jornadas de Paleontología*, 9(1993), 18-22.
- Mayoral, E., and Muñiz, F. (1998). Nuevos datos icnotaxonómicos sobre *Gyrolithes* del Plioceno Inferior de la Cuenca del Guadalquivir (Lepe, Huelva, España). *Revista Española de Paleontología*, 13(1), 61-69.
- McIlroy, D. (2004). Some ichnological concepts, methodologies, applications and frontiers. In: McIlroy, D. (Ed.), The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 228, pp. 3–27.
- McIlroy, D. (2008). Ichnological analysis: the common ground between ichnofacies workers and ichnofabric analysts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270, 332–338.
- McIlroy, D., (2007). Ichnology of a macrotidal tide-dominated deltaic depositional system: Lajas Formation, Neuquén Province, Argentina. In: Bromley, R.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G.,

- Genise, J.F., and Melchor, R.N. (Eds), *Sediment–Organism Interactions: a Multifaceted Ichnology*. SEPM Special Publication, 88, pp. 193–210.
- McIlroy, D., Flint, S., & Howell, J. A. (1999). Sequence stratigraphy and facies architecture of tidal succession, in an extensional basin; Neuquén Basin, Argentina. In *AAPG, Annual Meeting Expanded Abstracts* (Vol. 1999, pp. A91-A92).
- McIlroy, D., Flint, S., Howell, J. A., and Timms, N. (2005). Sedimentology of the tide-dominated Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. In Veiga, G.D., Spalletti, L.A.; Howell, J.A. and Schwartz, E. (Eds.). *The Neuquén Basin, A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252(1)*, 83-107
- Miall, A. D. (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology*. Miall, A. D. (Ed.). *Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin, Memories 5*, 579-604.
- Mjøes, R., Walderhaug, O., and Prestholm, E. (1993) Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group Yorkshire, UK. In: *Alluvial Sedimentation*. Marzo, M. and Puigdefábregas, C. (Eds), pp. 167-184. International Association of Sedimentologists Special Publication 17, Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Montagna; A.O; Licitra, D., T.; Gutierrez, F.E.; Buhler, M. (2012). Análisis estratigráfico - sedimentológico, a partir de la integración de datos de subsuelo y superficie, de la F. Lajas Inferior en el yacimiento Cupen Mahuida, Neuquén, Argentina *III Jornadas de Geología YPF Comodoro Rivadavia*.
- Morgans-Bell, H. S., and McIlroy, D. (2005). Palaeoclimatic implications of Middle Jurassic (Bajocian) coniferous wood from the Neuquén Basin, west-central Argentina. *Geological Society, London, Special Publications, 252*, 267-278.
- Mørk, A., & Bromley, R. G. (2008). Ichnology of a marine regressive systems tract: the Middle Triassic of Svalbard. *Polar Research, 27(3)*, 339-359.
- Morton, R.A. (1988). Nearshore responses to great storms. En: Clifton, H.E. (Ed.). *Sedimentologic consequences of convulsive geologic events. Geological Society of America, Orlando*. pp. 7-22.
- Mulder, T. y Syvitski, J.P.M. (1995) Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharge to the world's oceans. *Journal of Geology* 103, 285-298.
- Muñoz, D. F., Mángano, M. G., & Buatois, L. A. (2019). Unravelling Phanerozoic evolution of radial to rosette trace fossils. *Lethaia*.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F. y Tinterri, R. (2009) Turbidites and turbidity currents from Alpine “fluschi” to the exploration of continental margins. *Sedimentology* 56. 267-318.
- Nara, M., & Seike, K. (2004). *Macaronichnus segregatis*-like traces found in the modern foreshore sediments of the Kujukuri-hama coast, Japan. *Journal-Geological Society Of Japan*, 110(9), 545-551.
- Nara, M., & Seike, K. (2019). Palaeoecology of *Macaronichnus segregatis degiberti*: Reconstructing the infaunal lives of the traviid polychaetes. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 516, 284-294.

- Netto, R. G., Buatois, L. A., Mángano, M. G., and Balistieri, P. R. M. N. (2007). *Gyrolithes* as a multipurpose burrow: An ethologic approach. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10(3), 157-168. New York, 226 pp.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. 2nd ed. Oxford, U.K., Blackwell, 419 pp.
- Nicholson, H.A. (1873). Contributions to the study of the Errant Annelides of the Older Palaeozoic rocks. Abstract. *Proceedings of the Royal Society of London*, 21:288-290.
- Olariu, C., & Bhattacharya, J. P. (2006). Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. *Journal of sedimentary research*, 76(2), 212-233.
- Olariu, C., Steel, R. J., & Petter, A. L. (2010). Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *AAPG bulletin*, 94(6), 819-845.
- Olariu, C., Steel, R. J., Vann, N. K., Tudor, E. P., Shin, M., Winter, R. R., ... & Minisini, D. (2020). Criteria for recognizing shelf-slope clinoforms in outcrop; Jurassic Lajas and Los Molles formations, S. Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research*, 32(Clinoforms and Clinotherms: Fundamental Elements of Basin Infill), 279-292.
- Olivero, D., & Gaillard, C. (2007). A constructional model for Zoophycos. In Trace Fossils (pp. 466-477). Elsevier.
- Orton, G. J., & Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 475-512.
- Paim, P. S., Silveira, A. S., Lavina, E. L., Faccini, U. F., Leanza, H. A., de Oliveira, J. T., and D'Avila, R. S. (2008). High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group, Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén Basin. In *Revista de la Asociación Geológica Argentina. Simposio Jurásico de América del Sur* (Vol. 63, No. 4, pp. 728-753).
- Pedersen, G. K., and Bromley, R. G. (2006). *Ophiomorpha irregulaire*, rare trace fossil in shallow marine sandstones, Cretaceous Atane Formation, West Greenland. *Cretaceous Research*, 27(6), 964-972.
- Pemberton, S. G. (2001). Ichnology & sedimentology of shallow to marginal marine systems. *Geol. Assoc. Can., Short Course*, 15, 343.
- Pemberton, S. G., & MacEachern, J. A. (1995). The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous foreland basin of Alberta, Canada. In: Van Wagoner, J.C., Bertram, G. (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America*, AAPG Mem. 64, pp. 429-475. Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., 1997.
- Pemberton, S. G., Frey, R. W., Ranger, M. J., and MacEachern, J. (1992). The conceptual framework of ichnology. Pemberton SG (ed) (1992) *Applications of ichnology to petroleum exploration. A core workshop. SEPM Core Workshop*, vol 17, 429 pp
- Pemberton, S. G., MacEachern, J. A., & Brett, C. E. (1997). The ichnological signature of storm deposits: the use of trace fossils in event stratigraphy. *Paleontological Events. Stratigraphic, ecological and evolutionary implications*. Columbia University Press, New York, 73-109.

- Pemberton, S.G. y Frey, R.W. (1984). Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. En: Stott, D.F. y Glass, D.J (Eds.). *The Mesozoic of middle North America. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 9, pp.281–304.
- Pemberton, S.G., Kobluk, D.R., Yeo, R.K., Risk, M.J., (1980). The boring *Trypanites* at the Silurian-Devonian disconformity in southern Ontario. *J. Paleontol.* 54, 1258–1266.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A. and Saunders, T. (2004). Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the fossil record. In *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, ed. D. McIlroy, Geological Society Special Publication, 228, 29–62.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., (2005). Significance of ichnofossils in applied stratigraphy. In: Koutsoukos, E.A. (Ed.), *Applied Stratigraphy*. Springer, Dordrecht, pp. 281–302.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Gingras, M.K. and Saunders, T.D.A. (2008). Biogenic chaos: cryptobioturbation and the work of sedimentologically friendly organisms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270, 273–279.
- Plink-Björklund, P. (2015). Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon precipitation: review of depositional style and forcing factors. *Sedimentary Geology*, 323, 110-147.
- Plint, A.G. (2010). Chapter 8, Wave- and storm-dominated shoreline and shallow marine systems. En: Dalrymple, R.W. y James, N.P. (Eds.). *Facies Models, 4th Edition*, Geological Association of Canada. pp. 167-199.
- Poiré, D. G., and del Valle, A. (1992). Análisis sedimentológico de trazas fósiles de las Formaciones Los Molles y Lajas, Grupo Cuyo, Jurásico de Cuenca Neuquina, Argentina. *Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*, 1, 25-32.
- Ponce, J. J., & Carmona, N. (2011). Coarse-grained sediment waves in hyperpycnal clinoform systems, Miocene of the Austral foreland basin, Argentina. *Geology*, 39(8), 763-766.
- Ponce, J.J., Canale, N., Carmona, N.B., Bournod, C.N., Martínez, M.A., Olivera, D.E. (2012). Sedimentología e icnología en sucesiones hiperpícnicas de la Formación Lajas, área de Portada Covunco, Neuquén, Argentina. En XIII Reunión Argentina de Sedimentología Resúmenes, Argentina: Asociación Argentina de Sedimentología.
- Posamentier, H. W., & Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications (Vol. 7, p. 210). Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Potter, P.E., Maynard, J.B. y Depetris, P.J. 2005. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*. Springer Verlag, Berlin. pp. 297.
- Quattrocchio, M. E. (2007). Las floras jurásicas de la Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 11(1).
- Quiroz, L.I., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Jaramillo, C.A. and Santiago, N. (2010). Is the trace fossil *Macaronichnus* an indicator of temperate to cold waters? Exploring the paradox of its occurrence in tropical coasts. *Geology*, 38, 651–654.
- Ramos, V. A. (1999). Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3), 41-96.
- Ramos, V.A., Folguera, A., Morabito, E. G. (2011). Las provincias geológicas del Neuquén. In Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., and Vallés, J.M. (Eds). *Relatorio Geología y Recursos*

- Naturales de la Provincia de Neuquén: XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, 2011- p 317-326.
- Retallack, G.J. (2001) *Soils of the past: An Introduction to Paleopedology*, 2nd edn, Blackwell Science, Oxford, 404 pp.
- Rial, Graciela E. (2009) Análisis geológico integral pozo YPF.XXXXX Formación Lajas. Graciela E. Rial S.A. Informe N° 5415. Estudio realizado para YPF S.A. *Reporte interno inédito*.
- Riccardi, A. C. (2008). El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 625-643.
- Riccardi, A. C. y Gulisano, C. A. (1990). Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico Andino. *Asociación Geológica Argentina. Revista XLV* (3-4): 346-364.
- Riccardi, A.C. (1983). The Jurassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.), *The Phanerozoic of the World. 2. The Mesozoic*, B. Elsevier, Amsterdam. pp. 201-263.
- Rodríguez E., Bedini, P. (2013) Estudio sedimentológico, petrográfico, diagenético, mineralógico y de microscopia electrónica Sondeo XXXXX (Lajas) 1ª y 2ª ccc Formación Lajas. LCV s.r.l. N° de proyecto: 1421-R#3399/13 Estudio realizado para YPF S.A. *Reporte interno inédito*.
- Rodríguez, E., Soave, L., Samosiuk, N. (2014) Estudio sedimentológico, petrográfico, diagenético, mineralógico y de microscopia electrónica Sondeo XXXXX (Lajas) 1ª y 2ª ccc Formación Lajas. LCV s.r.l. N° de proyecto: 1421-R#3632/14. Estudio realizado para YPF S.A. *Reporte interno inédito*.
- Rodríguez, E.; Monti, M.; Sánchez Yanjowski, J., Ottone, M.E.G. (2019) Estudio Integrado de Corona YEA.Nq.HN-12 (Huincul Norte) Cuenca Neuquina. Y-TEC S.A. STE: PO 1232. Estudio realizado para YPF S.A. *Reporte interno inédito*.
- Rodríguez-Tovar, F. J., Mayoral, E., Santos, A., Dorador, J., & Wetzel, A. (2019). Crowded tubular tidalites in Miocene shelf sandstones of southern Iberia. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 521, 1-9.
- Rossi, V. M., & Steel, R. J. (2016). The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology*, 63(4), 824-864.
- Rossi, V. M., Kim, W., Leva López, J., Edmonds, D., Geleynse, N., Olariu, C., ... & Passalacqua, P. (2016). Impact of tidal currents on delta-channel deepening, stratigraphic architecture, and sediment bypass beyond the shoreline. *Geology*, 44(11), 927-930.
- Salter, J.W. (1857). On annelide burrows and surface markings from the Cambrian rocks of the Longmynd. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 13, 199–207.
- Scheiing, M. H., and Pfefferkorn, H. W. (1984). The taphonomy of land plants in the Orinoco Delta: a model for the incorporation of plant parts in clastic sediments of Late Carboniferous age of Euramerica. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 41(3-4), 205-240.
- Schlirf M (2011) A new classification concept for U-shaped spreite trace fossils. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 260:33–54.
- Schomacker, E. R., Kjemperud, A. V., Nystuen, J. P., & Jahren, J. S. (2010). Recognition and significance of sharp-based mouth-bar deposits in the Eocene Green River Formation, Uinta Basin, Utah. *Sedimentology*, 57(4), 1069-1087.

- Schwarz, E., & Buatois, L. A. (2012). Substrate-controlled ichnofacies along a marine sequence boundary: The Intra-Valanginian Discontinuity in central Neuquén Basin (Argentina). *Sedimentary Geology*, 277, 72-87.
- Seike, K. (2007). Palaeoenvironmental and palaeogeographical implications of modern *Macaronichnus segregatis*-like traces in foreshore sediments on the Pacific coast of central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252(3-4), 497-502.
- Seike, K. (2008). Burrowing behaviour inferred from feeding traces of the opheliid polychaete *Euzonus* sp. as response to beach morphodynamics. *Marine Biology*, 153(6), 1199-1206.
- Seike, K., Yanagishima, S. I., Nara, M., & Sasaki, T. (2011). Large *Macaronichnus* in modern shoreface sediments: Identification of the producer, the mode of formation, and palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 311(3-4), 224-229.
- Seilacher A (1955) Spuren und Fazies im Unterkambrium. In: Schindewolf OH, Seilacher A (eds), Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). Akademie der Wissenschaften und der Literatur zu Mainz, Abhandlung Mathematisch- Naturwissenschaftliche Klasse 1955, pp 373–399
- Seilacher A (1957) An-aktualistisches Wattenmeer? *Paläontologische Zeitschrift* 31:198–206
- Seilacher A (1967) Bathymetry of trace fossils. *Mar Geol* 5:413–428.
- Seilacher, A. (1954). Die Geologische Bedeutung Fossiler Lebensspuren. *Zeitschrift Deutschen Geologische Gesellschaft*, 105, 214–227.
- Seilacher, A. (1958). Zur ökologische n Charakteristik von Flysch und Molasse. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 51, 1062–1078.
- Seilacher, A. (1964a). Biogenic sedimentary structures. In *Approaches to Paleocology*, ed. J. Imbrie, and N. Newell, Chichester, UK: John Wiley & Sons, pp. 296–316.
- Seilacher, A. (1967a). Fossil behaviour. *Scientific American*, 217, 72–80.
- Seilacher, A. (1967b). Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, 413–428.
- Seilacher, A. (2007). Trace fossil analysis. Springer, Berlin, Heidelberg,
- Shaw, J. B., & Mohrig, D. (2014). The importance of erosion in distributary channel network growth, Wax Lake Delta, Louisiana, USA. *Geology*, 42(1), 31-34.
- Smith, J. J., Hasiotis, S. T., Kraus, M. J., & Woody, D. T. (2008). *Naktodemasis boweni*: new ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Paleontology*, 82(2), 267-278.
- Spalletti, L., Limarino, C.O. y Colombo Piñol, F. (2012). Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods for interpreting provenance and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 36. pp. 32-54.
- Spalletti, L., Veiga, G. and Schwarz, E. (2010). Facies and stratigraphic sequences of the Mesozoic Neuquén Basin (Western Argentina): continental to deep marine settings. In: *Field Excursion Guidebook, 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina*, FE C3 (Ed C.A. del Papa, R.), pp. 1-79, 2010, Mendoza, Argentina.
- Spicer, R. A. (1989). The formation and interpretation of plant fossil assemblages. In Callow, L. A. (ed.) *Advances in botanical research* (Vol. 16, pp. 95-191). Academic Press.

- Spicer, R.A., and Greer, A.C. (1986). Plant taphonomy in fluvial and lacustrine systems. In: Land Plants. Univ. Tennessee, Dpt. Geol. Sci., Stud. Geol., 15: 10-26.
- Steel, E., Simms, A. R., Steel, R., & Olariu, C. (2018). Hyperpycnal delivery of sand to the continental shelf: Insights from the Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 65(6), 2149-2170.
- Stipanovic, P. N. (1966). El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20. pp. 403-478.
- Stipanovic, P. N. (1966). El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(4), 403-478.
- Stipanovic, P.N. (1969). El avance del conocimiento del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 24. pp. 367-388.
- Suero, T. (1951). Descripción geológica de la Hoja 36c, Cerro Lotena (Neuquén). *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 76: 1-67. Buenos Aires.
- Taylor, A. M., and Goldring, R. (1993). Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 141-148.
- Taylor, A.M., Goldring, R. and Gowland, S. (2003). Analysis and application of ichnofabrics. *Earth Science Reviews*, 60, 227–259.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A. y Koster, E.H. (1987), Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation and significance: *Sedimentary Geology*, 53. pp. 123-179.
- Tyler, N. y Finley, R.J. (1991). Architectural controls on the recovery of hydrocarbons from sandstone reservoirs. En: Miall, A.D., y Tyler, N. (Eds.). *The Three-dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: SEPM, Concepts and Models in Sedimentology and Paleontology*, 3. pp. 1–5.
- Uchman, A. (2001). Eocene flysch trace fossils from the Hecho Group of the Pyrenees, northern Spain. *Beringeria*, 28, 3–41.
- Uchman, A., & Hanken, N. M. (2013). The new trace fossil *Gyrolithes lorcaensis* isp. n. from the Miocene of SE Spain and a critical review of the *Gyrolithes* ichnospecies. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 21(3), 312-322.
- Uliana, M. A. y Legarreta, L. (1993). Hydrocarbon habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina, *Journal of Petroleum Geology*, 16. pp. 397-420.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M., & Rahmanian, V. D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M. J., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., & Hardenbol, J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.

- Veiga, G. D. (1998). Estratigrafía secuencial en series continentales: aplicación a los depósitos de la Formación Challacó, Jurásico de la Cuenca Neuquina austral (República Argentina). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11, 95-109.
- Veiga, G. D. (2002). Evolución paleogeográfica y paleoambiental de los depósitos continentales del Jurásico Medio en el sector austral de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 9(1), 83-108.
- Veiga, G. D., Schwarz, E., Spalletti, L. A., & Massaferro, J. L. (2013). Anatomy and sequence architecture of the early post-rift in the Neuquén Basin (Argentina): a response to physiography and relative sea-level changes. *Journal of Sedimentary Research*, 83(8), 746-765.
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., and Welsink, H. J. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In Tankard, A.J. et al. (Eds). *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoirs, 62. pp. 383-402.
- Wetzel, A., Carmona, N., and Ponce, J. (2014). Tidal signature recorded in burrow fill. *Sedimentology*, 61(5), 1198-1210.
- Vintaned, J. G., & Liñan, E. (1996). Revisión de la terminología icnológica en español. *Revista Española de Paleontología*, 11(2), 155-176.
- Visser, M. J. (1980). Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8(11), 543-546.
- Vocaturu, G., Brinkworth, W., Loss, M. L., Mortaloni, E., Giunta, D., & Massaferro, J. L. (2018) PS Basin Scale Study of a Tight Gas Reservoir: Paleoenvironmental Evolution of a Shallow Marine System in the Early-Middle Jurassic, Neuquén Basin, Argentina. *Search and Discovery Article #11123. AAPG 2018 Annual Convention & Exhibition, Salt Lake City, Utah*,
- Volkheimer, W. (1973). Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, Rep. Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano, Aleniano), Cura Niyeu (Bajociano) y Las Lajas (Caloviano inferior). *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 10. pp. 105-129.
- von Sternberg, K. M. (1833). Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt, Teil 5 und 6. J. Spurny, Prague.
- Vossler, S.M. y Pemberton, S.G. (1988). Superabundant Chondrites: a response to storm buried organic material? *Lethaia*, 21. pp. 94
- Vossler, S.M. y Pemberton, S.G. (1989). Ichnology and paleoecology of offshore deposits in the Cardium Formation (Turonian, Alberta, Canada). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74. pp. 217-239.
- Vyalov, O.S. (1964): Zvezdchatye ieroglify iz Triasa severovostoka Sibiri. *Akademiya Nauk SSSR, Sibirskoe Otdielenie, Institut Geologii I Geofiziki* 5, 112-115.
- Walker, R.G. and Plint, A.G. (1992). Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In *Facies Models, response to sea level change*, ed. R.G. Walker and N.P. James, St John's, NL: Geological Association of Canada, pp. 219-238.
- Wang, Y., Zhu, D., y Wu, X. (2002). Chapter Thirteen Tidal flats and associated muddy coast of China. *Proceedings in Marine Science*, 4. pp. 319-345.

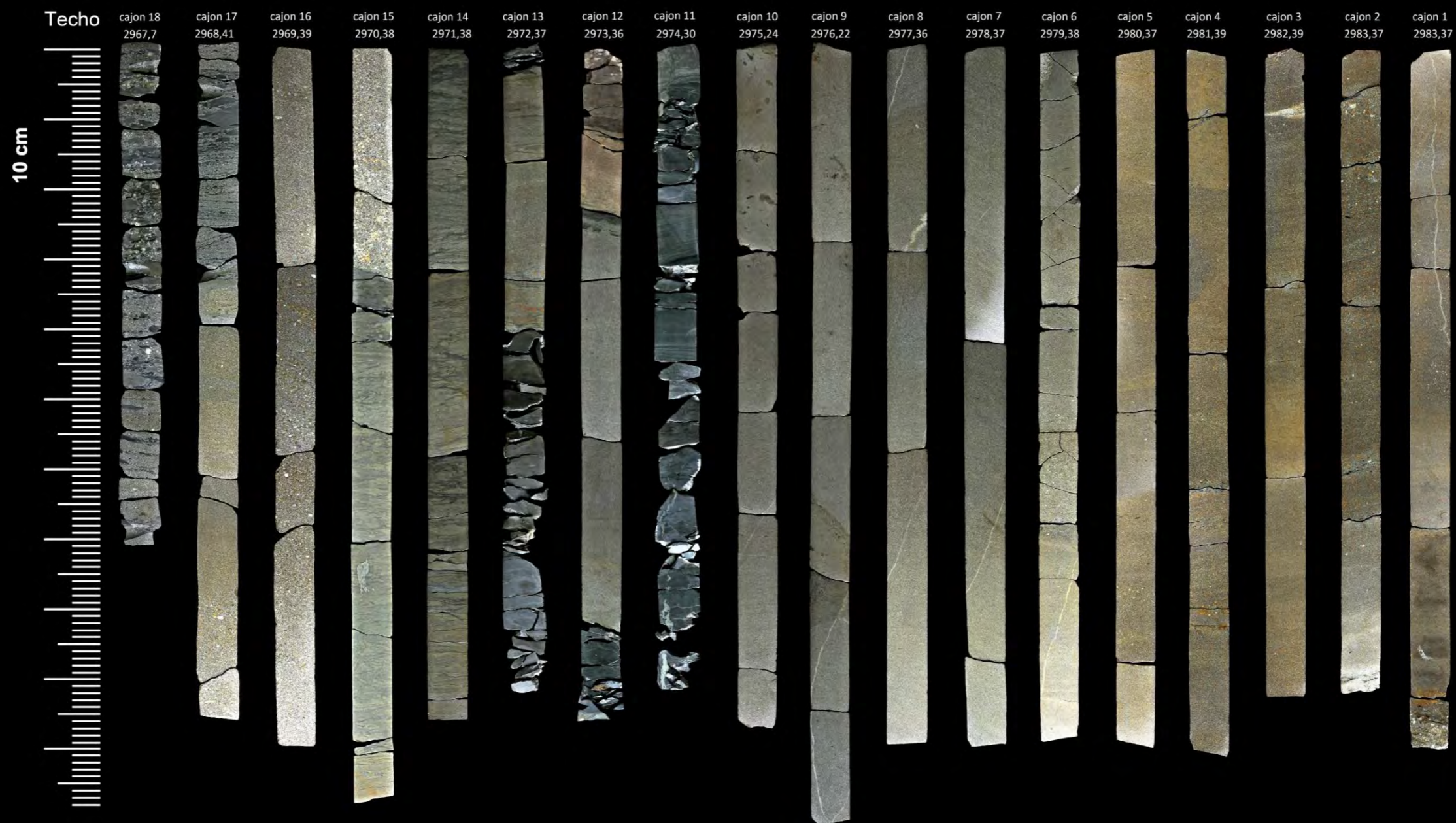
- Weaver, C.E. (1931). Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington Memoir I. Washington. pp. 496.
- Wetzel, A., Carmona, N., & Ponce, J. (2014). Tidal signature recorded in burrow fill. *Sedimentology*, 61(5), 1198-1210.
- Wetzel, A., Tjallingii, R., and Stattegger, K. (2010). *Gyrolithes* in Holocene estuarine incised-valley fill deposits, offshore southern Vietnam. *Palaios*, 25(4), 239-246.
- Wilson, J.B. (1982). Shelly faunas associated with temperate offshore tidal deposits. En: Stride, A.H. (Ed.). *Offshore Tidal Sands*. Chapman and Hall, London. pp. 126–171.
- Wilson, J.B. (1986). Faunas of tidal current and wave-dominated continental shelves and their use in the recognition of storm deposits. En: Knight, R.J. y McLean, J.R. (Eds.). *Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists*, 11. pp. 313–326.
- Wright, L.D. (1977). Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *Geological Society of America Bulletin* 88, 857-868.
- Yang, S., Zhang, J., and Yang, M. (2004). Trace fossils of China Beijing, China: Science Press.
- Yoshida, S., Steel, R.J. and Dalrymple, R.W. (2007). Changes in depositional processes: an ingredient in a new generation of sequence stratigraphic models. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 447–460.
- Yrigoyen, M.R. (1991). Hydrocarbon resources of Argentina. In World Petroleum Congress, No. 13. *Petrotecnia, Special Issue*: 38-54. Buenos Aires.
- Zavala, C. (1996a). High-resolution sequence stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquén Basin, Argentina. *GeoResearch Forum (Vol. 1, No. 2, pp. 295-303)*.
- Zavala, C. (1996b). Sequence stratigraphy in continental to marine transitions. An example from the Middle Jurassic Cuyo Group, south Neuquén Basin, Argentina. *GeoResearch Forum (Vol. 1, No. 2, pp. 285-293)*.
- Zavala, C., Arcuri, M., & Blanco Valiente, L. (2012). The importance of plant remains as diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie*, 11, 457-469.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Dritanti, D., Freije, H. y Asensio, M. (2006) Ancient lacustrine hyperpycnites: A depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of West-Central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76, 41-59.
- Zavala, C.A. y Freije, H. (2002). Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huincul. Un ejemplo del área Picún Leufú. Cuenca Neuquina, Argentina, *5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, IAPG, Mar del Plata.
- Zavala, C.A. y González, R. (2001). Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 65. pp. 52-64.
- Zenker, J. C. (1836). Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena and seiner Umgebung besonders in naturwissenschaftlicher und medicinischer Beziehung. *Wackenholder*, Jena, 338 p.

**ANEXO: FOTOMOSAICOS DE TESTIGOS CORONA**

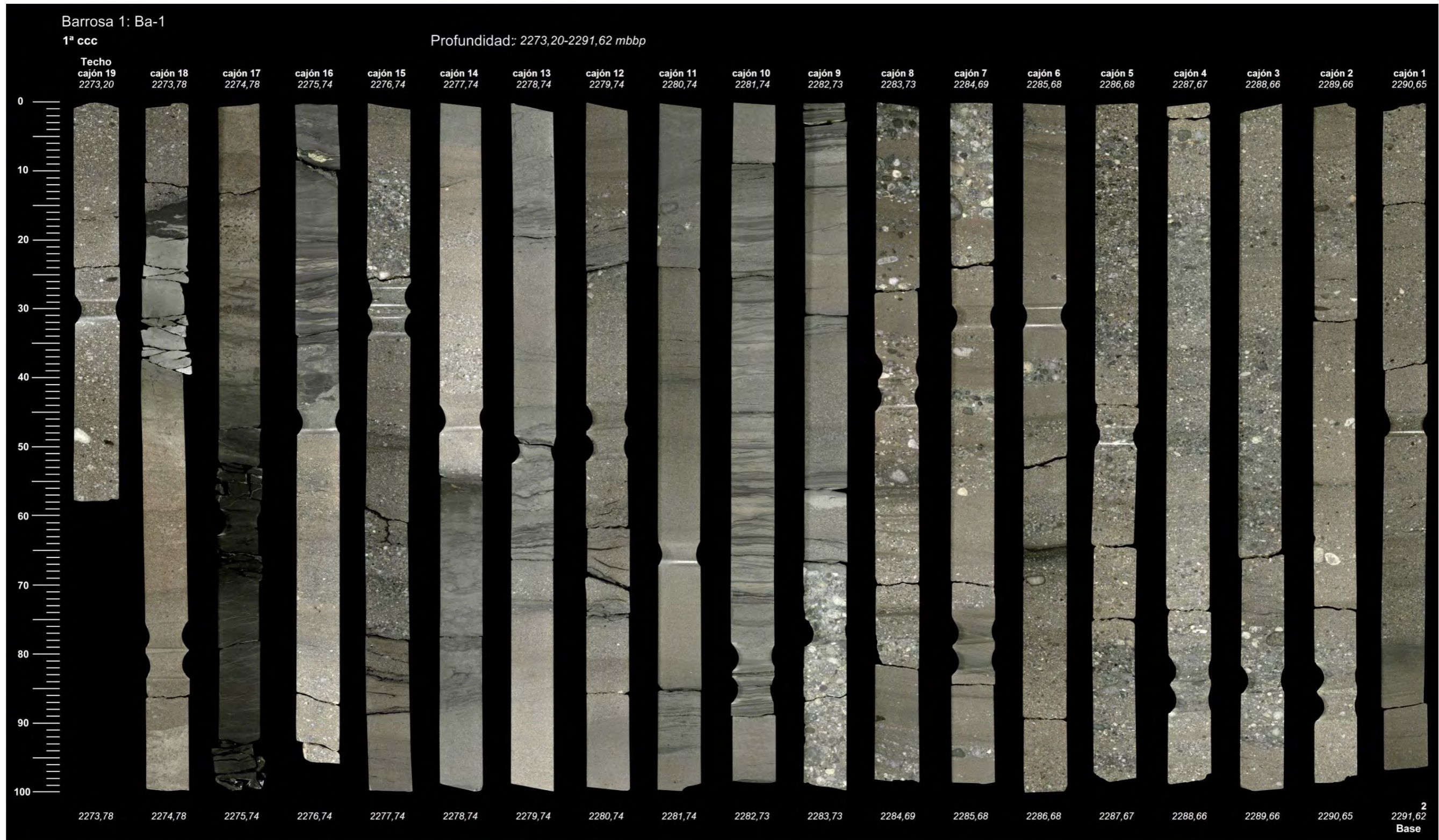
### Aguada Toledo 1 (AgTo-1)

Sondeo: AgTo-1

Profundidad: 2983,37-2967,70



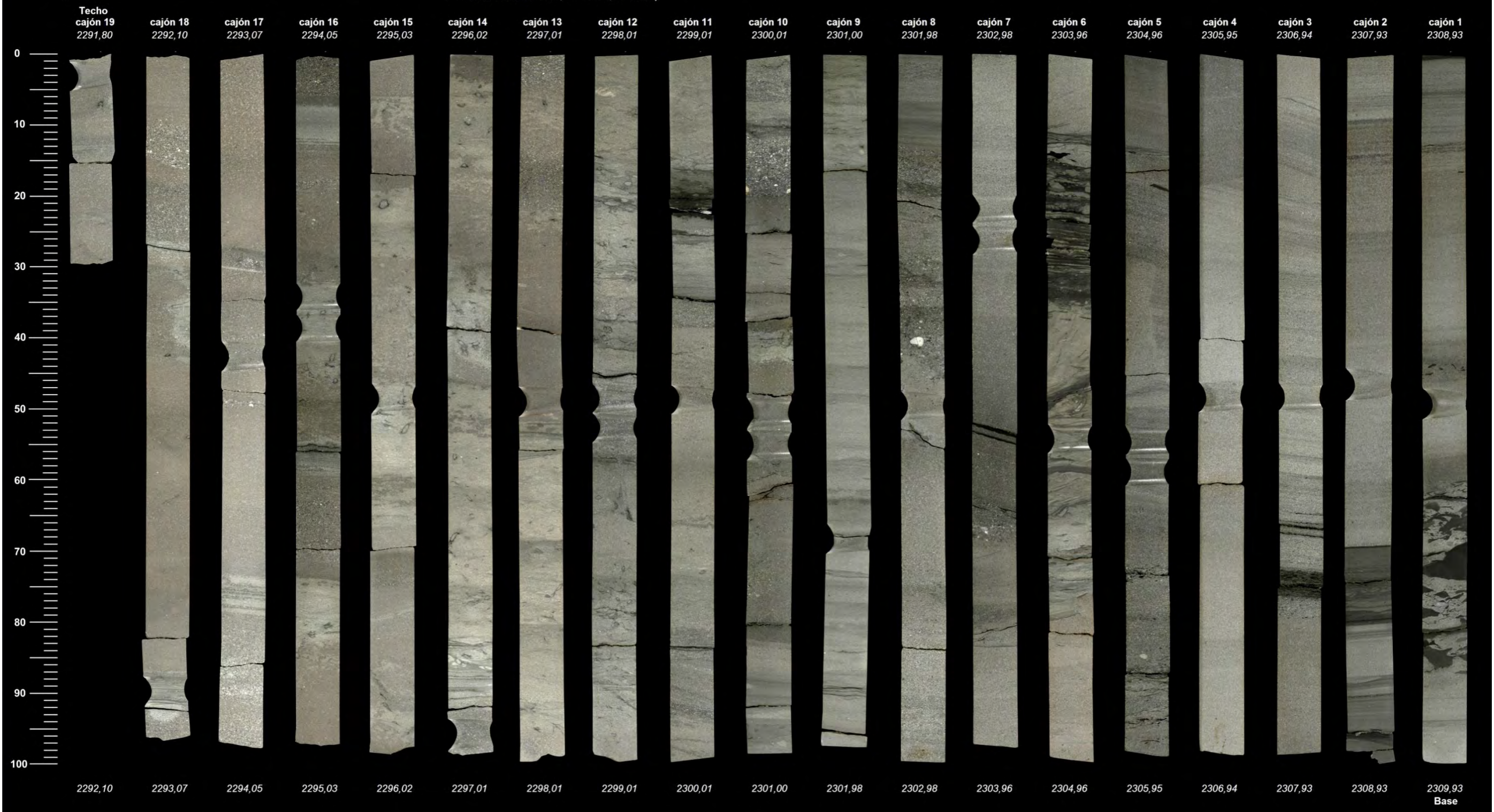
# Barrosa 1 (Ba-1)



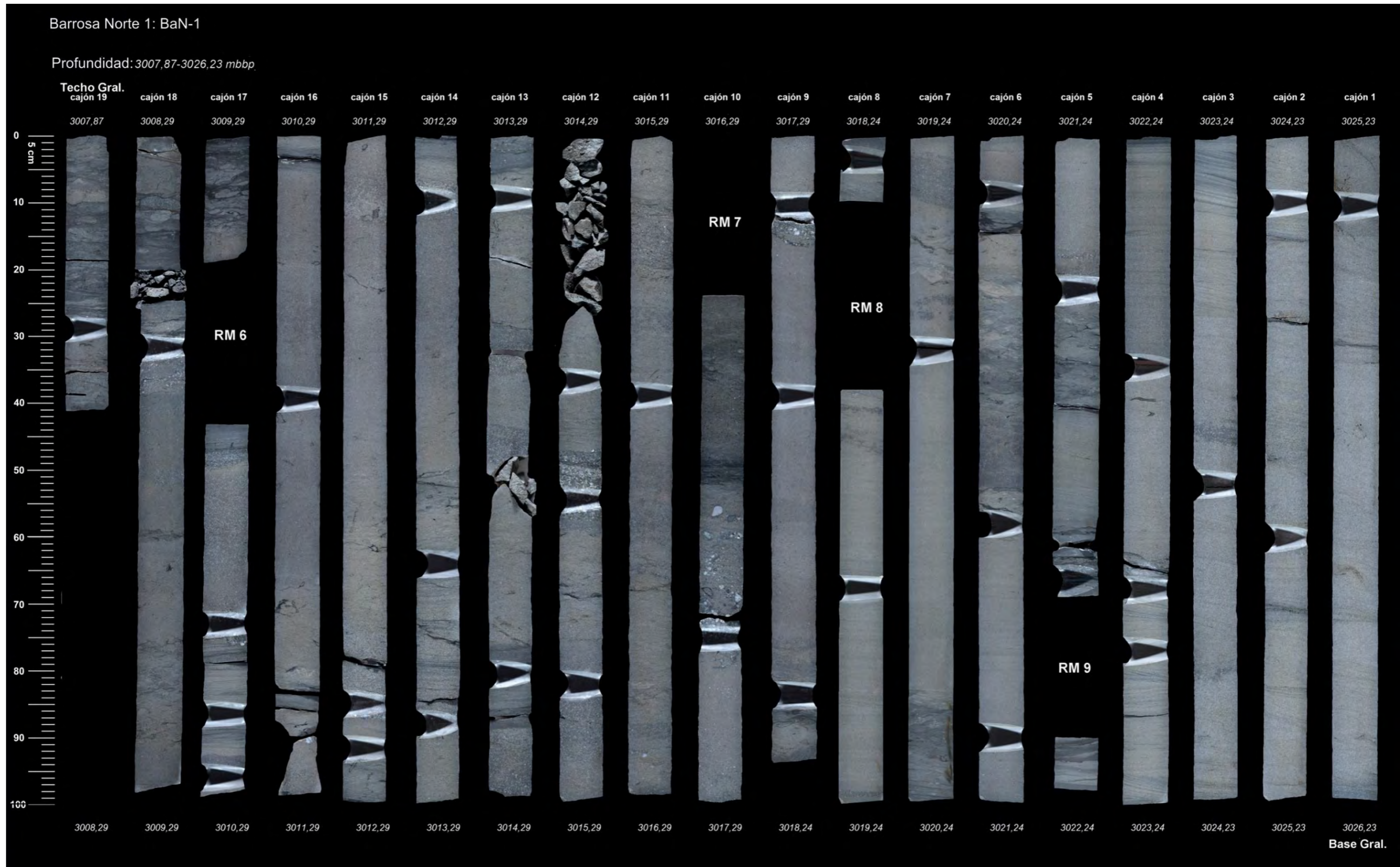
# Barrosa 1: Ba-1

2º ccc

Profundidad: 2291,80-2309,93 mbbp

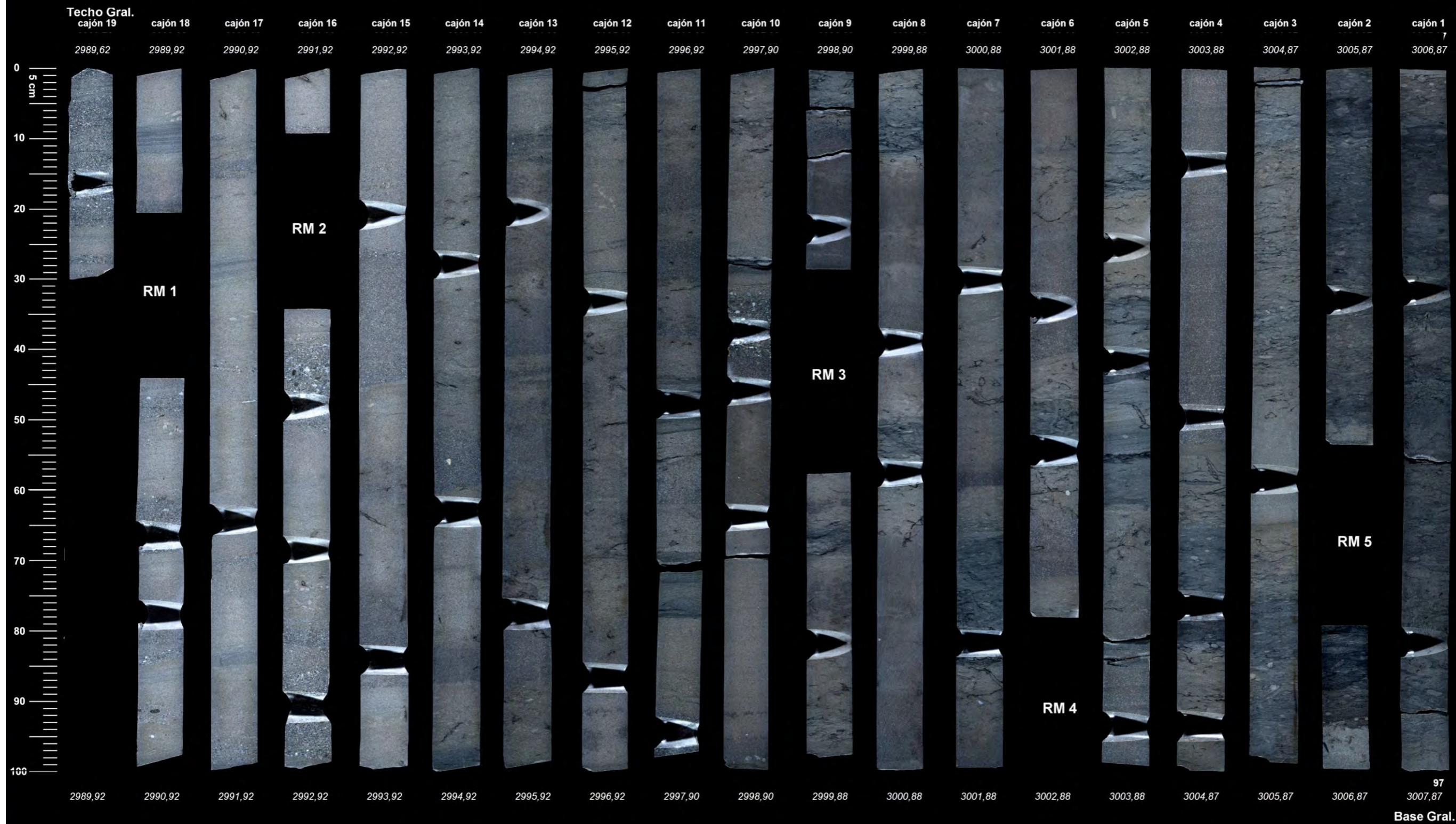


# Barrosa Norte 1 (BaN-1)

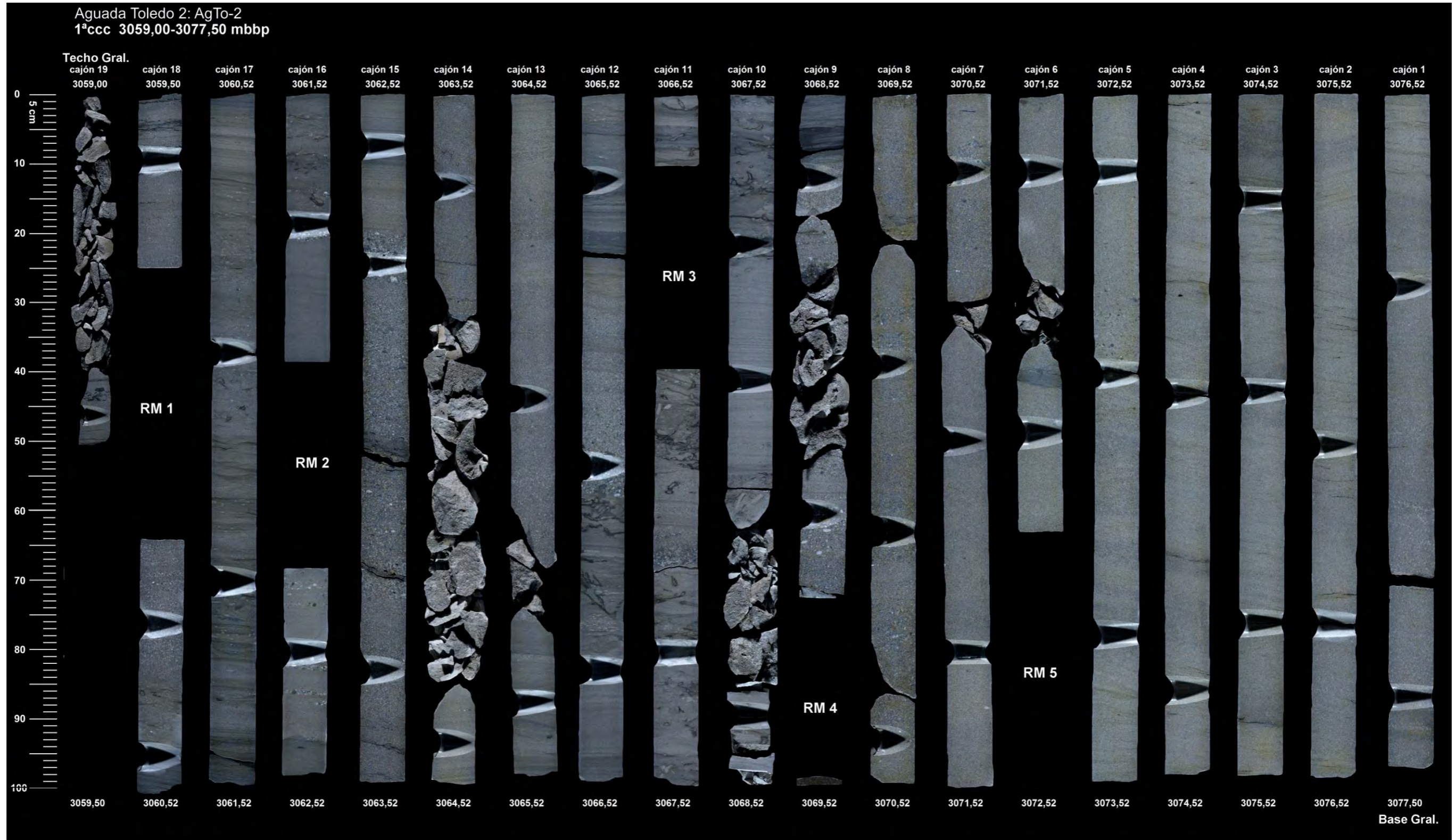


Barrosa Norte 1: BaN-1

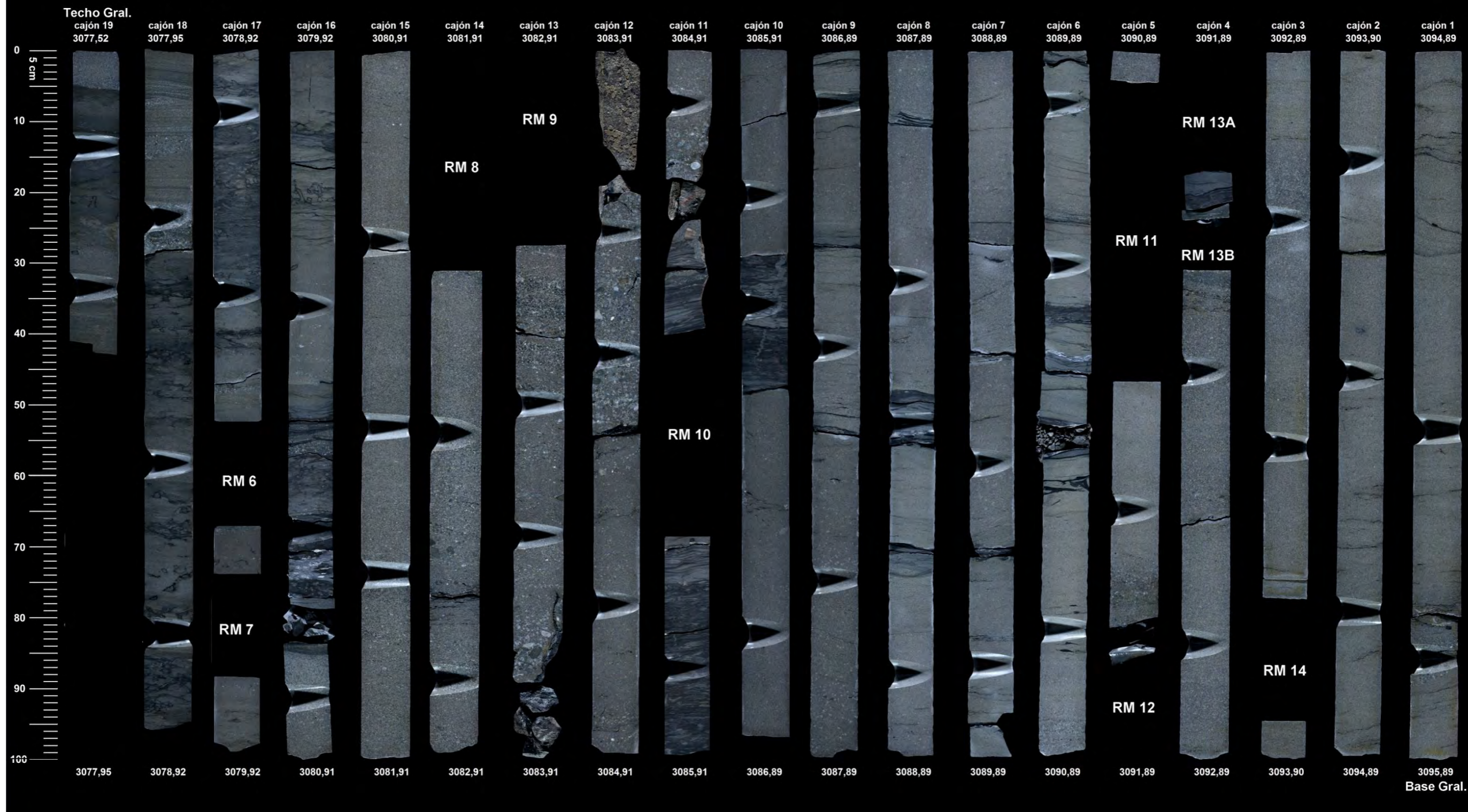
Profundidad: 2989,62-3007,87 mbbp



Aguada Toledo 2 (AgTo-2)



Aguada Toledo 2: AgTo-2  
 2<sup>a</sup>ccc 3077,52-3095,89 mbbp

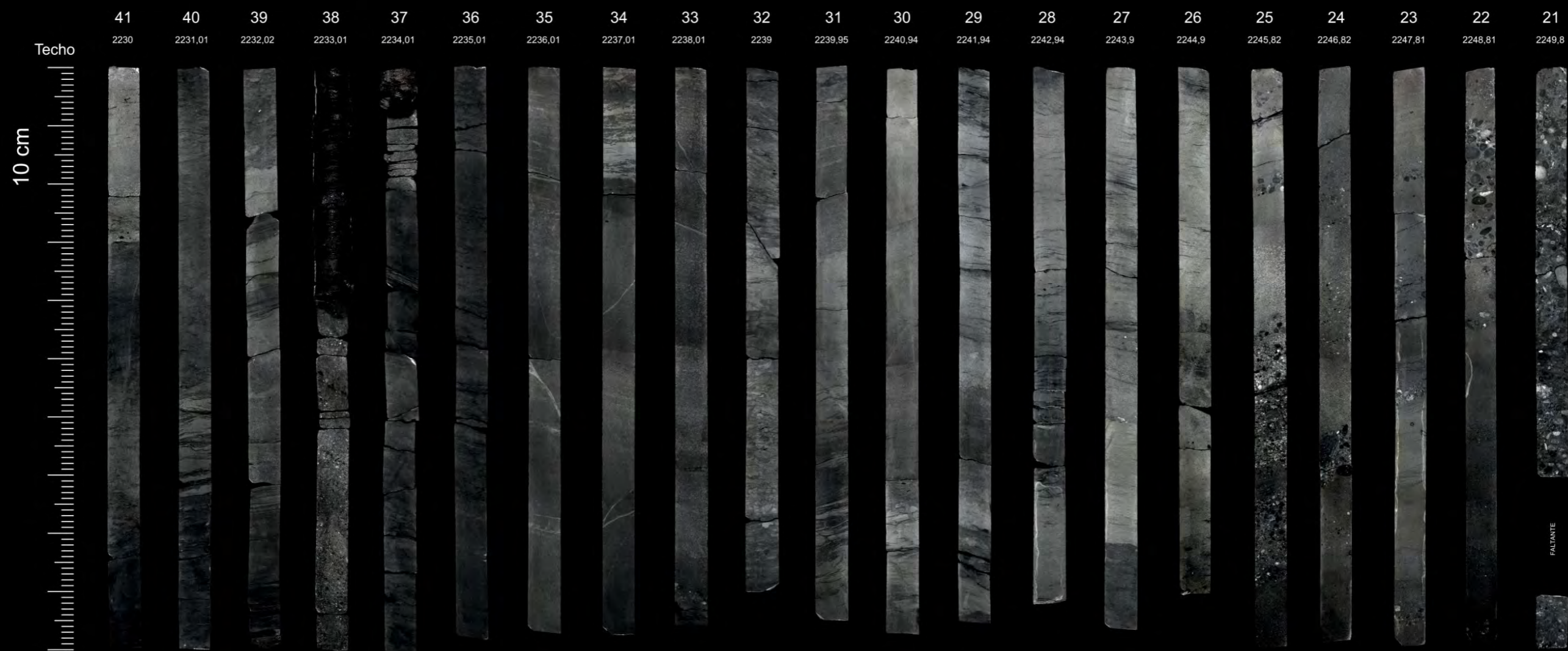


Huincul Norte 1 (HuN-1)

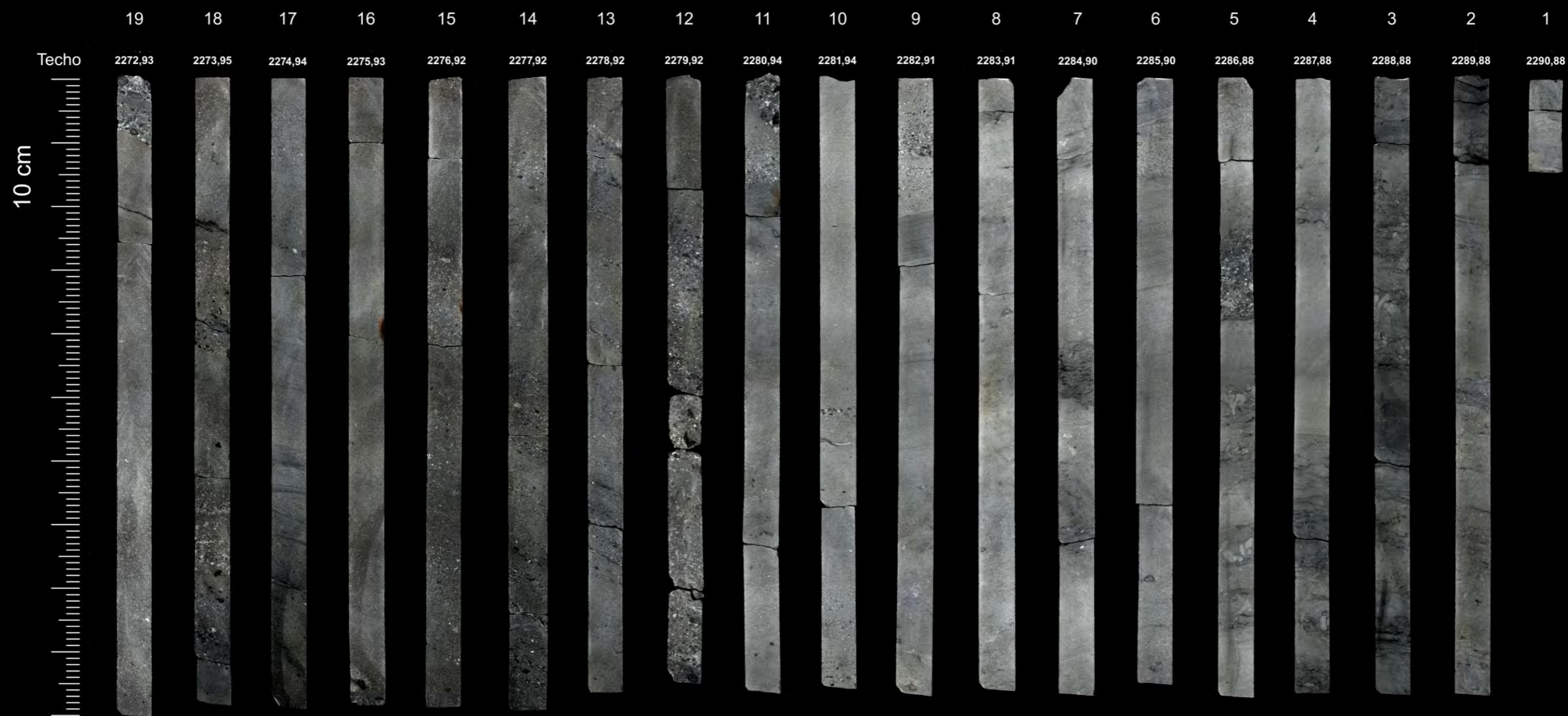


Huincul Norte 1(HuN-1): # CCC1 Tramo 2

Profundidad: 2232,45 - 2272,56 mbbp



Huincul Norte 1(HuN-1): # CCC 2  
Profundidad: 2272,93 – 2291,04 mbbp



Huincul Norte 1(HuN-1): # CCC 3  
Profundidad: 2290,91 – 2309,35 mbbp





Huincul Norte 1(HuN-1): # CCC 4  
Profundidad: 2309,15 - 2318,06 mbbp



Huincul Norte 1(HuN-1): # CCC 5  
Profundidad: 2318,1 - 2336,52 mbbp



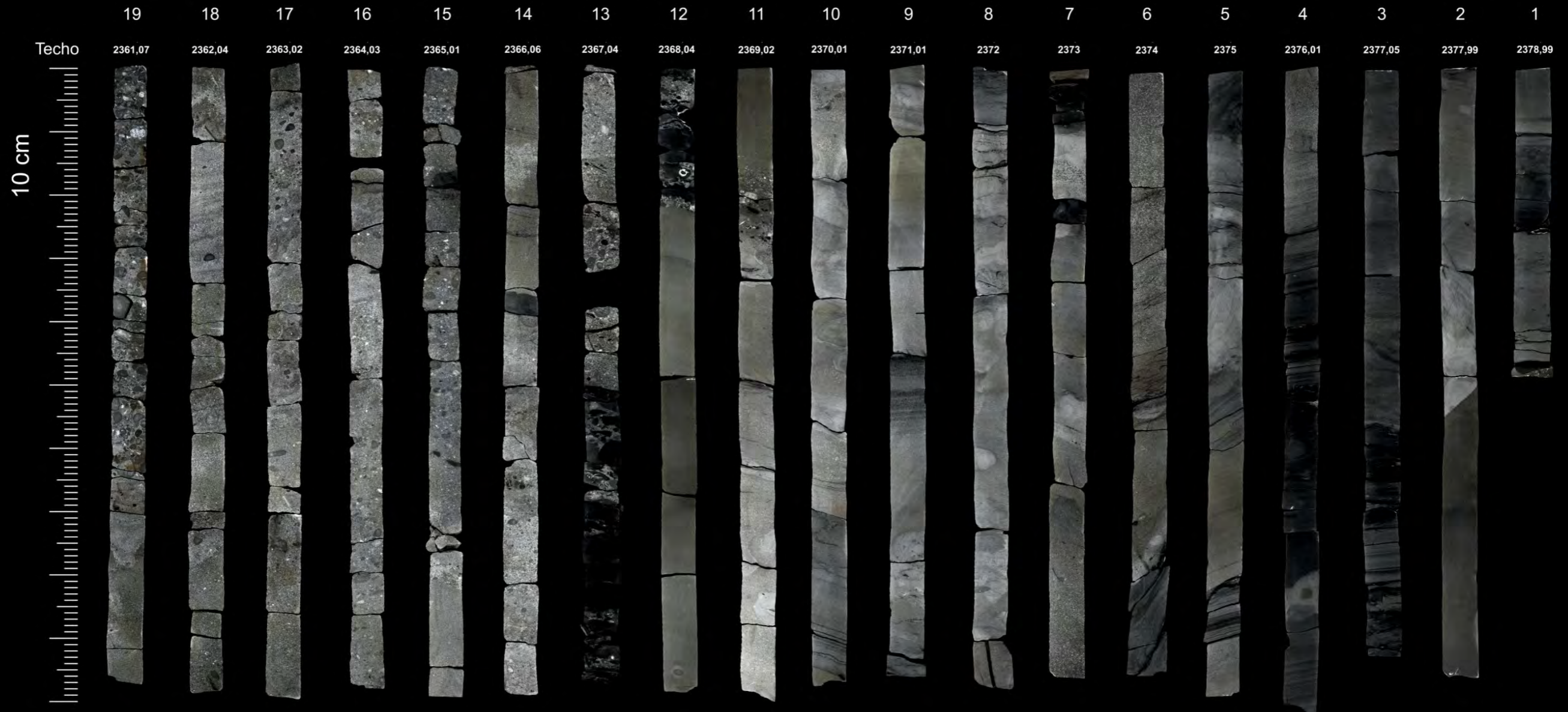
Huincul Norte 1(HuN-1): # CCC 6  
Profundidad: 2336,44 - 2342,72 mbbp



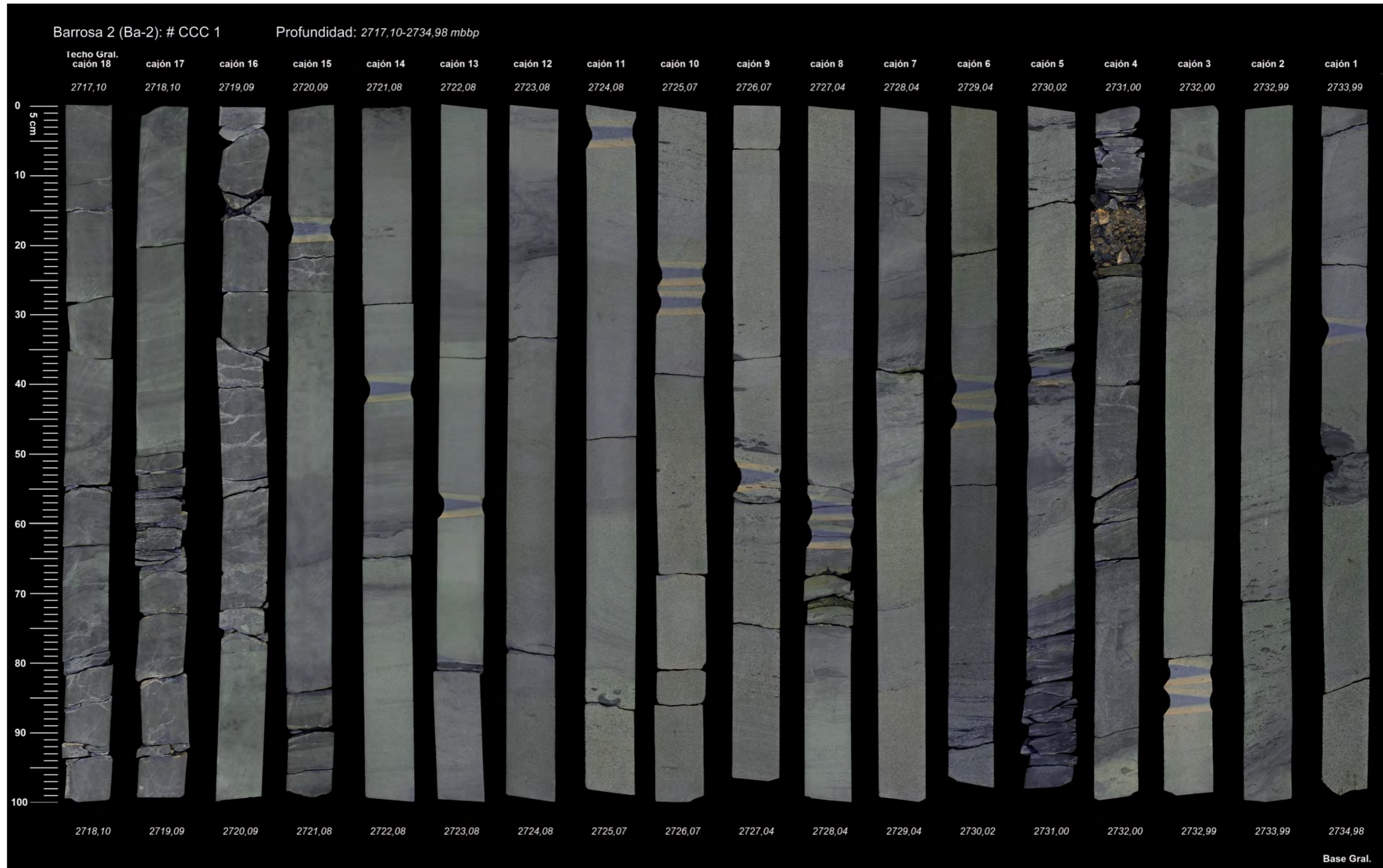
Huincul Norte 1(HuN-1): # CCC 7  
Profundidad: 2342,74 – 2361,13 mbbp



Huincul Norte 1(HuN-1): # CCC 8  
Profundidad: 2361,07 – 2379,49 mbbp

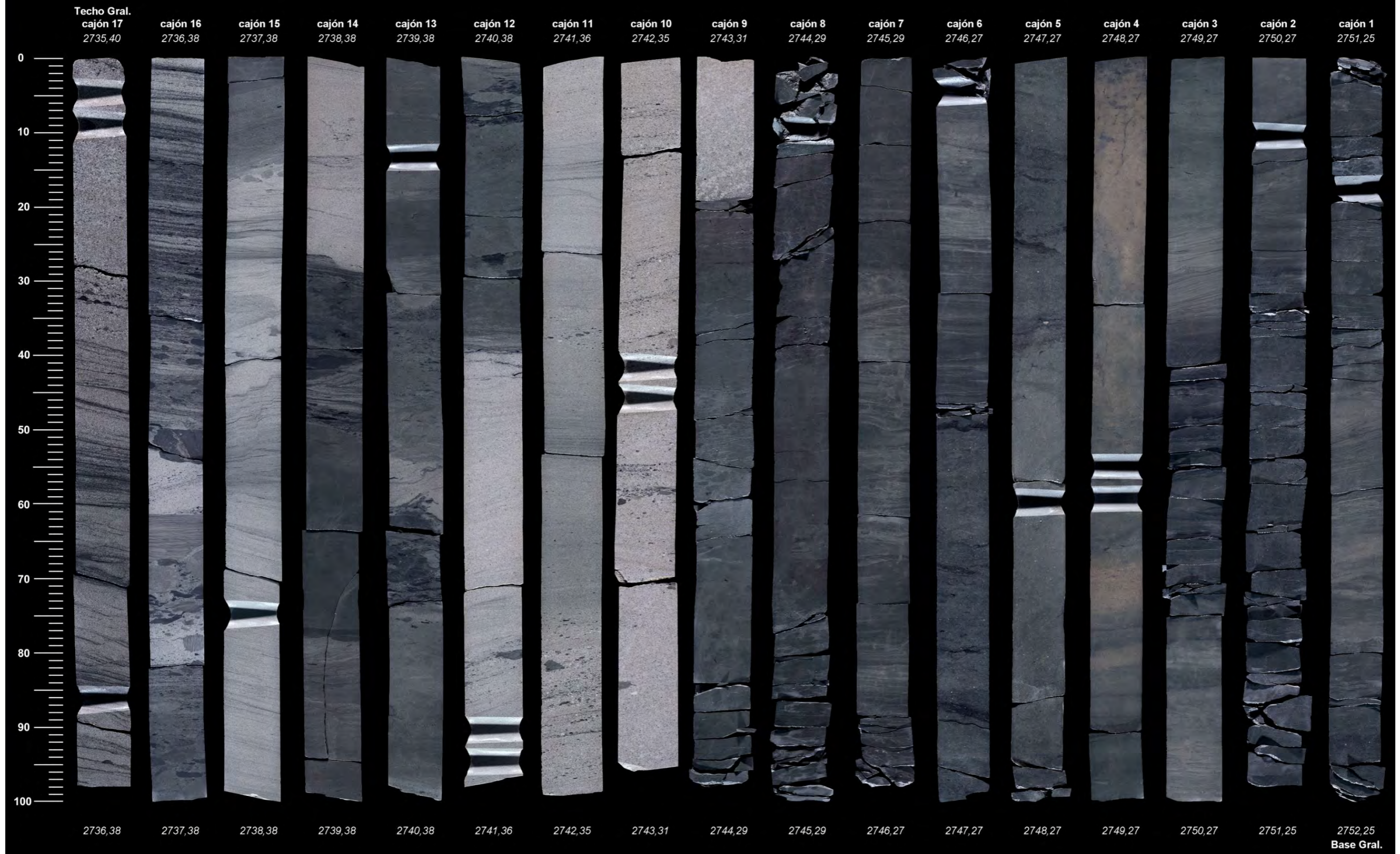


# Barrosa 2 (Ba-2)

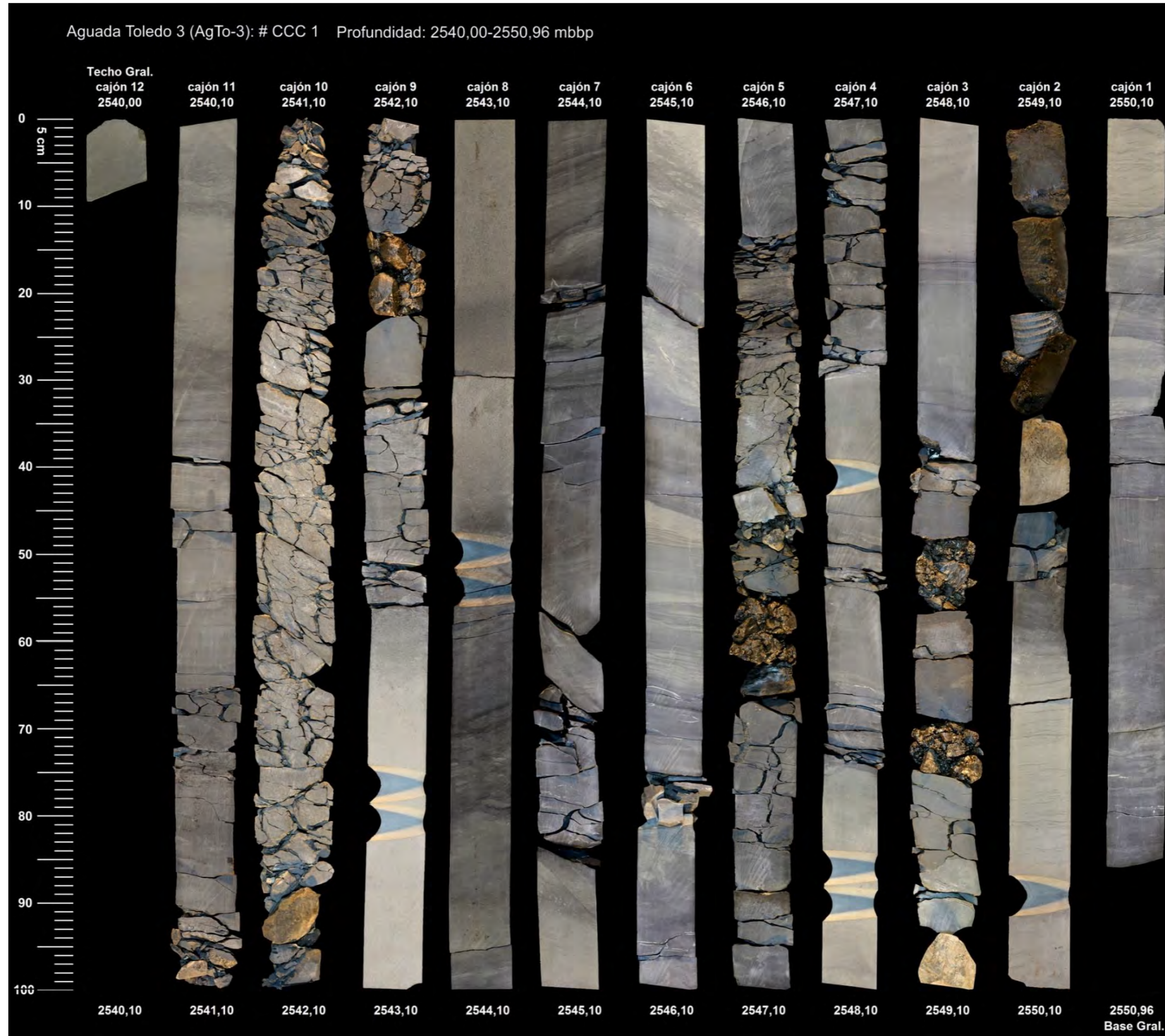


Barrosa 2 (Ba-2): # CCC 2

Profundidad: 2735,40-2752,25 mbbp



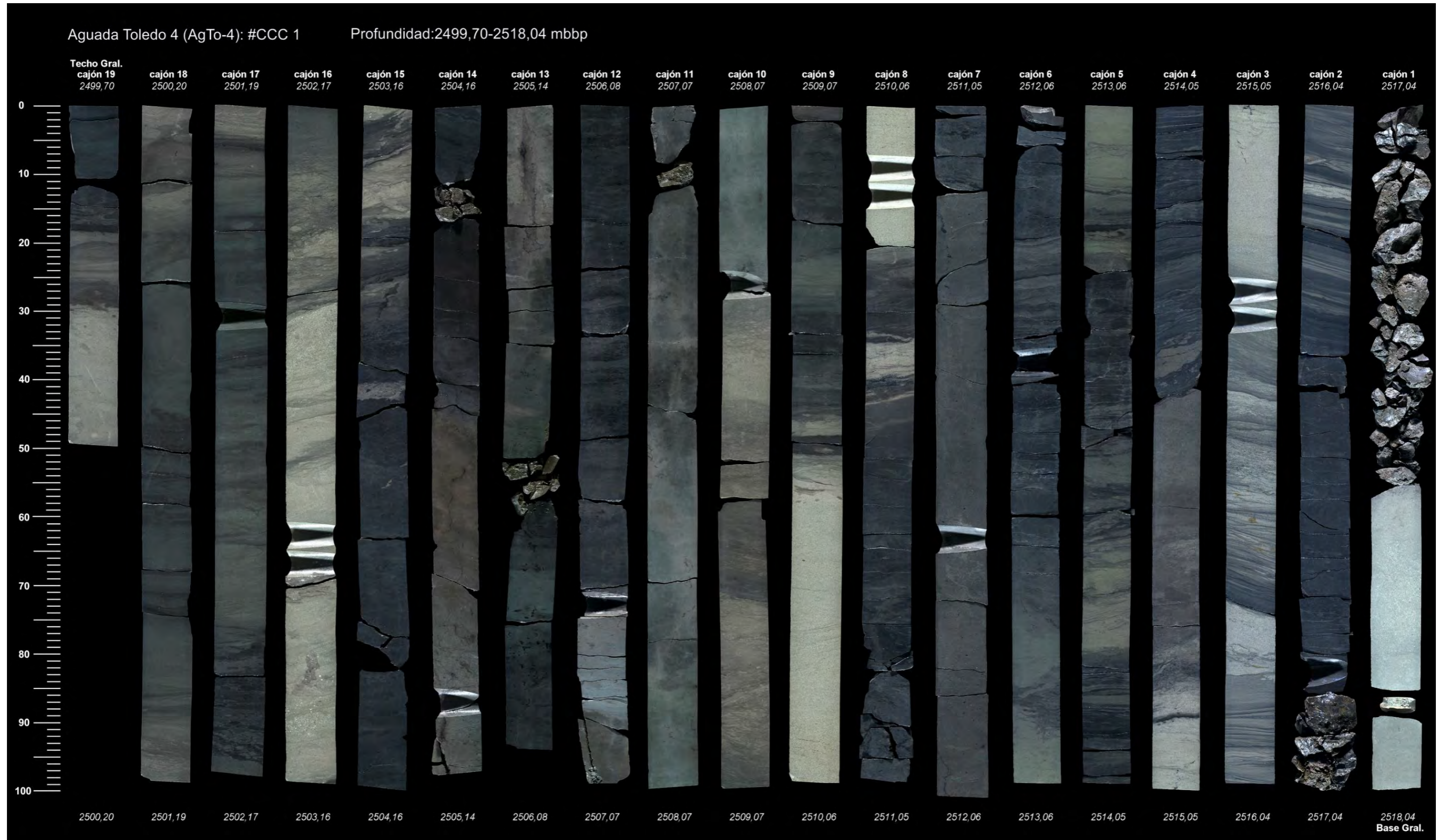
Aguada Toledo 3 (AgTo-3)



Aguada Toledo 3 (AgTo-3): # CCC 2 Profundidad: 2553,50-2566,50 mbbp



Aguada Toledo 4 (AgTo-4)



Aguada Toledo 4 (AgTo-4): #CCC 2

Profundidad: 2518,14-2536,41 mbbp

