

UNIVERSIDAD NACIONAL DE RIO NEGRO

Doctorado de la Universidad Nacional de Río Negro

Mención Ciencias de la Tierra

SEDIMENTOLOGÍA E ICNOLOGÍA DE LA FORMACIÓN LOS MOLLES EN LAS LOCALIDADES DE PICÚN LEUFÚ, SIERRA DE CHACAICO Y CORDILLERA DEL VIENTO, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA.

**(Tesis presentada para la obtención del grado de Doctora de la Universidad Nacional de
Río Negro).**

DIRECTORES

Dr. Juan José Ponce

Dra. Noelia Beatriz Carmona

Débora Mical Campetella

-2022-

UNRN

Universidad Nacional
de Río Negro

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Mención Ciencias de la Tierra, de la Universidad Nacional de Río Negro y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Insituto de Investigación en Paleobiología y Geología durante el período comprendido entre el 18 de septiembre de 2017 y el 13 de mayo de 2022, bajo la dirección del Dr. Juan José Ponce (SEGEMAR-CONICET) y la Dra. Noelia Beatriz Carmona (UNRN-CONICET).



Lic. Debora Mical Campetella

13 de Mayo de 2022

IIPG (UNRN-CONICET)

Universidad Nacional de Río Negro

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer en primera instancia a mis directores el Dr. Juan José Ponce y la Dra. Noelia Carmona por acompañarme, guiarme y compartir sus conocimientos conmigo durante todos estos años. Un especial agradecimiento a Juan con quién tuve la oportunidad de ir al campo muchas veces, por ayudarme a comprender y querer la sedimentología y la icnología.

Al CONICET y a la Universidad Nacional de Río Negro por el apoyo económico brindado para el desarrollo de esta tesis doctoral. Especialmente a la Universidad de Río Negro y al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología por darme lugar de trabajo y por brindarme el equipamiento necesario para realizar este estudio. A la Universidad Nacional del Sur que me otorgó mi título de licenciatura y a los profesores del Departamento de Geología por brindarme mi primer acercamiento a la geología.

A los Dres. Carlos Zavala, Daniela Olivera y Pablo Joaquín Alonso Muruaga, jurados de la presente tesis, por sus comentarios y revisiones, las cuales permitieron la mejora de este manuscrito.

A la Dra. Gabriela Mángano y al Dr. Luis Buatois por colaborar activamente en la etapa final de esta tesis de doctorado. Gracias por sus consejos y por compartir su conocimiento, cariño y tiempo conmigo.

Un agradecimiento especial a Andreas Wetzel, Silvio Casadío, Maisa Tunik, Marcelo Krause, Alberto Casselli, Osvaldo Carbone, Marianella Talevi, Pablo Gonzalez, Cecilia Cabana y Martin Arce por compartir su tiempo, sus conocimientos y experiencias conmigo.

A mi pareja y colega Martin Parada por acompañarme desde el inicio de este trabajo. Por ser un gran soporte emocional, por leerme y acompañarme al campo, por siempre estar dispuesto a discutir sobre geología y por compartir su conocimiento conmigo. Por su paciencia, comprensión, por creer siempre en mí e impulsarme a seguir contra viento y marea.

A Ainara Irastorza, colega y compañera, pero por sobre todo amiga, por su amistad, cariño y acompañamiento durante todo este tiempo. Por ir juntas hasta la meta.

A Evangelina Palopolo por su compañía, amistad y gran corazón, por ser una gran persona siempre dispuesta a dar una mano.

A mis colegas, compañeros y amigos, Julieta Omarini, Manuela Zalazar, Maximiliano Rodriguez, Maximiliano Paz, Nerina Canale, Alina Shchepetkina y Luciano Garat por estar siempre dispuestos a charlar sobre geología y otras cosas de la vida, a ir al campo y trabajar en conjunto. Especialmente a Julieta Omarini por su amistad, sus palabras y por acompañarme todo este tiempo.

También quiero agradecer a Diego Pino, Barbara Boltshauser, Martin Arce, Santiago Gonzalez, Gerson Greco, Yeny Labaut, Sara Pereira, Agustina Lecuona, Ricardo Gomez, Alejandro Baéz, Dario Vera, Samanta Serra Varela y Romina Vázquez por sus charlas sobre geología y por estar siempre dispuestos a dar un consejo, a compartir un mate y a trabajar juntos.

A Marcelo Merlo, Leonel Saavedra y Claudio García por acompañarme al campo. Especialmente a Marcelo por además brindarme, su amistad y alegría.

A las familias Painemilla, Seguel, Arévalo y Cordero por permitirme estudiar los afloramientos de la Formación Los Molles dentro de sus campos, por el tiempo compartido con ellos, por su hospitalidad y cariño. Especialmente a la familia Painemilla que siempre nos recibe con tanto cariño y amor.

A la Universidad de Saskatchewan por permitirme visitar y trabajar en sus instalaciones durante mi pasantía en Canadá. A Maximiliano Paz, Federico Wenger, Romain Gougeon, Andrei Ichaso y Ali Mirza por aconsejarme, compartir su conocimiento y tiempo conmigo.

A mi familia, especialmente a mis padres Lucia y Gustavo y a mi hermano Nicolás, por apoyarme y acompañarme durante todos estos años de estudio. También a Alicia, Mercedes, Fernanda y Sara y a toda la familia de Martin por acompañarme todo este tiempo y brindarme su cariño.

A mis amigos no geólogos Ayelén Martinez Ackermman y Adrián Caldart por estar siempre presentes y acompañarme, aunque estemos lejos.

A mis compañeras de danza, Gaby, Vero, Pau, Na, Vale, Noe, Yami, Belu, Gachi, Carli, Jessi, Andre, Ale y Agus por su alegría, por escucharme y acompañarme todos estos años.

A Nancy y Santiago por escucharme y ayudarme a crecer en todos los aspectos.

A Morita, Smelly y Toby por su cariño incondicional.

A quienes defendieron y defienden la educación pública y gratuita que nos permite tener acceso, sin discriminación, a los distintos niveles de la enseñanza.

SEDIMENTOLOGÍA E ICNOLOGÍA DE LA FORMACIÓN LOS MOLLES EN LAS LOCALIDADES DE PICÚN LEUFÚ, SIERRA DE CHACAICÓ Y CORDILLERA DEL VIENTO, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA.

El estudio sedimentológico e icnológico de la Formación Los Molles (Toarciano – Aaleniano), en las localidades de Picún Leufú, Sierra de Chacaicó y Cordillera del Viento permitió reconocer seis asociaciones de facies y seis icnoasociaciones. Las asociaciones de facies representan depósitos de *shoreface*, *offshore*, plataforma, prodelta y frente deltaico afectados por turbiditas y tormentas. Las seis icnoasociaciones reconocidas se caracterizan por presentar baja diversidad y abundancia general, siendo la más frecuente la reconocida en ambientes de *offshore* – plataforma, compuesta por *Chondrites intricatus*, *Trichichnus appendicus*, *Trichichnus* isp., *Phycosiphon incertum* y, en menor medida por, *Phymatoderma* isp., *Cylindrichnus concentricus*, *Teichichnus rectus* y *Thalassinoides* isp. La icnoasociación desarrollada en zonas de albardón de sistemas turbidíticos contiene ejemplares de *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Trichichnus* isp., *Chondrites patulus* y *Nereites missouriensis*, mientras que la icnoasociación reconocida en depósitos de plataforma dominados por tormentas *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Nereites* isp., *Skolithos linearis*, *Planolites* isp., *Arenicolites* isp., *Ophiomorpha* isp., y *Gyrochorte comosa*. Las icnoasociaciones de *shoreface*, frente deltaico y prodelta sólo se reconocieron en la localidad de Picún Leufú, donde se encuentra muy bien expuesta la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas. En este contexto, la icnoasociación reconocida en facies de *shoreface* distal se encuentra integrada por ejemplares de *Skolithos linearis*, *Ophiomorpha* isp. y *Arenicolites* isp., la de prodelta por ejemplares asignados a *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum* y *Planolites* isp., mientras que la icnoasociación reconocida en depósitos de frente deltaico se caracteriza por la presencia de *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Nereites* isp., *Skolithos linearis* y *Ophiomorpha* isp. El análisis integral de la sedimentología y la icnología realizado en este trabajo indicaría que las variaciones en la salinidad, la turbidez y la tasa de sedimentación fueron factores condicionantes en el desarrollo de las icnoasociaciones. Sin embargo, habría sido la oxigenación el parámetro más importante en el control, no sólo de la diversidad sino también de la abundancia de las estructuras biogénicas. En este análisis es importante tener en cuenta el contexto regional, ya que durante gran parte del Jurásico y Cretácico, la Cuenca Neuquina se comportó como una cuenca de retroarco asociada a un arco magmático, el cual se

encontraba conectado al océano proto-Pacífico a través de estrechos pasajes entre la cadena de islas volcánicas. Dicha situación paleogeográfica provocó importantes controles en la circulación interna de la cuenca, afectando la estratificación de la columna de agua y sus propiedades físico-químicas, factores que controlaron de manera significativa, el desarrollo y establecimiento de las comunidades bentónicas.

SEDIMENTOLOGY AND ICHNOLOGY OF LOS MOLLES FORMATION IN PICÚN LEUFÚ, SIERRA DE CHACACICÓ AND CORDILLERA DEL VIENTO LOCALITIES, NEUQUÉN BASIN, ARGENTINA.

Sedimentological and ichnological studies in the Los Molles Formation (Toarcian-Aalenian), in Picún Leufú, Sierra de Chacaicó and Cordillera del Viento localities allowed to recognize six facies associations and six ichnoassemblages. These facies associations comprise shoreface, offshore, shelf, prodelta and delta front affected by turbidites and storms deposits. The six ichnoassemblages are characterized, in general, by low ichnodiversity and abundance. The most common ichnoassemblage is the one recognized in offshore-shelf environments, consisting of *Chondrites intricatus*, *Trichichichnus appendicus*, *Trichichnus* isp., *Phycosiphon incertum*. Subordinately, *Phymatoderma* isp, *Cylindrichnus concentricus*, *Teichichnus rectus* and *Thalassinoides* isp. also occur. The ichnoassemblage developed in levee deposits of turbidite systems consist of *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Trichichichnus* isp, *Chondrites patulus*, and *Nereites missouriensis*, whereas the ichnoassemblage recognized in storm dominated – shelf deposits includes specimens of *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Nereites* isp., *Skolithos linearis*, *Planolites* isp., *Arenicolites* isp., *Ophiomorpha* isp., and *Gyrochorte comosa*. The shoreface, delta front and prodelta deposits were only recognized at Picún Leufú locality, where the transition between Los Molles and Lajas formations is well exposed. In this context, the ichnoassemblage recognized in the distal shoreface deposits consist of *Skolithos linearis*, *Ophiomorpha* isp. and *Arenicolites* isp., the ichnoassemblage developed in the prodelta deposits is composed of specimens assigned to *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum* and *Planolites* isp, while the ichnoassemblage recognized in the delta front deposits is characterized by the presence of *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Nereites* isp., *Skolithos linearis* and *Ophiomorpha* isp. Integration of the sedimentological and ichnological data, indicates that variations in salinity, turbidity and sedimentation rate were limiting factors that affected the development of benthic communities. However, oxygenation would have been the most important parameter controlling not only the diversity but also the abundance of biogenic structures in these substrates. Moreover, in this analysis it is important to take into account the regional context, since during most of the Jurassic and Cretaceous, the Neuquén basin behaved as a back-arc basin associated with a magmatic arc, which was connected to the proto-Pacific Ocean through narrow passages between

the volcanic island chain. This palaeogeographic situation produced an important regulation on the internal circulation of the basin, affecting the stratification of the water column, and its physical-chemical properties, and thus significantly affecting the development and establishment of benthic communities.

ÍNDICE

Capítulo I: Introducción, antecedentes, objetivos y metodología.

1.1 INTRODUCCIÓN	15
1.2 ANTECEDENTES.....	16
1.3 OBJETIVOS GENERALES	18
1.3.1. Objetivos específicos.....	19
1.4 MATERIALES Y MÉTODOS	19
1.4.1 Recopilación Bibliográfica.....	20
1.4.2. Tareas de Campo.....	20
1.4.3 Tareas de Gabinete.....	21
1.5 REFERENCIAS.....	22

Capítulo II: Marco Geológico.

2.1 INTRODUCCIÓN	28
2.2 EVOLUCIÓN TECTONOSEDIMENTARIA	28
2.2.1 Etapa de syn-rift (Triásico Tardío – Jurásico Temprano)	28
2.2.2 Etapa de post-rift o SAG (Jurásico Temprano – Cretácico Temprano)	29
2.2.3 Etapa compresiva o cuenca de antepaís (Cretácico Tardío – Cenozoico).....	30
2.3 REGIONES MORFOESTRUCTURALES.....	31
2.3.1 Faja Plegada	31
2.3.2 Alto de los Chihuidos.....	32
2.3.3 Plataforma Nororiental.....	32
2.3.4 Engolfamiento Neuquino	33
2.3.5 Dorsal de Huinul.....	33
2.3.6 Sur de la Dorsal de Huinul	34
2.4 ESTRATIGRAFÍA	34
2.4.1 Ciclo “Jurásico”	35
2.4.1.1 Grupo Precuyo (Retiano - Hettangiano inferior) (Gulisano 1981).....	35
2.4.1.2 Grupo Cuyo (Hettangiano - Calloviano medio) (Dellapé et al. 1978)	37
2.4.1.3 Grupo Lotena (Caloviano medio - Oxfordiano Tardío) (Gulisano et al. 1984)	41
2.4.2 Ciclo Ándico	41
2.4.2.1 Grupo Mendoza (Oxfordiano superior - Barremiano) (Stipanovic et al. 1968)	41
2.4.2.2 Grupo Bajada del Agrio (Barremiano - Albiano) (Méndez et al. 1995).....	43
2.4.3 Ciclo Riográndico	44
2.5 REFERENCIAS.....	46

Capítulo III: Sedimentología.

3.1 SIERRA DE CHACAICÓ-SECCIÓN ARROYO LAPA.....	59
3.1.1 Introducción y ubicación del área de estudio.....	59
3.2. FACIES, ICNOASOCIACIONES Y ASOCIACIONES DE FACIES.....	60
3.2.1. Asociaciones de facies de <i>offshore</i>	63
3.2.2. Asociación de facies de plataforma.....	67
3.2.3. Asociación de facies turbidíticas.....	68
3.3. MODELO DEPOSITACIONAL.....	71
3.4. REFERENCIAS.....	74
3.5. SUBCUENCA DE PICÚN LEUFÚ – ANTICLINAL DE PICÚN LEUFÚ.....	77
3.5.1 Introducción y ubicación del área de estudio.....	77
3.6. FACIES, ICNOASOCIACIONES Y ASOCIACIONES DE FACIES.....	80
3.6.1. Asociación de facies de <i>shoreface</i>	80
3.6.2. Asociación de facies de <i>offshore</i>	81
3.6.3. Asociación de facies de frente deltaico distal.....	87
3.6.4. Asociación de facies de prodelta.....	90
3.6.5. Asociación de facies turbidíticas.....	91
3.7. MODELO DEPOSITACIONAL.....	95
3.8. REFERENCIAS.....	99
3.9 CORDILLERA DEL VIENTO – SECCIÓN CHACAY MELEHUE.....	103
3.9.1 Introducción y ubicación del área de estudio.....	105
3.10. FACIES, ICNOASOCIACIONES Y ASOCIACIONES DE FACIES.....	107
3.10.1. Asociación de facies de plataforma- <i>offshore</i>	107
3.10.2. Asociación de facies turbidíticas.....	112
3.11. MODELO DEPOSITACIONAL.....	118
3.12. REFERENCIAS.....	121

Capítulo IV: Icnología.

4.1 INTRODUCCIÓN.....	126
4.2 SISTEMÁTICA.....	132
4.2.1 Icnogénero <i>Arenicolites</i> ? Salter 1857.....	133
4.2.1.1 <i>Arenicolites</i> isp.....	133
4.2.2 Icnogénero <i>Chondrites</i> von Sternberg 1833.....	135
4.2.2.1 <i>Chondrites intricatus</i> Brongniart 1823.....	136
4.2.2.2 <i>Chondrites patulus</i> Fischer-Ooster 1858.....	137
4.2.3 Icnogénero <i>Cylindrichnus</i> Toots 1966.....	137
4.2.3.1 <i>Cylindrichnus concentricus</i> Toots 1966.....	139
4.2.4 Icnogénero <i>Gyrochorte</i> Heer 1865.....	140

4.2.4.1 <i>Gyrochorte comosa</i> Heer 1865.....	141
4.2.5 Icnogénero <i>Nereites</i> MacLeay 1839.....	141
4.2.5.1 <i>Nereites missouriensis</i> Weller 1899.....	142
4.2.5.2 <i>Nereites</i> isp.....	143
4.2.6 Icnogénero <i>Ophiomorpha</i> Lundgren 1981.....	145
4.2.6.1 <i>Ophiomorpha</i> isp.....	145
4.2.7 Icnogénero <i>Phycosiphon</i> Fischer-Ooster 1858.....	147
4.2.7.1 <i>Phycosiphon incertum</i> Fischer-Ooster 1858.....	147
4.2.8 Icnogénero <i>Phymatoderma</i> Brongniart 1849.....	148
4.2.8.1 <i>Phymatoderma</i> isp.....	149
4.2.9 Icnogénero <i>Planolites</i> Nicholson 1873.....	151
4.2.9.1 <i>Planolites</i> isp.....	151
4.2.10 Icnogénero <i>Skolithos</i> Haldemann 1840.....	152
4.2.10.1 <i>Skolithos linearis</i> Haldemann 1840.....	153
4.2.11 Icnogénero <i>Teichichnus</i> Seilacher 1955.....	154
4.2.11.1 <i>Teichichnus rectus</i> Seilacher 1955.....	154
4.2.12 Icnogénero <i>Thalassinoides</i> Ehrenberg 1944.....	155
4.2.12.1 <i>Thalassinoides</i> isp.....	156
4.2.13 Ichnogénero <i>Trichichnus</i> Frey 1970.....	157
4.2.13.1 <i>Trichichnus appendicus</i> Uchman 1999.....	158
4.2.13.2 <i>Trichichnus</i> isp.....	158
4.3 REFERENCIAS.....	162
Capítulo V: Discusiones.	
5.1 ICNOASOCIACIONES.....	177
5.2 PARÁMETROS DE CONTROL MEDIOAMBIENTALES RECONOCIDOS EN LA FORMACIÓN LOS MOLLES.....	180
5.2.1 Batimetría.....	180
5.2.2 Energía hidrodinámica.....	181
5.2.3 Turbidez.....	183
5.2.4 Tasa de sedimentación.....	185
5.2.5 Salinidad.....	185
5.2.6 Nutrientes.....	186
5.2.7 Tipo de sustrato.....	188
5.2.8 Oxigenación.....	189
5.3 CONSIDERACIONES FINALES.....	192
5.4. REFERENCIAS.....	194

Capítulo VI: Conclusiones.

6.1. CONCLUSIONES 204

Capítulo VII: Anexo I.

7.1 Secciones de detalle del área de Picún Leufú..... 208

7.1.1 Sección 1 - Bajada de Los Molles 209

7.1.2 Sección 2 – Zona de la Quebrada del Sapo 210

7.1.3 Sección 3 – Frente a la Escuela N° 293 211

7.1.4 Sección 4 – 39° 21’ 11.17” S / 70° 08’ 29.05” O..... 212

7.1.5 Sección 5 – Puesto Los Pozuelos 213

7.1.6 Sección 6 – Puesto Los Pozuelos 214

CAPÍTULO I

Introducción, antecedentes, objetivos y metodología.

1.1 INTRODUCCIÓN

Las sedimentitas de la Formación Los Molles (Weaver 1931) constituyen una de las rocas madres de la Cuenca Neuquina. Debido a que esta Formación se encuentra integrada principalmente por pelitas ricas en materia orgánica es considerada como un sistema petrolero de tipo no convencional (*shale oil/gas*), aunque en algunas localidades también se la reconoce como un sistema petrolero convencional (Puesto Touquet). Esta unidad fue acumulada durante la primera transgresión marina generalizada en la cuenca, ocurrida durante el Jurásico Temprano-Medio, y la distribución de sus sedimentos estuvo fuertemente controlada por el relieve heredado de los hemigrábenes generados en el Triásico Tardío (Vergani *et al.* 1995, Franzese *et al.* 2007, Pángaro *et al.* 2009). Durante gran parte del Jurásico y Cretácico, la Cuenca Neuquina se comportó como una cuenca de retroarco asociada a un arco magmático conectado al océano proto-Pacífico a través de estrechos pasajes entre la cadena de islas volcánicas (Spaletti *et al.* 2000, Vicente 2005). Esta situación paleogeográfica provocó importantes controles en la circulación interna de la cuenca, afectando la estratificación de la columna de agua y sus propiedades físico-químicas, factores que controlaron de manera significativa el desarrollo y establecimiento de las comunidades bentónicas. Si bien en los últimos años hubo un creciente interés en la caracterización de la Formación Los Molles como sistema petrolero no convencional (Vergani *et al.* 1995, Cruz *et al.* 2002, Pángaro *et al.* 2009, Sales *et al.* 2014), hasta el momento, no se cuenta con un estudio icnológico de detalle que permita explicar la relación que existió entre el desarrollo de las comunidades bentónicas con la evolución paleogeográfica y las propiedades físico-químicas de la columna de agua.

En este contexto, el principal objetivo de esta tesis de doctorado es realizar un detallado análisis icnológico de la Formación Los Molles, evaluando cuales fueron los mecanismos, procesos de sedimentación y las variables introducidas en la masa de agua (por ej., oxigenación, salinidad, turbidez), que habrían controlado la composición de las icnoasociaciones en los diferentes paleoambientes reconocidos. Todos estos resultados permitirán refinar considerablemente los modelos depositacionales previamente establecidos para la unidad.

Si bien los depósitos de la Formación Los Molles tienen gran extensión en el ámbito de la Cuenca Neuquina, para esta contribución se seleccionaron y estudiaron tres de las localidades clásicas de esta unidad: 1-Arroyo Lapa, 2-Anticlinal de Picún Luefú y 3-

Chacay Melehue. En estas localidades, no solamente se relevaron las características sedimentológicas a lo largo de cada sección, sino que se prestó especial interés a la descripción de trazas y al análisis de las relaciones entre las mismas y las facies sedimentarias. La elección de estas localidades tuvo en cuenta la continuidad estratigráfica y la posibilidad de evaluar diferentes intervalos con buena exposición dentro de la sucesión. En el caso de la localidad de Arroyo Lapa, se pudo evaluar en detalle las características de los depósitos transgresivos de la Formación Sierra Chacaicó (Volkheimer 1973) y la transición con la Formación Los Molles en su sección basal. La localidad de Anticlinal Picún Leufú, es clave para poder evaluar cómo se produjo la variación en diversidad y abundancia en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas (Weaver 1931). Finalmente, la sección de Chacay Melehue permitió analizar una sección completa de la Formación Los Molles con excelente exposición, controlando además las variaciones de diversidad y abundancia que muestra el pasaje de la unidad con los infrayacentes depósitos de la Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz 1997) y los suprayacentes de la Formación Tábanos (Stipanovic 1966). Si bien la información de las unidades que limitan con la Formación Los Molles no es presentada en esta tesis de doctorado, puede encontrarse una breve síntesis de las mismas en Canale (2016), Canale *et al.* (2015), Ponce *et al.* (2016), y Canale *et al.* (2020). Los controles realizados sobre la icnología de la Formación Los Molles y las unidades que la limitan permitieron reconocer cambios significativos en la diversidad y abundancia de trazas fósiles.

1.2 ANTECEDENTES

La Formación Los Molles fue definida por Weaver (1931) como un conjunto de sedimentitas marinas que comprende el lapso Aaleniano a Bajociano, pero fue Volkheimer (1973) quién definió su localidad tipo en el curso del arroyo Maihuén cerca de la estancia Charahuilla en la zona de Picún Leufú. Estudios posteriores indican que la Formación Los Molles se habría depositado en el Aaleniano en la zona de Malargue y Chacay Melehue, mientras que en la zona de Sierra de Chacaicó en el Pliensbachiano y en la zona de Picún Leufú en el Toarciano inferior (Leanza *et al.* 1997, Arregui *et al.* 2011, Nullo *et al.* 2005). Esta unidad alcanza espesores que varían entre 800 y 2000 m (Leanza *et al.* 1997, Zanettini *et al.* 2010) y forma parte de la primera ingresión marina generalizada de la Cuenca Neuquina, conformando la parte basal del Grupo Cuyo

(Arregui *et al.* 2011). Estudios posteriores definieron a la Formación Los Molles como el conjunto de sedimentitas interpuestas concordantemente entre las formaciones Sierra Chacaicó y Lajas (Digregorio 1972, 1978, Leanza 1992). Esta unidad fue interpretada por Zavala (1996), como parte de un cortejo regresivo que se desarrolla de forma coetánea con la Formación Lajas. La Formación Los Molles se compone principalmente por capas de pelitas y heterolitas que intercalan con capas de areniscas y conglomerados. Gulisano y Guitierrez Pleimling (1995) interpretan a la Formación Los Molles como ambientes de *offshore* a cuencales con depósitos turbidíticos asociados. Posteriormente Leanza *et al.* (1997) propone en la descripción de la hoja de Picún Leufú que la Formación Los Molles se habría depositado en un ambiente marino restringido, de baja energía y profundidad, con altos contenidos de fitodetrito y pirita, afectado por turbiditas. Para la zona de la Cordillera del Viento Rovere *et al.* (2004) hace énfasis en que los estudios que abarcan el ambiente de depositación de la Formación Los Molles son escasos y propone como una de las contribuciones más completas la realizada por Gulisano y Guitierrez Pleimling (1995). Gulisano y Guitierrez Pleimling (1995) proponen para la Cordillera del Viento que los depósitos de la Formación Los Molles se habrían depositado en un ambiente transicional entre cuenca interna y *offshore*, siendo estos sistemas afectados por turbiditas. Por otro lado, también proponen para la zona de Arroyo Lapa que la Formación Los Molles se habría depositado en un ambiente desde plataforma externa a cuenca interna afectadas por turbiditas. Martínez *et al.* (2008), sobre la base de un estudio detallado de palinofacies en el área de Picún Leufú, establecen, para la zona centro-sur de la Cuenca Neuquina, que la Formación Los Molles representa un ambiente marino nerítico restringido cercano al área de aporte terrestre con condiciones oxidantes y energía moderada. Por otro lado, para el área de Puesto Policía proponen un ambiente marino marginal con salinidad subnormal, condiciones disóxicas y abundante materia orgánica amorfa, influenciado por descargas fluviales. Paim *et al.* (2008) realizan un análisis secuencial de detalle para la zona de Arroyo la Jardinera, sugiriendo que la Formación Los Molles presenta elementos arquitecturales asignables a zonas de plataforma distal, talud y cuenca afectadas por turbiditas. Esta interpretación coincide con la realizada por Tudor (2014), Olariu *et al.* (2019), Pereira (2019) y Giacomone *et al.* (2020, 2021). Paim *et al.* (2011), además proponen que estas turbiditas pueden estar vinculadas a corrientes de densidad fluvio-derivadas. Por otro lado, Arregui *et al.* (2011), propone para la Formación Los Molles un ambiente de sedimentación marina de baja energía y de poca

profundidad debido a la presencia de restos vegetales, pirita y su contenido fosilífero. Giménez *et al.* (2018) proponen para el yacimiento Centenario previamente interpretado como abanicos aluviales y depósitos fluviales, un ambiente de *offshore –shoreface* afectados por deltas para esta unidad. Almeida *et al.* (2020) proponen para la Formación Los Molles en la Jardinera la ocurrencia de deltas de plataforma externa (*shelf-edge delta*). Olivera *et al.* (2020), sobre la base de un detallado estudio palinológico, infieren la presencia de una columna de agua estratificada, con condiciones de salinidad reducida en la zona fótica y condiciones del fondo subóxicas a anóxicas desarrolladas en un ambiente marino marginal con circulación restringida para el área de Picún Leufú, mientras que para el área de la Cordillera del Viento proponen una cuenca hidrológicamente balanceada con fondos bien oxigenados desarrollados en un ambiente marino distal con circulación normal. Las contribuciones vinculadas a el estudio de trazas fósiles en la unidad son muy escasas, y comprenden un estudio realizado por Poiré y del Valle (1992) sobre las trazas fósiles reconocidas en las formaciones Los Molles y Lajas, y un trabajo de síntesis sobre el estado actual del conocimiento icnológico para el Mesozoico de la Cuenca Neuquina realizado por Pazos (2009).

1.3 OBJETIVOS GENERALES

El principal objetivo de esta tesis de doctorado es realizar un análisis icnológico y sedimentológico integral de la Formación Los Molles, unidad perteneciente al Grupo Cuyo de la Cuenca Neuquina, en las clásicas localidades de Arroyo Lapa, Anticlinal de Picún Leufú y Chacay Melehue (Cordillera del Viento). El análisis integral de los depósitos permitirá refinar los ambientes de sedimentación y proponer un modelo depositacional actualizado para esta unidad. El desarrollo de un modelo depositacional actualizado de la Formación Los Molles permitirá evaluar los parámetros de control que afectaron la distribución de los organismos bentónicos en la unidad. Por otro lado, el estudio de la icnología en detalle permitirá el reconocimiento de icnogéneros para la Formación Los Molles, lo que aportará conocimiento sobre condiciones de oxigenación, turbidez, disponibilidad de nutrientes, tasa de sedimentación, entre otros.

1.3.1. Objetivos específicos

Los objetivos específicos de esta tesis doctoral abarcan aspectos sedimentológicos e icnológicos de la Formación Los Molles.

- Desde una perspectiva sedimentológica se propone:

a) caracterizar las diferentes facies sedimentarias, determinando los mecanismos de transporte y depositación que las originan.

b) realizar un detallado análisis de los elementos arquitecturales que presenta cada ambiente depositacional para cada una de las localidades relevadas.

c) obtener un modelo sedimentario integrador que explique adecuadamente la relación entre la geometría de los cuerpos y sus facies sedimentarias.

- Desde una perspectiva icnológica se propone:

e) establecer el contenido de las trazas fósiles en la sucesión y determinar las icnoasociaciones que caracterizan a cada ambiente.

f) evaluar cuáles fueron los principales factores de estrés (*e.g.* oxigenación, turbidez, salinidad, etc.) que controlaron la presencia o ausencia de bioturbación a través del tiempo.

g) relacionar las asociaciones de trazas fósiles reconocidas con las diferentes facies sedimentarias.

h) evaluar cómo la bioturbación responde a cambios en las condiciones físico-químicas de la columna de agua, en la interfaz agua sedimento y en el agua poral.

1.4 MATERIALES Y MÉTODOS

Con el fin de cumplir los objetivos planteados, se realizó un detallado trabajo de campo y gabinete. El método de trabajo seguido fue el usualmente utilizado en este tipo de estudios, basado fundamentalmente en la interpretación y análisis de datos de campo y su procesamiento en gabinete. En primer lugar, se realizó una recopilación bibliográfica que permitió reconocer los antecedentes no solo de la Formación Los Molles sino también de algunos aspectos generales y particulares de la Cuenca Neuquina. Además, se

profundizó en aspectos relacionados a las trazas fósiles, de los cuales se tenía escaso conocimiento previo.

1.4.1 Recopilación Bibliográfica

Se analizó la bibliografía referente a la Cuenca Neuquina en general y a la Formación Los Molles, en particular en las localidades analizadas. Se prestó especial atención a los temas vinculados con la estratigrafía, sedimentología, icnología, evolución tectónica, circulación de paleo-corrientes oceánicas y paleo-climatología del Jurásico. También se seleccionó bibliografía sobre el reconocimiento y estudio de las trazas fósiles tanto en afloramiento como en corte delgado. Por último, se recopilaron cartas geológicas e imágenes satelitales de las zonas de estudio con el fin de caracterizar la geología de las diferentes áreas y establecer la dimensión y ubicación de los perfiles a relevar.

1.4.2. Tareas de Campo

Se realizaron 6 campañas de entre 10 y 20 días de duración con el fin de reconocer, relevar y revisar perfiles sedimentológicos. Los perfiles fueron relevados perpendiculares al buzamiento de las capas utilizando báculo de Jacob y se georreferenció la base y el techo de los mismos con GPS. Se describieron en detalle las características primarias de los cuerpos de roca, como litología, estructuras sedimentarias, geometría, vectores de paleocorrientes y contenido icnofosilífero, a fin de posibilitar un detallado análisis de facies. Además, se tomaron fotos con el fin de documentar facies, asociaciones de facies e icnofósiles.

En el área de Picún Leufú se relevaron 6 perfiles de entre 60 y 800 m, dos en el flanco Norte del anticlinal (área de Puesto Los Pozuelos) y cuatro en el flanco sur del anticlinal (equidistantes entre sí, desde Bajada de Los Molles, hasta 10 km de la escuela 293). Se relevaron tanto las características sedimentológicas como icnológicas de cada perfil en particular, hasta los primeros depósitos asignados a la Formación Lajas. En las áreas de Chacay Melehue y Arroyo Lapa se contaba con las secciones de la Formación Los Molles, previamente relevadas por Ponce *et al.* (2015). En estas localidades el trabajo consistió en hacer una revisión detallada de las secciones, describiendo las facies sedimentarias, asociaciones de facies y las características icnológicas.

1.4.3 Tareas de Gabinete

Con los datos obtenidos en el campo se realizó la digitalización de las secciones sedimentológicas de detalle utilizando programas de diseño vectorial como FreeHand y Adobe Illustrator. Específicamente para el área de Picún Leufú se realizó un panel correlación utilizando técnicas de estratigrafía física y análisis de facies. A su vez se definieron facies y asociaciones de facies para cada localidad y se describieron en detalle las trazas fósiles encontradas. Para algunos icnogéneros en particular se utilizaron técnicas de microscopía óptica (ZEISS – AXIO Imager. A2m) y electrónicas de barrido (SEM ZEISS - EVO 15), también se realizaron observaciones a la lupa binocular (Nikon SMZ800). A partir del procesamiento y representación de los datos obtenidos en el campo pudieron realizarse interpretaciones sobre las condiciones ambientales que predominaron durante la depositación de la Formación Los Molles lo que permitió elaborar modelos paleoambientales para cada localidad y realizar un aporte al conocimiento icnológico de esta unidad, que hasta el momento no contaban con un gran número de estudios de detalle. De modo complementario se realizaron análisis petrográficos con el fin de identificar los principales componentes de las rocas estudiadas.

1.5 REFERENCIAS

- Almeida Junior, F.N., Steel, R.J., Olariu, C., Gan, Y. y Gomes Paim, P.S. 2020. Riverdominated and tide influenced shelf-edge delta systems: coarse-grained deltas straddling the Early-Middle Jurassic shelf-slope break and transforming downslope, Lajas-Los Molles formations, Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 67:2883-2916.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico temprano-medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés, J.M., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 18° Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, Relatorio: 77-89.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N. B., Parada, M.N. y Drittanti, D.I. 2020. Sedimentología e icnología de un delta fluvio-dominado, Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology*, 47(7):179-206.
- Canale, N. 2016. Análisis icnológico y sedimentológico para la caracterización paleoambiental de las sucesiones hiperpícnicas que integran las Formaciones Lajas y Lotena (Jurásico medio), Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional del Sur, 259 pp.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Drittanti, D.I., Olivera D. E., Martínez, M.A. y 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*, 42:114-138.
- Cruz, C.E., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga de Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina. Argentina". 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata: 1-20.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F., eds., *Geología Regional Argentina. Centenario Academia Nacional de Ciencias*: 439-506, Córdoba.
- Digregorio, J.H. 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas: 37-65.

- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, M.D. y D'Elía, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 34:49-62.
- Giacomone, G., Olariu, C., Steel, R. y Shin, M. 2020. A coarse-grained basin floor turbidite system—the Jurassic Los Molles Formation, Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentology*, 67:3809-3843.
- Giacomone, G., Olariu, C. y Steel, R. 2021. The influence of topography on subaqueous gravity flows: a case study from the Jurassic Los Molles Formation, Neuquen Basin, Argentina. 35th IAS Meeting of Sedimentology, DOI:10.13140/RG.2.2.22798.89920.
- Gimenez, B., Veiga, G., Montenegro, M. y Schwarz, E. 2018. Nueva interpretación paleoambiental y su implicancia en la distribución de los reservorios arenos conglomerádicos de la Formación Los Molles en el área Centenario, Cuenca Neuquina. X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos Simposio de Desarrollo de Hidrocarburos: Desarrollo con pensamiento No Convencional, Mendoza, 127-150.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Serie C2, Buenos Aires, 111 pp.
- Leanza, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45:272-299.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969 - III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de la Carta Geológica a escala 1:250.000. Boletín del Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR: 218:1-135.
- 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*, 35:279-305.

- Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. y Leanza, H.A. 2005. Hoja Geológica 3569-III/3572-IV Malargüe. SEGEMAR, 85pp.
- Olariu, C., Steel, R.J., Vann, N.K., Tudor, E.P., Shin, M., Winter, R.R., Gan, Y. P Jung, E., De Almeida Jr, F.N. y Giacomone, G. 2020. Criteria for recognizing shelfslope clinofolds in outcrop; Jurassic Lajas and Los Molles formations, S. Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research*, 32:279-292.
- Olivera, D., Martínez, M., Zavala, C., Di Nardo, J. y Otharón, G. 2020. New contributions to the palaeoenvironmental framework of the Los Molles Formation (Early-to-Middle Jurassic), Neuquén Basin, based on palynological data. *Facies*, 66(4). DOI: 10.1007/s10347-020-00607-8.
- Paim, P.S.G., Silveira, A.S., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Leanza, H.A., Teixeira de Oliveira, J.M.M., y d'Ávila, R.S.F. 2008. High resolution stratigraphy and gravity flowdeposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group-Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén Basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63:728-753.
- Paim, P.S.G., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Silveira, A.S., Leanza, H., y d'Ávila, R.S.F. 2011. Fluvial-derived turbidites in the Los Molles formation (Jurassic of the Neuquén basin): Initiation, transport, and deposition. In: Slatt, R.M. y Zavala, C., eds., *Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, 61:95-116.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Miccuci, E. 2009. El Sinrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: Evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65:265-277.
- Pazos, P.J. 2009. Síntesis icnológica de unidades mesozoicas marinas de la Cuenca Neuquina, nuevos datos y perspectivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65:362-372.
- Pereira, M. 2019. Sedimentological Characterization of Submarine Canyons and Channel Complexes in Los Molles Formation, Neuquén Basin, Argentina. AAPG International Conference and Exhibition, Buenos Aires.

- Poiré, D.G. y del Valle, A. 1992. Análisis sedimentológico de trazas fósiles de las Formaciones Los Molles y Lajas, Grupo Cuyo, Jurásico de Cuenca Neuquina, Argentina. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, 1:25-32.
- Ponce, J.J., Carmona, N.B., Montagna A.O. y Canale, N. 2015. Sedimentología e Icnología de los Sistemas Petroleros no Convencionales de la Cuenca Neuquina. (Los Molles-Lajas y Vaca Muerta Quintuco). Guía de Campo. Universidad Nacional de Río Negro – Fundación YPF, General Roca, 112 pp.
- Ponce, J.J., Carmona, N.B. y Wetzell, A. 2016. Sedimentología e icnología de la formación Sierra Chacaicó en la localidad de Arroyo Lapa, Cuenca Neuquina, Argentina.
- Rovere, E., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H., Hugo, C., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. y Danieli, J. 2004. Hoja Geológica E. 1:250.000 n° 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Boletín del Instituto Geología Recursos Minerales. SEGEMAR 298:1-104.
- Sales, T., Giusiano, A. y Tunik, M. 2014. Análisis preliminar del potencial como shale oil que presenta la Formación Los Molles (Miembro pelítico inferior) en el depocentro Barda Colorada Este, zona de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Resúmenes Extendidos: 203-210.
- Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society, London*, 157:433-446.
- 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: 403-478.
- Suárez, M. y De la Cruz, R. 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270.

- Tudor, E.P. 2014. Facies variability in deep water channel-to-lobe transition zone: Jurassic Los Molles Formation, Neuquen Basin Argentina. Tesis doctoral, University of Texas, 90 pp.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez, S.R. y Welsink, H.J., eds., *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir, 62:383-402.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60:221-250.
- Volkheimer, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra de Chacaico (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Lajas (Caloviano Inferior). *Ameghiniana*, 10:105-109.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington, Memoir I, Washington, 496 pp.
- Zanettini, J.C.M., Leanza, H.A., Giusiano, A., Santamaría, G.R., y Franchi, M. 2010. Hoja Geológica 3972-II: Loncopué. Provincia del Neuquén. *Boletín del Instituto Geología Recursos Minerales. SEGEMAR*, 381:1-93.
- Zavala, C.A. 1996. High-Resolution Sequence Stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquén Basin, Argentina. In: *Advances in Jurassic Research*. En: Riccardi, A.C., eds., *Transtec Publications. Geo-Research Forum*, Switzerland, 1-2:295-304.

CAPÍTULO II

Marco Geológico

2.1 INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina está localizada en el centro-oeste de Argentina, entre los 23° y los 40° de latitud sur (Yrigoyen 1991), abarca una superficie de aproximadamente 160.000 km² (Vergani *et al.* 1995) que comprende las provincias de Neuquén, el sur de Mendoza, sudoeste de La Pampa y noroeste de Río Negro. Durante su evolución se encontró limitada por áreas cratónicas conocidas como los Macizos de Sierra Pintada (al NE) y Norpatagónico (al SE) y por un arco magmático estacionario al Oeste (Howell *et al.* 2005). Comprende un registro estratigráfico continuo de más de 6000 m de espesor acumulados desde el Triásico Tardío al Paleoceno (Gulisano y Gutiérrez-Pleimling 1995).

2.2 EVOLUCIÓN TECTONOSSEDIMENTARIA

El desarrollo tectónico de la Cuenca Neuquina comprende tres fases principales, a saber (1) syn-rift, (2) post-rift, y (3) etapa de cuenca de antepaís (Howell *et al.* 2005).

2.2.1 Etapa de syn-rift (Triásico Tardío – Jurásico Temprano)

Esta etapa está dominada por subsidencia mecánica controlada por un sistema de fallas normales de rumbo dominante NO-SE (Fig.2.1 a), que afectan a un basamento integrado por metamorfitas de bajo grado, de edad Silúrica – Pérmica, y vulcanitas y plutonitas (Grupo Choiyoi) asignadas al Permiano -Triásico (Vergani *et al.* 1995, Franzese y Splalietti 2001, Cristallini *et al.* 2009). Este sistema de fallas habría permitido el desarrollo de una serie de grábenes y hemigrábenes paralelos al margen oeste de Gondwana, que habrían actuado como depocentros aislados (Gulisano 1981). Estos se encuentran rellenos por sedimentitas continentales y rocas volcánicas y volcanoclásticas agrupadas bajo la denominación de Grupo Precuyo (Gulisano *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989, Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001). El final de esta etapa se encuentra representada por la fase diastrófica Huárpica que representa el fin del ciclo Gondwánico y el inicio de ciclo Jurásico (Llambías *et al.* 2007).

2.2.2 Etapa de post-rift o SAG (Jurásico Temprano – Cretácico Temprano)

Durante el Jurásico Temprano a Medio, se desarrolló un régimen de subducción de alto ángulo en el margen oeste de Gondwana (Franzese *et al.* 2003, Howell *et al.* 2005), lo que a su vez generó, hacia el Jurásico Tardío, el desarrollo del arco magmático Andino en su totalidad (Howell *et al.* 2005). Esto produjo en el trasarco, una subsidencia termal que se vio acompañada de períodos de inundación en la cuenca (Howell *et al.* 2005) (Fig.

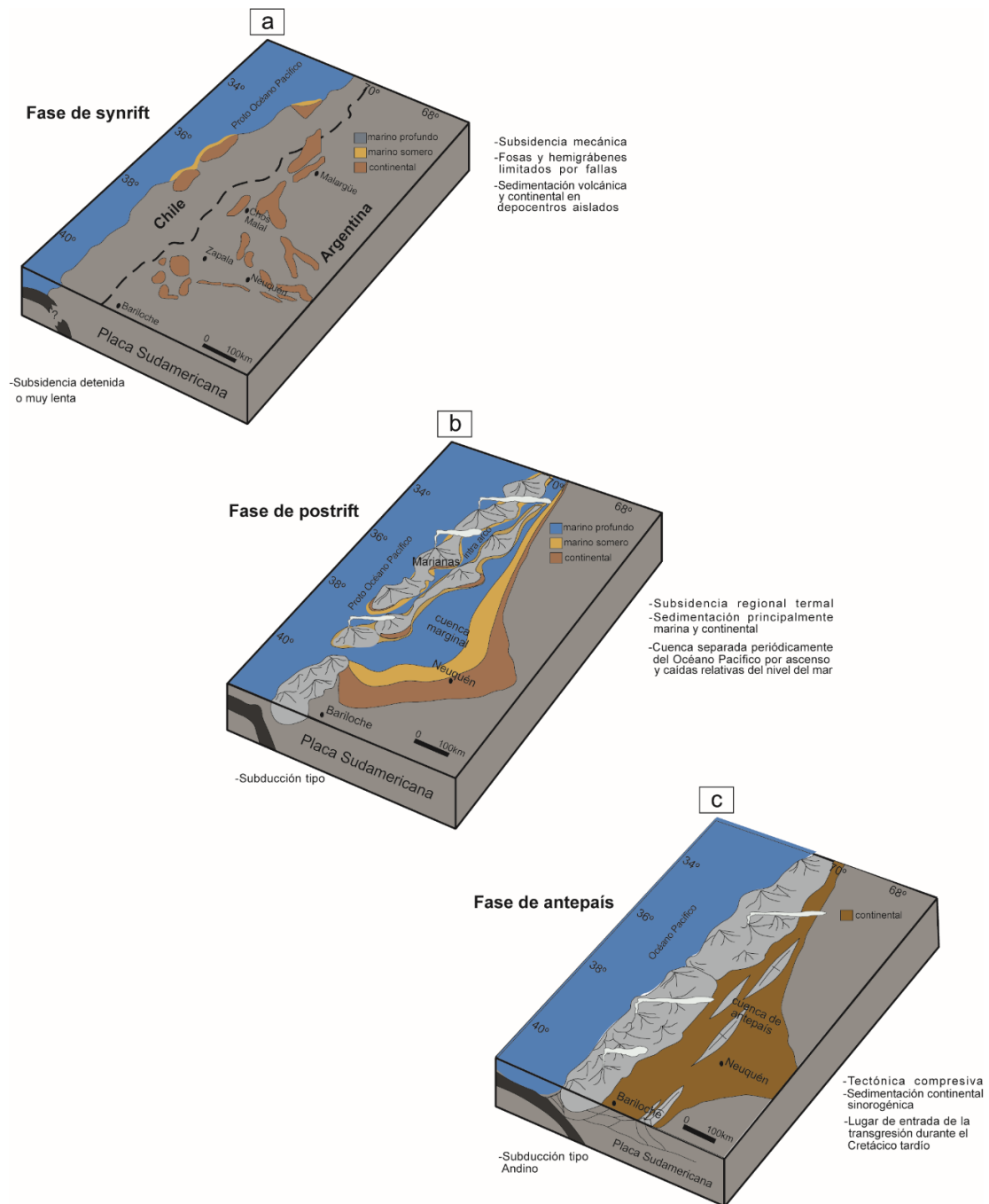


Figura 2.1. Evolución tectonosedimentaria de la Cuenca Neuquina desde el Triásico Tardío al Cenozoico. **(a).** Etapa de rift. **(b).** Etapa de post-rift. **(c).** Etapa de antepais. Tomado y modificado de Howell *et al.* (2005).

2.1 b). Durante esta etapa la Cuenca Neuquina se encontraba conectada de forma semi-permanente con el océano proto-Pacífico a través de pasajes en el arco magmático, como el estrecho de Curepto presente en el sur de Mendoza (Spalletti *et al.* 2000, Macdonald *et al.* 2003, Vicente 2005) (Fig. 2.1 b), lo que permitió la ocurrencia de inundaciones periódicas que depositaron ciclos transgresivos-regresivos conocidos como grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Howell *et al.* 2005). Durante el primer evento de sedimentación marina generalizado, se produjo la acumulación de las sedimentitas de las formaciones Chachil, Sierra Chacaicó y Los Molles, (Grupo Cuyo), donde el relieve heredado de la fase anterior habría controlado la depositación de los sedimentos, condicionando la distribución de las facies y sus espesores (Gulisano 1981, Burgess *et al.* 2000, Howell *et al.* 2005). Posteriormente la cuenca experimenta una subsidencia generalizada que permite que las subsiguientes inundaciones (parte superior de la Formación Los Molles y las formaciones Lotena, Vaca Muerta y Agrio), alcancen una mayor distribución areal (Leanza *et al.* 2011). Durante esta etapa es importante destacar el desarrollo de la Dorsal de Huincul que habría condicionado fuertemente la distribución de facies y los espesores de las unidades depositadas en las subcuencas ubicadas al sur de la dorsal (Zavala y Freije 2002, Freije *et al.* 2002, Zavala *et al.* 2020).

2.2.3 Etapa compresiva o cuenca de antepaís (Cretácico Tardío – Cenozoico).

Durante el Cretácico Temprano la disminución del ángulo de subducción sumado a la reorganización de las placas Pacíficas y las variaciones en la tasa de expansión del atlántico sur, generaron un régimen tectónico compresional (Vergani *et al.* 1995, Howell *et al.* 2005) (Fig. 2.1 c). Esto no solo causó inversión de las estructuras extensionales previas (Vergani *et al.* 1995, Howell *et al.* 2005), sino que además habría generado que la Cuenca Neuquina se vuelva una cuenca de retroarco y que los depocentros preexistentes migraran hacia el este, dando lugar al desarrollo de las fajas plegadas y corridas en el oeste de la Cuenca Neuquina (Mpodozis y Ramos 1989, Franzese *et al.* 2003, Howell *et al.* 2005, Ramos *et al.* 2011, Folguera y Ramos 2011). Esto permitió hacia fines del Cretácico, que la Cuenca Neuquina se conectara con otros depocentros y que la depositación de sedimentos continentales alcanzara su máxima expansión (Franzese *et al.* 2003). Durante el Mioceno la reactivación de la faja plegada y corrida culminó con la estructuración de la Cuenca Neuquina (Ramos y Folguera 2005).

2.3 REGIONES MORFOESTRUCTURALES.

La Cuenca Neuquina abarca mayormente a las provincias de Neuquén y Mendoza y en menor proporción las provincias de Río Negro y La Pampa y comprende seis regiones morfoestructurales que serán sucintamente caracterizadas a continuación (Fig. 2.2).

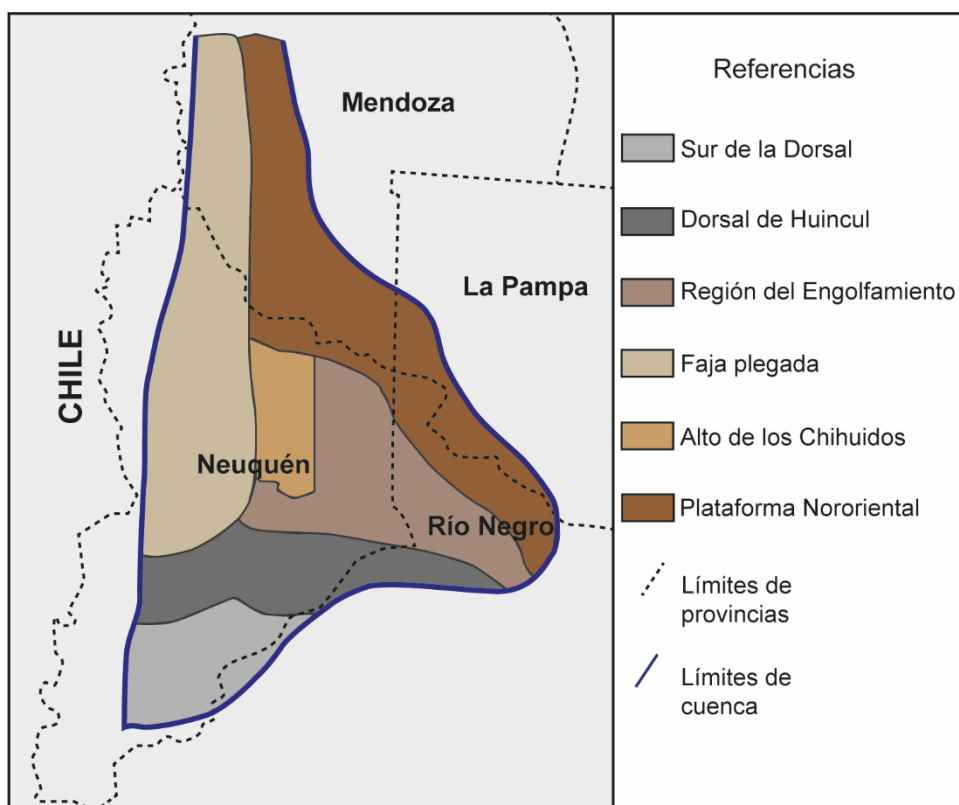


Figura 2.2. Regiones morfoestructurales de la Cuenca Neuquina (Tomado y modificado de Alonso *et al.* 2011 y Casadío y Montagna 2015).

2.3.1 Faja Plegada

La faja plegada y corrida del Agrio se desarrolla en las proximidades del arco volcánico y constituyó uno de los principales depocentros de la Cuenca Neuquina. La misma fue interpretada por como una deformación compresiva de retroarco, ubicada al este del arco volcánico activo que estuvo asociada a pliegues y fallas inversas (Ramos 1978, Ramos *et al.* 2011). Esta faja plegada y corrida está caracterizada por presentar dos instancias de deformación (Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006) representadas en la parte interna y externa de la misma (Ramos *et al.* 2011). Una parte interna, que corresponde a la Precordillera Neuquina Norte, comprende fallas y bloques

que involucran al basamento y una parte externa, que se desarrolla en el pie de monte del Engolfamiento Neuquino, de naturaleza epidérmica. Zapata *et al.* (2003), proponen que la parte externa de la faja plegada y corrida también involucra al basamento en la deformación. Actualmente la faja plegada y corrida se compone de anticlinales y sinclinales de elongación norte-sur afectados por fallas en los flancos (Casadio y Montagna 2015).

2.3.2 Alto de los Chihuidos

El Alto de los Chihuidos es una estructura anticlinal de orientación general norte-sur que alcanza los 20 km de ancho y 70 km de largo, localizado al este del tramo norte-sur del río Neuquén (Casadio y Montagna 2015). Cristallini *et al.* (2006) y Ramos *et al.* (2011) interpretan esta estructura como el resultado de una serie de pulsos de inversión tectónica de los hemigrábenes Precuyanos. Sigismondi (2012) sugiere que la carga producida durante el emplazamiento de la faja plegada y corrida del Agrio sería, en parte, responsable de la migración de la deformación de al menos unos 100 km hacia el este, y responsable del desarrollo del dorso de Los Chihuidos. Esta estructura se encuentra desarrollada casi en su totalidad afectando los depósitos de la Formación Candeleros (Di Paola 1973) perteneciente al Grupo Neuquén (Casadio y Montagna 2015).

2.3.3 Plataforma Nororiental

La Plataforma Nororiental se ubica hacia el noreste del engolfamiento neuquino y comprende desde la Provincia de La Pampa hasta el Bajo de Añelo en la Provincia de Neuquén (Leanza *et al.* 2011). Se desarrolla a partir de una zona estructural definida como *Hinge zone* o *Hinge line* (Hogg 1993, Urien y Zambrano 1994) y comprende el movimiento diferencial de bloques del basamento por fallamiento extensional (Casadio y Montagna 2015). Es importante destacar que estas estructuras presentaron activaciones continuas lo que generó un marcado control estructural del registro sedimentario (Legarreta *et al.* 1999). A su vez la cubierta sedimentaria registra espesores de aproximadamente 2000 m en el depocentro que se acúan hacia el noroeste, lo que es típico de zonas de borde de cuenca (Casadio y Montagna 2015). La escasa cubierta sedimentaria y el control estructural en las zonas marginales de la cuenca, generó trampas

estratigráficas y estructurales, que favorecieron el entrapamiento de hidrocarburos (Casadio y Montagna 2015).

2.3.4 Engolfamiento Neuquino

Esta región se encuentra dispuesta entre el flanco Norte de la Dorsal de Huincul, ubicada al sur, con la que presenta un límite transicional y el tren estructural El Caracol – Charco Bayo al noreste (Casadio y Montagna 2015). Esta región morfoestructural tiene una secuencia sedimentaria de gran espesor caracterizada por presentar un fallamiento extensional con un leve componente de rumbo, sobre el cual se desarrollan pliegues y narices estructurales (Casadio y Montagna 2015). Esta región presenta una estructura de primer orden que divide al engolfamiento en dos subcuencas (Ramos *et al.* 2011). Esta estructura de primer orden se conoce bajo la denominación de Dorsal de Huincul. La misma habría sido producto de la reactivación de un lineamiento transversal que atraviesa el continente (Dorsal de Huincul), que corresponde al límite del continente paleozoico de Patagonia (Ramos *et al.* 2004, Ramos *et al.* 2011).

2.3.5 Dorsal de Huincul

La Dorsal de Huincul (De Ferrariis 1947) presenta una orientación general E- O y se extiende por más de 250 km desde el frente orogénico andino al oeste hasta la zona de General Roca al este (Pángaro *et al.* 2009). Esta estructura divide al engolfamiento neuquino en dos subcuencas, la principal hacia el norte y la de Picún Leufú al sur (Ramos *et al.* 2011). La Dorsal de Huincul fue interpretada como una estructura generada por una falla de desplazamiento en sentido dextrógiro denominada falla de Huincul (Ploszkiewicz *et al.* 1984) en donde coexisten estructuras compresionales y extensionales asociadas al cambio de rumbo de la falla principal (estructuras en flor) (Casadio y Montagna 2015). Posteriormente las estructuras de la dorsal fueron interpretadas por Vergani *et al.* (1995) como resultado de una inversión tectónica de fallas extensionales previas. Silvestro y Zubiri (2008) plantean el desarrollo de corredores transcurrentes, estructuras de inversión oblicua generadas a partir de hemigrábenes previos y la generación de estructuras compresivas. Por otro lado, Pángaro *et al.* (2009) proponen un modelo compresivo sin inversión tectónica. Las estructuras compresionales pueden estar asociadas a antiguos hemigrábenes que han sufrido inversión tectónica durante el Jurásico Superior y el

Cretácico. Esto habría permitido la depositación de la columna sedimentaria en forma de cuñas clásticas con desarrollo de estratos de crecimiento en las zonas aledañas a la dorsal (Zavala y Freije 2002). Esta secuencia jurásico-Cretácica se caracteriza por presentar importantes hiatos y discontinuidades (Zavala y Freije 2002, Freije *et al.* 2002, Casadio y Montagna 2015, Zavala *et al.* 2020).

2.3.6 Sur de la Dorsal de Huincul

La subcuenca de Picún Leufú se dispone en el margen sur de la Cuenca Neuquina y se encuentra limitada al norte por la Dorsal de Huincul, al oeste por el macizo de Chacaico y al sur y este por las estribaciones noroccidentales del Macizo Nordpatagónico (Leanza y Hugo 1997). La evolución de esta subcuenca habría estado subordinada al desarrollo de la Dorsal de Huincul. La actividad tectónica compresiva durante el Jurásico Medio – Tardío convirtió a la Dorsal de Huincul en una estructura positiva (Zavala y Freije 2002), quedando la subcuenca de Picún Leufú aislada del resto del Engolfamiento Neuquino desde el Toarciano superior al Tithoniano (Hogg 1993, Silvestro y Zubiri 2008, Pángaro *et al.* 2009). En este sentido la Dorsal de Huincul no solo habría sido un área fuente de sedimentos (Zavala Y Freije 2002), sino que habría actuado como barrera local para el aporte de sedimentos proveniente del Macizo Nordpatagónico hacia el centro de la cuenca generando que la columna sedimentaria de la subcuenca de Picún Leufú difiera de la columna general de la Cuenca Neuquina (Guilisano *et al.* 1984, Zavala y Gonzales 2001, Gonzalez Estebenet *et al.* 2021).

2.4 ESTRATIGRAFÍA

Los primeros análisis estratigráficos de la Cuenca Neuquina fueron realizados por los Doctores Guillermo Bondenbender, Anselmo Windhausen y Juan Keidel entre otros (Ramos y Leanza 2011), siendo Weaver (1931) quien definió posteriormente la mayor parte de las unidades formacionales y Groeber (1929, 1946) quien elaboró un esquema estratigráfico similar al que conocemos actualmente (Fig. 2.3). Los depósitos de la Cuenca Neuquina comprenden rocas volcanoclásticas, clásticas, carbonáticas y evaporíticas que conforman una secuencia que abarca desde el Triásico Superior al

Cenozoico (Howell *et al.* 2005). Estos depósitos fueron divididos por Groeber (1946) en tres ciclos sedimentarios: 1-Ciclo “Jurásico”, 2-Ciclo Ándico y 3-Ciclo Riográndico, los que se encuentran separados por discordancias regionales (Leanza 2009). Estos ciclos sedimentarios se depositaron sobre un basamento ígneo – metamórfico (Formación Colohuincul, Formación Guaraco Norte – Piedra Santa, Formación Mamil Choique, Grupo Andacollo y Grupo Choiyoi) durante los tres estadios previamente explicados, con características tectónicas particulares. Como se mencionó precedentemente, el estadio inicial de syn-rift es complejo (D’Elia *et al.* 2012) e involucra depósitos sedimentarios y volcanoclásticos, acumulados en una cuenca de trasarco que actualmente son referidos como Ciclo Precuyano (Gulisano *et al.* 1984). Si bien el Ciclo Precuyano no fue inicialmente considerado por Groeber (1946) dentro de los depósitos que integran el Ciclo “Jurásico”, posteriormente fueron incorporados por Gulisano *et al.* (1984). El segundo estadio de postrift comprende los depósitos marinos y continentales de los grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Howell *et al.* 2005). Como consecuencia de estos movimientos extensionales la estratigrafía del Mesozoico de la Cuenca Neuquina es compleja, pudiéndose observar importantes variaciones de facies sedimentarias y ambientales. Por último, durante la etapa de compresión, la Cuenca Neuquina se comporta como una cuenca de antepaís depositándose los grupos Neuquén y Malargüe.

2.4.1 Ciclo “Jurásico”

El ciclo “Jurásico” comprende tres grupos, Precuyo, Cuyo y Lotena (Groeber 1946, Gulisano *et al.* 1984). Estos se encuentran limitados en techo y base por discordancias regionales (Leanza 2009).

2.4.1.1 Grupo Precuyo (Retiano - Hettangiano inferior) (Gulisano 1981)

Este grupo se encuentra limitado a su base por la discordancia Huárpica y en su techo por la discordancia Rioatuélica (Leanza 2009) (Fig. 2.3). Se incluyen en el Grupo Precuyo, los depósitos piroclásticos, clásticos y volcánicos comprendidos entre el basamento cristalino de la Cuenca Neuquina y la primera ingresión marina (Carbone *et al.* 2011). Estos depósitos están dispuestos en forma de cuña, que en determinados sectores alcanzan 1000 m de espesor, y representan el inicio del relleno de los hemigrábenes generados a partir de esfuerzos extensionales de la etapa de syn-rift

(Gulisano *et al.* 1984, Franzese y Spalletti 2001) y son cubiertos por los depósitos del Grupo Cuyo (Fig. 2.4).

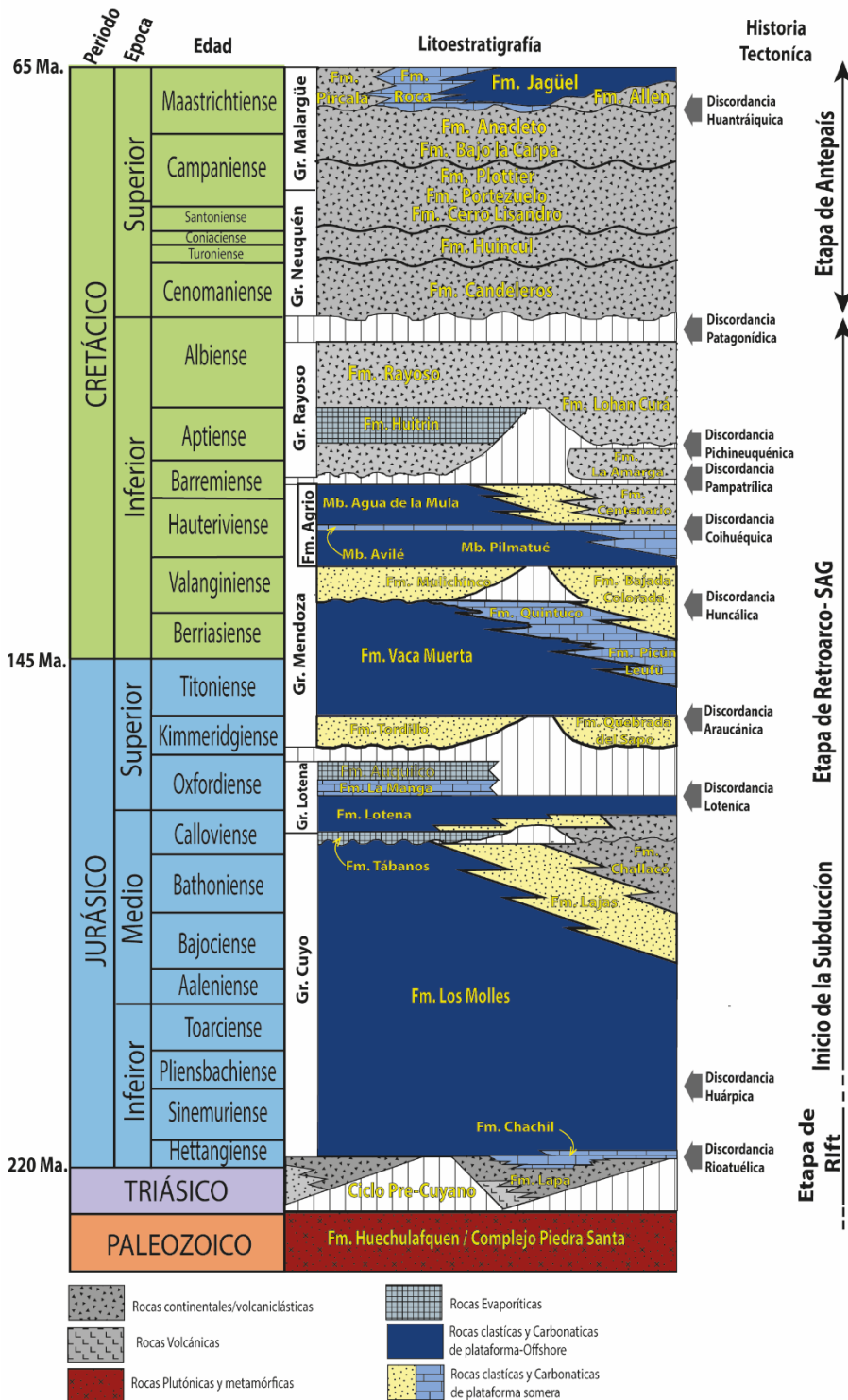


Figura 2.3. Perfil cronoestratigráfico e historia tectónica de la Cuenca Neuquina. Tomado y modificado de Howell *et al.* (2005), Leanza (2009) y Ramos y Folguera (2005).

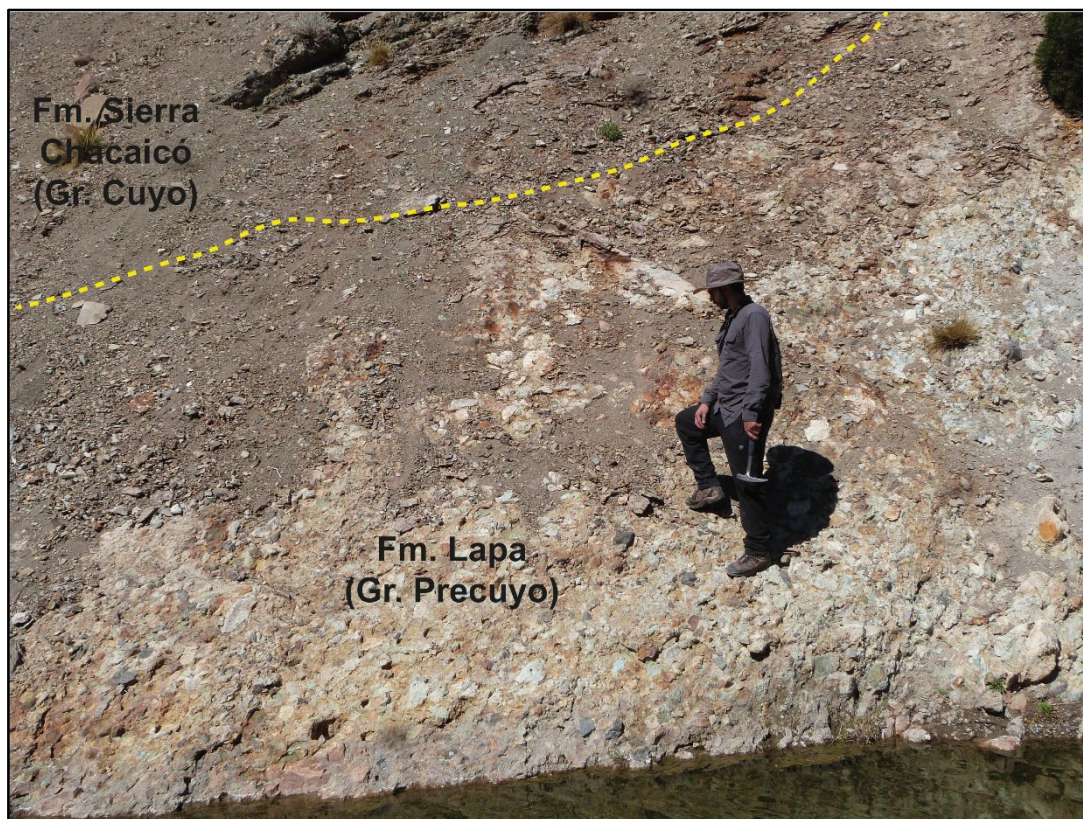


Figura 2.4. Contacto entre la Formación Lapa perteneciente al Grupo Precuyo y la Formación Sierra Chacaicó perteneciente al Grupo Cuyo en la zona de Arroyo Lapa.

2.4.1.2 Grupo Cuyo (Hettangiano - Calloviano medio) (Dellapé et al. 1978)

El Grupo Cuyo se encuentra limitado en base y techo por dos discordancias regionales. A su base se reconoce la discordancia Rioatuélica (Leanza 2009) que separa al Grupo Cuyo del Grupo Precuyo, mientras que al techo se reconoce la discordancia Loténica (Leanza 2009) que lo separa del Grupo Lotena (Fig. 2.3). El Grupo Cuyo se desarrolló entre el fin de la etapa de syn-rift y el inicio de la etapa de SAG de la cuenca (Spalletti *et al.* 2012), por lo que el inicio de su depositación estuvo fuertemente controlado por la topografía heredada de la etapa de syn-rift (Howell *et al.* 2005). Esto permitió el desarrollo de espesores sumamente variables a lo largo de toda la cuenca (Spalletti *et al.* 2012) y el establecimiento de varias unidades formacionales, definidas en base a particularidades locales y ocurridas durante eventos arealmente restringidos, sucedidos en este periodo transicional (Mosquera y Ramos 2006, Arregui *et al.* 2011a). Según estudios regionales desarrollados por Vicente (2005), la inundación Pacífica habría ingresado por una apertura ubicada al noroeste de la cuenca a través del arco, por lo que

la sedimentación del Grupo Cuyo se habría iniciado primeramente al sur de la provincia de Mendoza (Hettangiano -Sinemuriano) y un poco más tarde en la provincia de Neuquén (Arregui *et al.* 2011a, Spalletti *et al.* 2012). Entre el Toarciano y Aaleniano la transgresión alcanzó su máxima expansión y posteriormente, a fines del Bathoniano y/o inicios del Calloviano, comienza un período de retracción del nivel relativo del mar que es evidenciado por la instalación de un régimen fluvial a litoral, el que culmina con un episodio evaporítico localizado en el interior de la cuenca (Leanza y Hugo 2001, Arregui *et al.* 2011a). Este grupo muestra un arreglo progradante (Zavala 1996, Martínez *et al.* 2008, Canale 2016) que inicia sus depósitos con facies carbonáticas pertenecientes a la Formación Chachil (Weaver 1942), depositadas en altos de basamento y facies clásticas asociadas a sedimentos volcánico-piroclásticos conocidas bajo las denominaciones de Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz 1997) (Chacay Melehue – Cordillera del Viento) y Formación Sierra Chacaicó (Volkheimer 1973) (Arroyo Lapa – Sierra de Chacaicó). Sobre estas unidades se deposita, en forma transicional, la Formación Los Molles (Weaver 1931) integrada, a rasgos generales, por pelitas oscuras que alternan con areniscas y conglomerados (Gulisano y Gutierrez Pleimling 1995, Arregui *et al.* 2011a, Campetella *et al.* 2020). Todos estos sedimentos son ricos en materia orgánica tanto de origen continental como marina y poseen abundante contenido de bivalvos posidonios y amonoideos (Westermann y Riccardi 1972, 1979, Riccardi *et al.* 1988, Damborenea 1990, Aguirre-Urreta *et al.* 2005, Riccardi 2008 a,b, Martínez *et al.* 2008, Arregui *et al.* 2011a, Ros-Franch *et al.* 2014), así como también ichtiosaurios (Fernández 1999), microfósiles (Martínez *et al.* 2008, Angelozzi y Pérez Panera 2016), trazas fósiles (Campetella *et al.* 2018, 2020) y estructuras sedimentarias asociadas a matas microbianas (Rodríguez *et al.* 2018). Se ha observado en esta unidad piritita diseminada tanto de forma euhedral como framboidal (Arregui *et al.* 2011a, Andrade 2015, Campetella *et al.* 2018, 2020). En base a su litología, contenido de materia orgánica y contenido fosilífero se interpreta que esta unidad podría haberse desarrollado en un ambiente marino de baja energía y poca profundidad, afectado por corrientes de densidad y tormentas (Arregui *et al.* 2011a). En base al contenido fosilífero se le asignó a esta unidad una edad Aaleniana – Bajociana Temprano en la zona de Chacay Melehue y una edad Pliensbachiana – Toarciana Temprano en la zona de Sierra de Chacaicó (Arregui *et al.* 2011). En el Aaleniano – Bajociano junto con la máxima expansión de los depósitos marinos y la presencia de secuencias transgresivas al centro de la cuenca, comienza en el sur y sureste de la cuenca,

la progradación de depósitos arenosos, conglomerádicos y en menor medida pelíticos asignados a ambientes deltaicos y costeros pertenecientes a la Formación Lajas (Fig. 2.5) (Weaver 1931). Esta unidad se habría desarrollado desde el Aaleniano – Bajociano hasta el Calloviano Temprano y comprende abundante contenido fosilífero (amonoideos, bivalvos, corales entre otros) y abundante contenido de trazas fósiles (Arregui *et al.* 2011, Canale *et al.* 2015, 2020, Canale 2016).



Figura 2.5. Contacto transicional entre las pelitas oscuras de la Formación Los Molles y las areniscas de la Formación Lajas en el anticlinal de Picún Leufú

En la zona sureste de la cuenca, según lo propuesto por de Ferrariis (1947) y Gulisano *et al.* (1984), la Formación Lajas pasa transicionalmente a la Formación Challacó (de Ferrariis 1947) de edad Bajociana Tardía - Calloviana Temprana (Martínez *et al.* 2008, Arregui *et al.* 2011a). Por otro lado, Zavala *et al.* (2020) proponen que el pasaje entre estas dos unidades se encuentra representado por una discordancia. A esta unidad se le asignan depósitos aluviales a fluviales generados bajo un clima árido continental (Arregui *et al.* 2011a). En la zona de Picún Leufú Veiga (2002) reconoció para la Formación Challacó, un sistema fluvial entrelazado alternando con otro de carga mixta y abundantes planicies aluviales, mientras que Zavala y Gonzalez (2001) la identificaron como

depósitos lacustres, equivalentes en tiempo a la Formación Lajas, pero genéticamente independientes. En el centro de la cuenca los depósitos pertenecientes a la Formación Los Molles son sucedidos por las evaporitas y calizas de la Formación Tábanos (Stipanovic 1966, Gulisano y Gutierrez Pleimling 1995, Arregui *et al.* 2011a, Campetella *et al.* 2020), de edad Calloviana (Dellapé *et al.* 1979) (Fig. 2.6). Esta unidad se encuentra principalmente conformada por yeso macizo blanco (25 – 30 m de espesor) y calizas masivas (Arregui *et al.* 2011a). En la zona del Arroyo Covunco la Formación Tábanos se dispone sobre la Formación Lajas y se compone de calizas oolíticas y estromatolíticas (Gulisano y Gutierrez Pleimling 1995, Arregui *et al.* 2011a).

Durante la depositación del Grupo Cuyo, la Dorsal del Huincul habría tenido un comportamiento tectónico activo lo que habría aislado el depocentro de Picún Leufú del resto del Engolfamiento Neuquino desde el Toarciense superior al Cenomaniense (Hogg 1993, Zavala y Gonzalez 2001, Silvestro y Zubiri 2008, Pángaro *et al.* 2009, Zavala *et al.* 2020). Este comportamiento tectónico activo está evidenciado por la presencia de discordancias progresivas y cuñas clásticas en el contacto entre las formaciones Los Molles y Lajas y en la Formación Lajas (Zavala y Freije 2002, Freije *et al.* 2002, Zavala *et al.* 2020).



Figura 2.6. Contacto entre las pelitas oscuras de la Formación Los Molles y las evaporitas de la Formación Tábanos en la zona de Chacay Melehue (Centro de cuenca).

2.4.1.3 Grupo Lotena (Caloviano medio - Oxfordiano Tardío) (Gulisano et al. 1984)

El Grupo Lotena se encuentra limitado en base y techo por las discordancias Loténica (Leanza 2009) y Araucánica (Leanza 2009) que lo separan del Grupo Cuyo y del Grupo Mendoza respectivamente (Fig.2.3). Este Grupo abarca el intervalo Calloviano medio a Oxfordiano Tardío (Arregui *et al.* 2011b). La depositación de este Grupo se inicia en un período de regresión forzada, inducida por procesos tectónicos (Arregui *et al.* 2011b), que se encuentra representado por facies arenosas y conglomerádicas de ambiente continental a la base (Leanza *et al.* 2001), reconocidas por Zavala y Freije (2002) y Zavala *et al.* (2020) como Formación Bosque Petrificado (Zavala y Freije 2002), y pelitas gris verdosas y facies arenosas al techo de la plataforma (Leanza *et al.* 2001) asignadas a la Formación Lotena (Weaver 1931). En función del contenido de amonoides se la asigna al Calloviano medio (Riccardi 2008 a, b). Prosigue con el desarrollo de plataformas carbonáticas, lutitas y margas (Formación La Manga, Stipanivic y Mingramm en Groeber 1951) generadas durante un cortejo transgresivo ocurrido durante el Oxfordiano tardío (Stipanivic 1951, Arregui *et al.* 2011b) y finaliza con evaporitas correspondientes a una regresión normal desarrollada durante el Oxfordiano tardío (Quattrocchio *et al.* 1996) agrupadas bajo la denominación de Formación Auquilco (Weaver 1931).

2.4.2 Ciclo Ándico

El inicio del Ciclo Ándico en la Cuenca Neuquina ocurrió durante una etapa de sag generalizada (Howell *et al.* 2005) que dio lugar a una gran distribución areal de las unidades que conforman el inicio de este ciclo (Leanza *et al.* 2011). Posteriormente, hacia fines del Cretácico Temprano la cuenca comenzó a experimentar un cambio paleogeográfico producto del alzamiento y migración del arco volcánico, lo que generó una desconexión con el pacífico (Howell *et al.* 2005, Leanza *et al.* 2011). Este ciclo comprende dos grupos, denominados como Mendoza (Stipanivic *et al.* 1968) y Bajada del Agrío (Méndez *et al.* 1995).

2.4.2.1 Grupo Mendoza (Oxfordiano superior - Barremiano) (Stipanivic et al. 1968)

El Grupo Mendoza se desarrolla entre el Oxfordiano superior – Barremiano y se encuentra limitado a su base por la discordancia Araucánica (Fig. 2.3) que se habría

desarrollado entre un evento compresivo causado por la inversión tectónica de la cuenca (Leanza 2009). La depositación del Grupo Mendoza se inicia con la Formación Tordillo (Stipanovic 1966) conformada por sedimentitas de ambientes lacustres, aluviales, fluviales y eólicos (Spalletti *et al.* 2011). Sobre esta unidad se disponen calizas, margas y pelitas con alto contenido orgánico e importante contenido de restos fósiles (Leanza y Hugo 1978). Estas sedimentitas fueron asignadas a ambientes de plataforma mixta (Leanza *et al.* 2011) y pertenecen a la Formación Vaca Muerta (Weaver 1931). Esta unidad fue depositada entre el Tithoniano Temprano Tardío y el Valanginiano Temprano (Leanza y Hugo 1978) y representa la tercera inundación de la Cuenca Neuquina proveniente del Pacífico. Hacia el noreste de la cuenca, la Formación Vaca Muerta muestra un arreglo progradante caracterizado por carbonatos y depósitos clásticos marinos marginales conocidos como Formación Quintuco (Weaver 1931). Sobre esta unidad se reconocen, en discordancia (discordancia Huncálica, Fig. 2.3), depósitos clásticos gruesos, acumulados entre el Valanginiano temprano al tardío (Schwarz *et al.* 2011), relacionados con un abrupto descenso del nivel del mar (Schwarz y Howell 2005), asignados a la Formación Mulichinco (Weaver 1931) (Fig. 2.7). Sobre estos depósitos se desarrolla una superficie transgresiva evidenciada por la presencia de arreglos retrogradantes, que alcanzan los 1500 m de espesor en sectores internos de la cuenca (Spalletti *et al.* 2011), asignados a la Formación Agrio (Weaver 1931). Esta unidad se habría depositado entre el Valanginiano tardío y el Barremiano temprano y se divide tradicionalmente en tres miembros (Leanza *et al.* 2001) conocidos como Miembro Pilmatué, Miembro Avilé y Miembro Agua de la Mula (Weaver 1931, Leanza *et al.* 2001). Tanto el Miembro Pilmatué como el Miembro Agua de la Mula se depositaron durante períodos transgresivos y se componen principalmente de fangolitas bituminosas intercaladas con calizas depositadas en ambiente marino de rampa externa a interna (Leanza *et al.* 2001). El miembro Avilé, depositado en el Hauteriviano medio, representa un evento regresivo abrupto caracterizado principalmente por areniscas asignadas a ambientes fluviales y eólicos (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1988, Veiga *et al.* 2011).

2.4.2.2 Grupo Bajada del Agrio (Barremiano - Albiano) (Méndez *et al.* 1995)

El Grupo Bajada del Agrio agrupa a las formaciones Huitrín y Rayoso, y se deposita sobre la discordancia Pampatrílica (Leanza 2009). Legarreta y Gulisano (1989) dividen este grupo en dos mesosecuencias, una desarrollada en el Barremiano (Mesosecuencia Huitrín) y otra desarrollada entre el Aptiano y el Albiano (Mesosecuencia Rayoso) separadas por la discordancia Intraaptiana (Leanza 2009). La Formación Huitrín (Groeber 1946) o la Mesosecuencia Huitrín (Legarreta y Gulisano 1989) se compone de evaporitas, carbonatos y sedimentos clásticos que se dividen en tres miembros, Miembro Chorreado, Miembro Troncoso y Miembro la Tosca (Groeber 1953). El Miembro Chorreado está constituido por pelitas, areniscas y carbonatos en la parte inferior, y calizas en la parte superior depositadas en un ambiente marino de rampa restringida. El Miembro Troncoso se subdivide en Inferior y Superior. La parte basal de la unidad está compuesta por sedimentos clásticos fluviales y eólicos que constituyen un cortejo de mar bajo acacido durante el Barremiano (Veiga *et al.* 2011). Por encima de estos depósitos se dispone el Miembro Troncoso Superior integrado por evaporitas (Gomez Figueroa *et al.* 2011). La Formación Huitrín culmina con el Miembro La Tosca de edad Albiana (Legarreta *et al.* 1993), interpretado como un ambiente de rampa carbonática afectado por procesos costeros. Esta sección superior representa un evento transgresivo restringido debido al avanzado desarrollo de la Cuenca Neuquina como cuenca de antepaís (Veiga y Vergani 2011).

La Formación Rayoso (Herrero Ducloux 1946) o Mesosecuencia Rayoso (Legarreta y Gulisano 1989) se dispone sobre la discordancia Intraaptiana (Leanza 2009) y es depositada durante el intervalo Barremiano – Aptiano (Fig.3). Se compone por areniscas finas, limolitas, carbonatos y evaporitas acumulados en un ambiente lacustre somero de salinidad variable con desarrollo de corrientes de densidad, sistemas deltaicos y eólicos subordinados (Zavala y Ponce 2011).



Figura 2.7. Contacto transicional entre las formaciones Mulichinco y Agrio en la zona de Río Salado.

2.4.3 Ciclo Riográndico

El Ciclo Riográndico se desarrolla entre el Cretácico Superior y el Paleógeno inferior. Durante este ciclo la Cuenca Neuquina sufrió esfuerzos compresivos que llevaron a que terminara de configurarse como una cuenca de antepaís (Howell *et al.* 2005). Comprende dos grupos, Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.* 1968) (Cenomaniano inferior – Campaniano medio) y Grupo Malargüe (Digregorio y Uliana 1980) (Campaniano – Paleoceno).

El Grupo Neuquén (Fig. 2.8) se encuentra integrado principalmente por areniscas, fangolitas y grauvacas que alcanzan 1200 m de espesor (Garrido 2011), asignadas a ambientes fluviales, con intercalaciones de episodios eólicos y lacustres someros (Cazau y Uliana 1973). Este grupo se encuentra limitado en su base por la discordancia Patagónica (Leanza 2009) (Fig. 2.3).

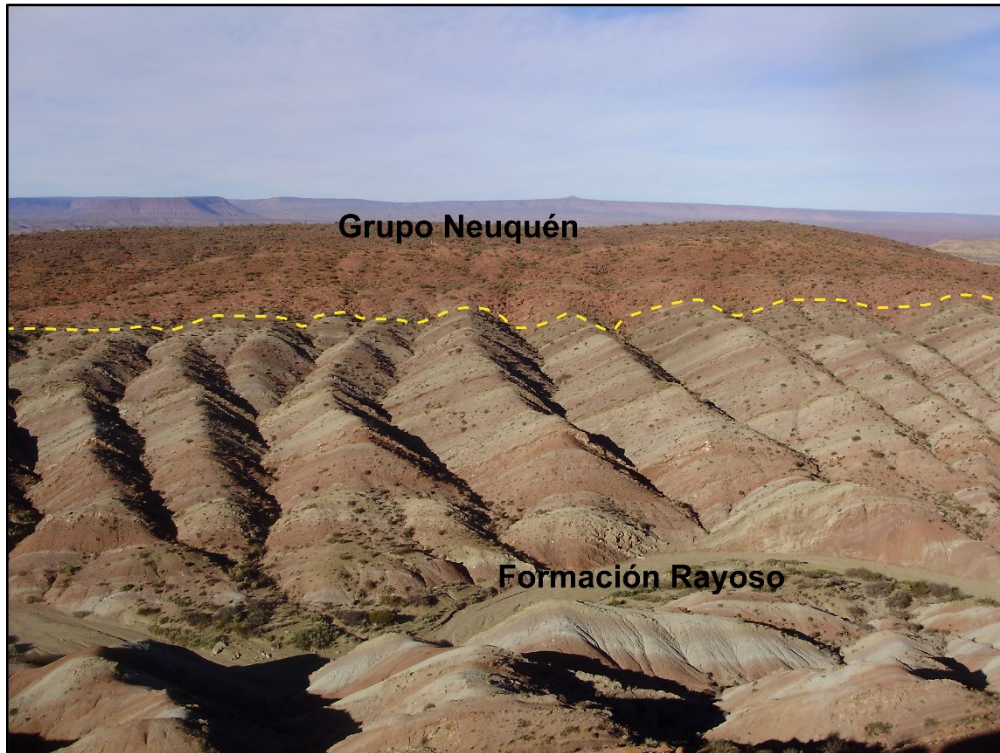


Figura 2.8. Foto panorámica de los afloramientos de la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén en la Faja plegada y corrida de Malargüe. Tomada desde el flanco oriental del Anticlinal de Pichi Mula.

Por otro lado, el Grupo Malargüe fue depositado durante el intervalo Campaniano – Paleoceno, sobre la discordancia Huantráiquica (Leanza 2009) que lo separa del Grupo Neuquén. Se encuentra integrado por sedimentitas continentales y marinas que pueden alcanzar 450 m de potencia (Méndez *et al.* 1995, Legarreta y Gulisano 1989). Estos depósitos representan la primera transgresión marina proveniente del Océano Atlántico (Casadio y Montagna 2015). Esta habría sucedido como consecuencia de un ascenso eustático y subsidencia regional ocurridos en el Maastrichtiano – Daniano. Al techo el Grupo Malargüe se encuentra limitado por una superficie erosiva regional relacionada al diastrófismo incaico (Ramos 1981, Rodríguez 2011) (Fig. 2.3).

2.5 REFERENCIAS

- Alonso, J. Giusiano, A. E., Chebli G. e Ibáñez G. 2011. Shale Gas en la Provincia de Neuquén. Secretaría de Hidrocarburos, Energía y Minería, Neuquén & Phoenix Oil & Gas, S.A.:669-692.
- Aguirre-Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.R. y Ottone, E.G. 2005. Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. In: Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J.A., y Schwarz, E., eds., The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society of London, Special Publication, 252:57-81.
- Andrade, P.A. 2015. Estructuras Sedimentarias Inducidas por Actividad Microbiana en la Formación Los Molles (Jurásico temprano - medio), Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: implicancias geoquímicas y paleoambientales. Tesis de grado (inédita), Universidad Nacional de Río Negro, 43 pp.
- Angelozzi, G.N. y Pérez Panera, J.P. 2016. Calcareous nannofossils from Los Molles Formation (Pliensbachian-Aalenian), Neuquén Basin, Argentina. Jurassic calcareous nannofossil workshop, Lyon:6-11.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011a. El Grupo Cuyo (Jurásico temprano-medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés, J.M., eds., Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Relatorio:77-89.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. 2011b. El Grupo Lotena (Jurásico Medio-Tardío) en la Cuenca Neuquina En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés, J.M., eds., Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Relatorio:91-98.
- Burgess, P., Flint, S. y Johnson, S. 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: an example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina. Geological Society of America, Bulletin, 112:1650-1666.
- Campetella, D.M., Rodriguez, M.N., Ponce, J.J., Carmona N.B., Wetzel, A., Parada, M.N., y Canale, N. 2018. Análisis icnológico de la Formación Los Molles en la

- Cordillera del Viento, Cuenca Neuquina, Argentina. 16° Reunión Argentina de Sedimentología, General Roca, Actas:173.
- Campetella, D. M., Carmona, N.B., Ponce, J.J., Wetzel, A., Rodríguez M. N. y Parada, M.N. 2020. Trace fossils as tools to unravel oxygen conditions: A case study from Los Molles Formation (Toarcian-lower Callovian). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77(3):463-477.
- Canale, N. 2016. Análisis icnológico y sedimentológico para la caracterización paleoambiental de las sucesiones hiperpícnicas que integran las Formaciones Lajas y Lotena (Jurásico medio), Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional del Sur, 259 pp.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N., Drittanti, D., Olivera, D., Martínez, M.A. y 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*, 42:114-130.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Parada, M.N. y Drittanti, D.I. 2020. Sedimentología e icnología de un delta fluvio-dominado, Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology*, 47:179-206.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico Tardío - Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires:63-76.
- Casadío, S. y Montagna, A.O. 2015. Estratigrafía de la Cuenca Neuquina. En: Casadio, S., Ponce, J.J., Montagna, A.O. y Carmona, N., eds., *Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros: una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo*. Fundación YPF-Universidad Nacional de Río Negro, Viedma, 1:8-21.
- Cazau, L.B. y Uliana, M.A. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas, 3:131-163.

- Cristallini, E., Tomezzoli, R. N., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J. M. y Quiroga, J. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2):248-264.
- Cristallini, E., Bottesi, G., Gavarino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquen Basin in northeastern Neuquen Province, Argentina. *Geological Society of America, Special Paper*, 407:1-147.
- Damborenea, S.E. 1990. Middle Jurassic inoceramids from Argentina. *Journal of Paleontology*, 64:736-759.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R. y Bilmes, A. 2012. Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: Relación con la evolución Triásico Tardío-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean Geology*, 39:106-132.
- De Ferrariis, C. 1947. Edad del arco o dorsal antiguo del Neuquén oriental, de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2:256-283.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. y Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas, 2:489-507.
- Dellapé, D., Mombrú, A.C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G. 1979. Edad y correlación de la Fm. Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario del Museo de La Plata, Paleontología*, 5:81-105.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. *Geología Regional Argentina*, v. 2, Córdoba.
- Di Paola, E.C. 1973. Caracterización litoestratigráfica de la Formación Neuquén. V° Congreso Geológico Argentino. Actas, 3: 197-206.
- Estebenet, M.C.G., Naipauer, M., Pazos, P.J. and Valencia, V.A. 2021. U–Pb detrital zircon ages in the Lajas Formation at Portada Covunco: Maximum depositional

- age and provenance implications for the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 110: 1033-25.
- Fernández, M.S. 1999. A new ichthyosaur from the Los Molles Formation (Early Bajocian), Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Paleontology*, 73:677-681.
- Folguera, A. y Ramos, V. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:531-546.
- Franzese, J.R y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation y pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:257-270.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez-Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andes foothills of Argentina (32°- 54°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 16:81-90.
- Freije, H., Azúa, G., González, R., Ponce, J.J., y Zavala, C. 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas:17.
- Garrido, A.C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio: 231-244.
- Gómez Figueroa, J., Monárdez, C. y Balod, M. 2011. El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:189-198.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, *Geología e Hidrología*, 58:1-109.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. *Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones*, 1:1-174.

- Groeber P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Ciencias Geológicas*, 1:235-352.
- Groeber, P. 1953. Andico. In: Groeber, P., ed., *Mesozoico*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, II:349-541.
- Gulisano, C.A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas, 3:579-592.
- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pliemling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas:236-259.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina, Serie C 2*, 1:111.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 266:245-280.
- Hogg, S.L. 1993. Geology and hydrocarbon potential of the Neuquén Basin. *Journal of Petroleum Geology*, 16:383-396.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E., eds., *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society London, Special Publication, 252:1-14.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie*, 11:145-184.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32:248-264.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina a escala 1: 250.000. *Boletín del Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR*, 218:1-135.

- Leanza, H.A., Hugo, C.A. y Repol, D. 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén, Boletín del Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, 275:1-128.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío - Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:113-129.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L.A., eds., Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, 6:221-243.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M. 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. XII Congreso Geológico Argentino. Relatorio, I-9:87-114.
- Legarreta, L., Laffitte, G. y Minniti, S. 1999. Cuenca Neuquina: múltiples posibilidades en las series Jurásico - cretácicas del depocentro pertandino. 4° Congreso Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas:145-175.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y 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, 62:217-235.
- Macdonald, D., Gómez-Pérez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. Marine and Petroleum Geology, 20:287-308.
- 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, 35:279-305.

- Méndez, V., Zanettini, J.C. y Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno andino central, República Argentina. Dirección Nacional de Servicio Geológico. Secretaria de Minería de la Nación, 23:1-190.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Basin. In: Kay, S.M. y Ramos, V.A., eds., Evolution of andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S latitude). Geological Society of America, Special Paper, 407:97-124.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. 1989. The Andes of Chile y Argentina. In: Ericksen, G.E., Pinochet, M.T. C. y Reinemund, J.A., eds., Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences series, 11:50-90.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Miccuci, E. 2009. El Sinrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: Evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65:265-277.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchuela, I.A., Vaillard J.C. y Viñes, R. F. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de falla Huincul, estructuras asociadas, Provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas, 2:163-169.
- Quattrocchio, M., Sarjeant, W.A.S y Volkheimer, W. 1996. Marine and terrestrial Jurassic microfloras of the Neuquén Basin (Argentina). Palynological zonation. In: Riccardi, A.C., eds., Advances Jurassic Research, GeoResearch Forum, Retrospective Collection, 19:167-178.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. In: Rolleri, E.O., ed., Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio:9-24.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 47ab, Lago Fontana, provincia del Chubut. Boletín del Servicio Geológico Nacional, 183:1-130.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. eds., The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics, Geological Society, Special Publications, 252:15-35.

- Ramos, V.A. y Leanza, H.A. 2011. Historia de la evolución del conocimiento geológico. En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:13-26.
- Ramos, V.A., Zapata T., Cristallini, E. y Introcaso, A. 2004. The Andean thrust system: latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. In: McClay, K., ed., Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 82: 30-50.
- Ramos, V.A.; Folguera, A. y Garcia Morabito, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:317-326.
- Riccardi, A.C. 2008a. El Jurásico de Argentina y sus amonoides. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63:625-643.
- Riccardi, A.C. 2008b. The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. Episodes, 31:326-335.
- Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G., y Elmi, S. 1988. Zonas de Amonoides del Bathoniano Caloviano inferior de los Andes argentino-chilenos. 5° Congreso Geológico Chileno, Santiago de Chile, 2:C415-C426.
- Rodriguez, M.F 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. In: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:245-254.
- Rodríguez, M.N, Campetella, D.M., Carmona N.B., Ponce, J.J. y Parada, M.N. 2018. Estructuras Sedimentarias Inducidas por Actividad Microbiana en depósitos de la Formación Los Molles, Cordillera del Viento, Cuenca Neuquina. 16° Reunión Argentina de Sedimentología, General Roca, Actas:173.
- Ros-Franch, S., Damborenea, S.E., Al-Suwaidi, A., Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Manceñido, M.O., y Riccardi, A.C. 2014. Relationship between anoxic conditions and size in *Posidonotis* (Bivalvia) from the Lower Jurassic of the Neuquén Basin, Argentina. 4° International Palaeontological Congress, Abstract Volume:800.

- Schwarz, E. y Howell, J.A. 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of London, Special Publications*, 252:109-138.
- Schwarz, E.; Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. In: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:131-144.
- Sigismondi, M.E. 2012. Estudio de la deformación litosférica de la Cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral (inérita), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 381 pp.
- Silvestro, J y Zubiri, M. 2008 Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°S), Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63:49-64.
- Spalletti, L., Franzese, J., Matheos, S. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society, London*, 157:433-446.
- Spalletti LA Veiga, G.D. y Schwarz, E. 2011. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:145-160.
- 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*, 36:32-54.
- Stipanovic, P.N. 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de la Manga, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6:213-239.

- Stipanivic, 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*, 20:403- 478.
- Stipanivic, P.N. y Mingramm, M. 1952. Estratigrafía, cronología y distribución facial de los sedimentos del Dogger y Malm en el sector Neuquino-Mendocino de la cubeta mesozoica Argentina-Chilena. YPF (Informe Inédito).
- Stipanivic, P.N., Rodrigo, F., Baulles, O.L. y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23:67-98.
- Suárez, M. y de la Cruz, R. 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas, 1:266-270.
- Urien, CM. y Zambrano, J.J. 1994. Petroleum Systems in the Neuquen Basin. Argentina. In: Magoon, L.B. y Dow, W.G., eds., *The Petroleum System-From Source to Trap*, AAPG Memoir, 60:513-534.
- 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*, 9:83-108.
- Veiga, G.D. y Vergani, G.D. 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrin (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:181-188.
- Veiga, G.D., Schwarz, E. y Spalletti, L.A. 2011. El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., y Vallés, J., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Asociación Geológica Argentina, 12:161-173.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J., eds., *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoirs, 62:383-402.

- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60:221-250.
- 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*, 10:105-129.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington Memoir I, Washington, 496pp.
- Weaver, C. E. 1942. A general summary of the Mesozoic of South and Central America. *Proceedings of the VIII American Science Congress*, Washington:149-193.
- Westermann, G.E.G., y Riccardi, A.C. 1972. Middle Jurassic ammonoid faunas and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part I: Hildocerataceae. *Palaeontographica*, A 140:1-116.
- Westermann, G.E.G., y Riccardi, A.C. 1979. Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part II: Bajocian Stephanocerataceae. *Palaeontographica*, A 164:85-188.
- Yrigoyen, M.R. 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. 13° World Petroleum Congress, Buenos Aires. *Petrotecnica*, Special Issue:38-54.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. In: Kay, S.M. y Ramos, V.A., eds., *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S latitude)*, Geological Society of America, Special Paper, 407:125-145.
- Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwaerz, E., eds., *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication, 252:37-56.

- Zapata, T.R., Zamora, G. y Ansa, A. 2003. The Agrio fold and thrustbelt: structural analysis and its relationship with the petroleum system Vaca Muerta-Agrio-Troncoso inferior, Argentina. 8° Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas (Cartagena), Memorias, 1:168-176.
- Zavala, C.A. 1996. High-Resolution Sequence Stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquén Basin, Argentina. *GeoResearch Forum*:295-304
- Zavala, C. 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: 40-54.
- 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. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Mar del Plata, 14 pp.
- Zavala, C. y Ponce, J.J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio:205-222.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. and Otharán, G. 2020. Jurassic uplift along the Huincul arch and its consequences in the stratigraphy of the Cuyo and Lotena groups. Neuquén Basin, Argentina. In Kietzman, D., Folguera, A. eds., *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer, Cham, 21 pp.

CAPÍTULO III

Sedimentología

3.1 SIERRA DE CHACAICÓ-SECCIÓN ARROYO LAPA

3.1.1 Introducción y ubicación del área de estudio.

La Sierra de Chacaicó se encuentra entre los 70°15' y 70°27'W y 39°13' y 39°25'S y es una estructura anticlinal con eje orientado en dirección NNE y vergencia hacia el oeste (Franzese *et al.* 2007) (Fig. 3.1). A lo largo de su extensión se registran afloramientos que datan del Paleozoico hasta el Cretácico Temprano (Pángaro *et al.* 2009). El basamento se encuentra representado por rocas metamórficas pertenecientes a la Formación Piedra Santa (Devónico – Carbónico superior) (Franzese 1995), la cual se halla intruída por plutones pertenecientes al Complejo Plutónico de Chachil (Carbónico superior – Pérmico inferior) (Leanza 1990, Leanza y Hugo, 1997, Leanza *et al.* 2005, Pángaro *et al.* 2009). Los depósitos de sin-rift se encuentran integrados por rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentitas pertenecientes a la Formación Lapa (Triásico superior – Sinemuriano inferior) (Leanza y Hugo, 1997, Leanza *et al.* 2005, Franzese *et al.* 2007, Pángaro *et al.* 2009) (Fig. 1). El inicio de la etapa de post-rift está representado por depósitos volcanoclásticos acumulados en ambientes marinos someros pertenecientes a la Formación Sierra Chacaicó (Pliensbachiano inferior - Sinemuriano) (Volkheimer 1973, Leanza y Hugo, 1997, Leanza *et al.* 2005), la cual pasa transicionalmente a sedimentitas marinas y depósitos de corrientes de densidad asignadas a la Formación Los Molles (Pliensbachiano – Bajociano inferior) (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Leanza y Hugo, 1997, Leanza *et al.* 2005, Pángaro *et al.* 2009, Ponce *et al.* 2015) (Fig. 1). Ambas unidades constituyen la parte basal del Grupo Cuyo en esa localidad. Por encima de estas unidades se desarrolla una espesa secuencia sedimentaria que supera los 2000 m de espesor e incluye depósitos continentales y marinos que alcanzan el Cretácico inferior (Franzese *et al.* 2007).

La sección de Arroyo Lapa se encuentra excelentemente expuesta a ambos márgenes del Arroyo homónimo, el cual corta en sentido NO-SE la parte sur de la Sierra de Chacaicó. A esta localidad se puede acceder desde el Oeste viajando por la ruta provincial N° 46 hasta la altura del paraje Espinazo del Zorro, ubicado a la vera de la ruta, y tomar la ruta provincial N° 20 en dirección SE por aproximadamente 20 km. También se puede acceder desde el Este viajando hacia el S por la ruta Nacional N° 40 hasta tomar la ruta provincial N° 20 (12 km al S del puente de Picún Leufú) y viajar unos 28 km en dirección O-SO.

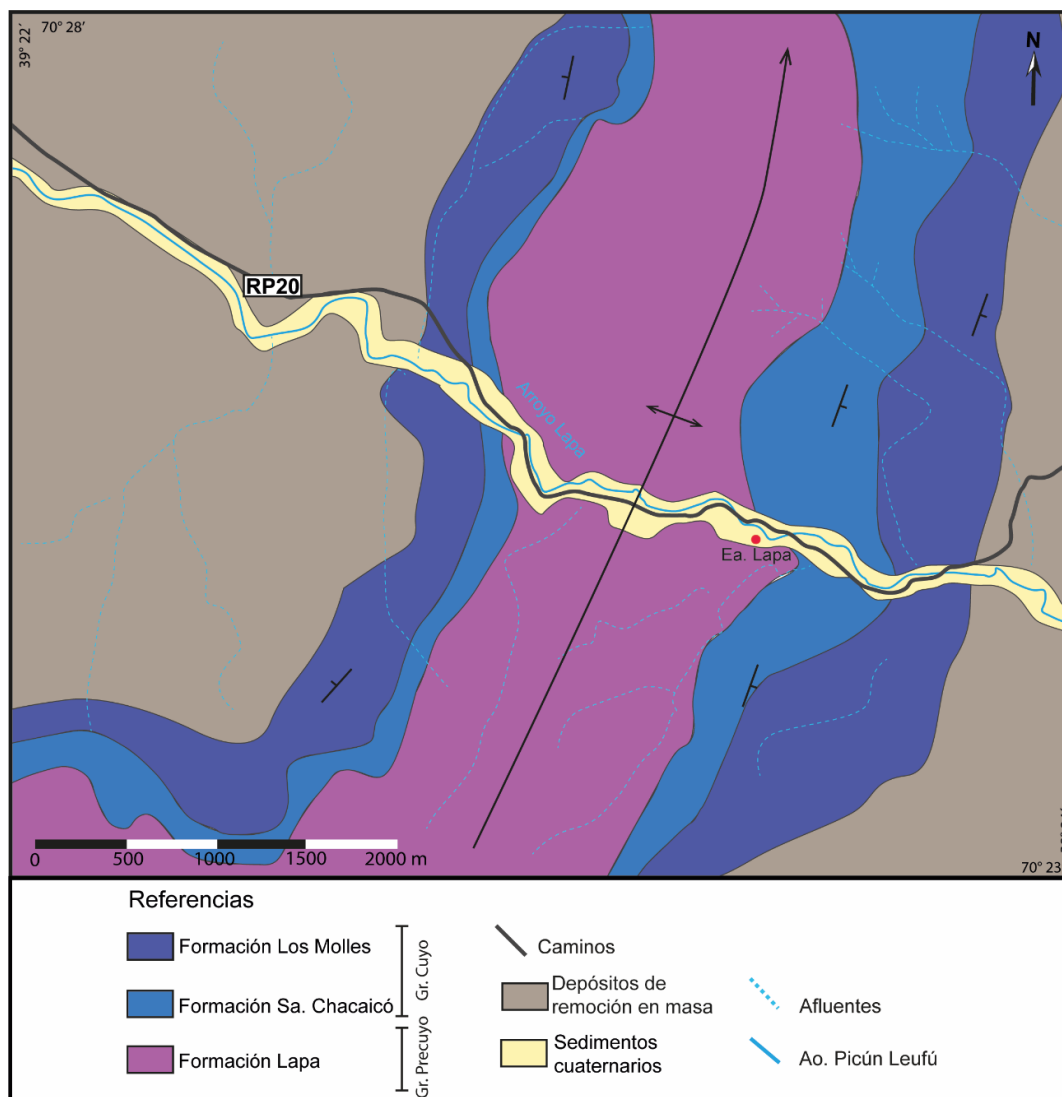


Figura 3.1. Mapa geológico del área de estudio.

3.2. FACIES, ICNOASOCIACIONES Y ASOCIACIONES DE FACIES

Para esta localidad se realizó una detallada revisión de la sección previamente relevada por Ponce *et al.* (2015), en la cual se registran depósitos de las formaciones Lapa y Sierra de Chacaicó y un espesor de 170 m de la sección basal de la Formación Los Molles. En esta localidad la Formación Sierra Chacaicó tiene un marcado arreglo progradante con desarrollo de sistemas de clinofomas, el cual es sucedido por uno de agradante para la Formación Los Molles. Los estudios realizados permitieron reconocer diez facies sedimentarias, las cuales no serán descriptas en detalle, sino que se presenta una síntesis en la tabla 3.1. Las mismas fueron agrupadas en tres asociaciones de facies correspondientes a ambientes de *offshore*, plataforma afectados por sistemas de canal –

albardón hiperpícnico y eventos de tormenta (Fig. 3.2, Tabla 3.1). Es de importancia destacar que las facies no serán descriptas en detalle en esta tesis, sino que se presentará una síntesis de las mismas en la Tabla 3.1. Los valores de COT mencionados en esta localidad fueron obtenidos por la Lic. Thamy Sales dentro del marco del Proyecto de investigación Enrique Mosconi, bajo la dirección del Dr. Ponce, en el año 2014. Para cuantificar el contenido de trazas fósiles se utilizó el índice de bioturbación propuesto por Taylor y Goldring (1993).

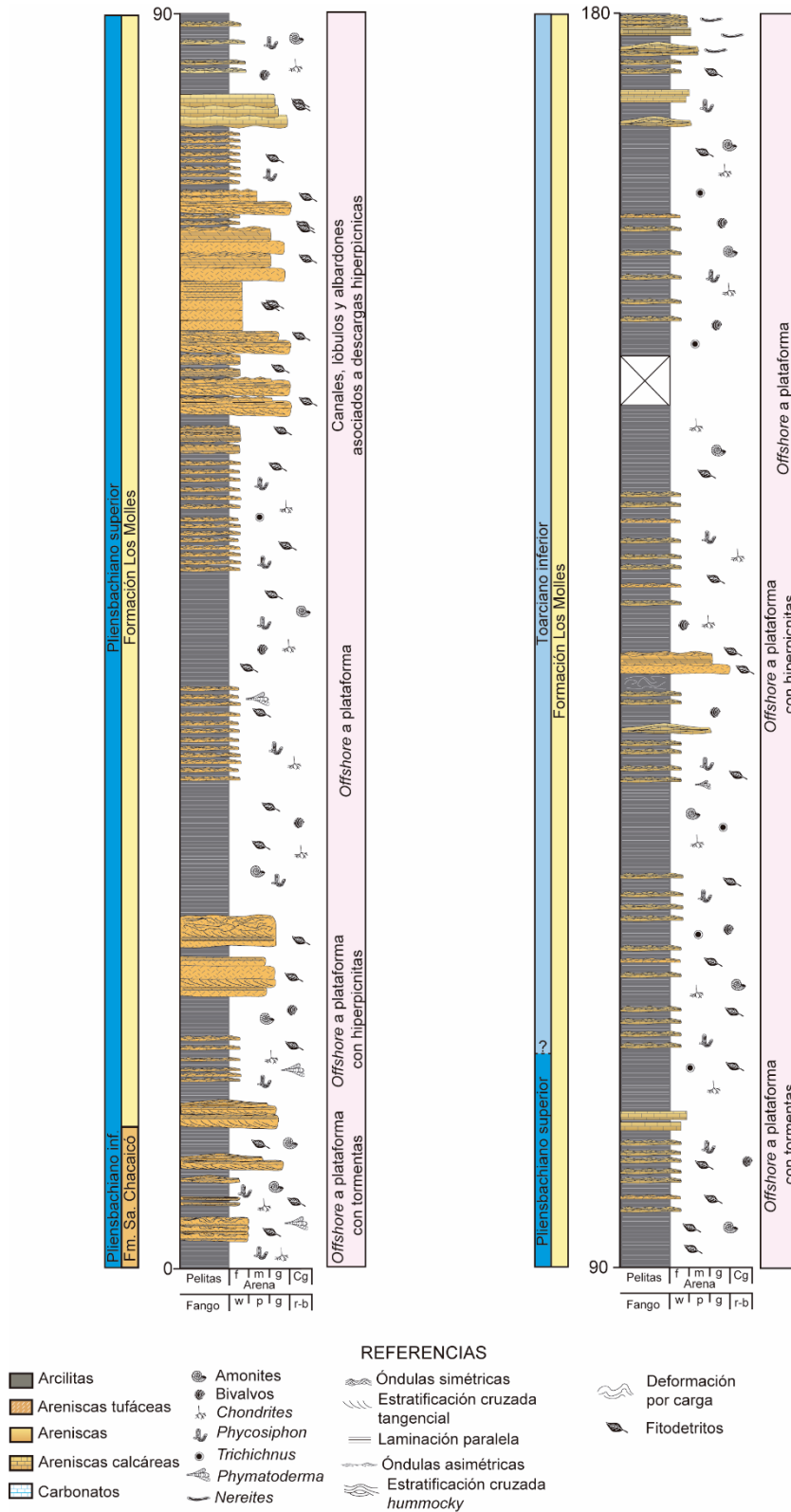


Figura 3.2. Sección sedimentológica de las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles en la sección de Arroyo Lapa. Tomada y modificada de Ponce *et al.* (2015) y Al-Suwaidi *et al.* (2010).

3.2.1. Asociaciones de facies de *offshore*

Descripción: Esta asociación de facies se encuentra representada por una alternancia centimétrica y rítmica de fangolitas y areniscas muy finas a finas tobáceas y calcáreas que conforman arreglos heterolíticos (Fig. 3.3 a, b). Tanto las pelitas como las areniscas se encuentran principalmente dispuestas en cuerpos de geometría tabular con base neta con espesores individuales que van desde los 0,5 a los 5 cm. A lo largo del perfil estas sucesiones mixtas alcanzan espesores que de hasta 11,11 m. Las fangolitas poseen alto contenido de fitodetrito e internamente se presentan masivas (F1), con laminación paralela (F2) y con pliegues sinsedimentarios volcados asignados a estructuras de deslizamiento gravitacional (F3) (Tabla 3.1). Por otra parte, las areniscas finas reconocidas dentro de esta asociación de facies presentan composición tobácea y carbonática. Internamente son masivas (F6) (Fig. 3.3 b), o tienen laminación paralela (F7) (Fig. 3.3 b) (Tabla 3.1). De manera subordinada se reconocen areniscas finas a medias dispuestas en cuerpos de geometría tabular que comprenden espesores 0,37 a 0,7 m y poseen base erosiva. Estas areniscas se encuentran retrabajadas por óndulas asimétricas (F4) (Fig. 3.3 b), simétricas (F8) y estratificación cruzada de tipo *hummocky* (F5) (Fig. 3.3 c, d) (Tabla 3.1). Asociadas a las facies fangolíticas se observaron moldes de amonoideos y bivalvos poseidonios, mientras que asociadas a las capas de areniscas finas, que conforman las sucesiones heterolíticas, se encontró abundante contenido de fitodetrito (Fig. 3.3 d). A partir de análisis químicos se obtuvieron valores de COT entre 1,74 - 4,53 %. En lo que respecta al contenido icnológico pudieron identificarse, en las facies de fangolitas laminadas ejemplares asignados a *Chondrites intricatus* (Fig. 3.3 f), *Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp. (Fig. 3.3 f) y *Trichichnus* isp. (Figura 3.3 g). Trazas fósiles asignadas a *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum* y *Trichichnus* isp. han sido observadas en facies de areniscas finas a medias con óndulas simétricas (F8) y ejemplares de *Nereites* isp. (Fig. 3.3 h), *Phycosiphon incertum* (Fig. 3.3 h) y *Arenicolites* isp. se hallaron asociados a la facies de areniscas finas a medias con estratificación cruzada *hummocky*. Para esta asociación de facies se estima un índice de bioturbación entre 1-4.

Interpretación: Esta asociación de facies incluye sedimentos depositados entre el nivel de olas de buen tiempo y de tormenta (Pemberton *et al.* 2001). Los depósitos asignados a este subambiente muestran un dominio de las fracciones finas, lo que indica que los procesos de decantación fueron dominantes por sobre los de tracción, generando grandes

espesores de heterolitas fangosas. La presencia de estructuras de *hummocky* y óndulas simétricas, generadas por flujos oscilatorios y unidireccionales combinados, indica la ocurrencia de eventos de tormenta asociados a la sedimentación del *offshore* (Aigner 1985, Dumas y Arnott 2006), mientras que el abundante contenido de fitodetrito sería aportado por descargas hipopícnicas e hiperpícnicas vinculadas a la descarga normal y de crecida de sistemas fluviales próximos (Zavala *et al.* 2012, Zavala y Arcuri 2016). Las trazas fósiles muestran una baja diversidad y abundancia. La ocurrencia de icnogéneros como *Chondrites intricatus* y *Trichichnus* isp. indica la presencia de organismos quemosimbiontes habitando el sustrato y por lo tanto el desarrollo de periodos importantes de disoxia – anoxia (Kęzdziński *et al.* 2015, Knaust 2017), mientras que la presencia de *Arenicolites* isp., *Nereites* isp., *Phycosiphon incertum* y *Phymatoderma* isp. indica breves períodos de oxigenación y el aporte de fitodetritos. El hecho de que *Arenicolites* isp., *Nereites* isp. y *Phycosiphon incertum* se encuentren relacionados a las capas con estratificación cruzada *hummocky* permite inferir que los organismos que generan estas trazas fósiles desarrollan estrategias oportunistas (Pemberton *et al.* 2001, Buatoisy y Mángano 2011).

Facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Trazas fósiles	Geometría	Origen	Depósitos		
						Offshore	Plataforma	Turbiditas
F1	Fangolitas con MOP	Masivas	————	Tabular	Floculación desde una pluma hipopícnica con altas concentraciones de MOP			
F2	Fangolitas con MOP	Laminación paralela	<i>Chondrites, Phymatoderma, Phycosiphon, Trichichnus</i>	Tabular	Decantación desde una pluma hipopícnica con altas concentraciones de MOP			
F3	Fangolitas con MOP	Pliegues sin sedimentarios volcados	————	Tabular	Deslizamiento gravitatorio por cambio de pendiente			
F4	Areniscas finas	Óndulas asimétricas	————	Tabular y lenticular	Depositadas a partir de un flujo fluído unidireccional en condiciones de bajo regimen de flujo			
F5	Areniscas finas a medias	Estratificación cruzada tipo hummocky	<i>Arenicolites, Nereites, Phycosiphon</i>	Tabular	Generado por flujos combinados durante eventos de tormenta			
F6	Areniscas finas a gruesas con MOP	Masivas	<i>Phycosiphon</i>	Tabular y lenticular	Rápida pérdida de competencia del flujo y sedimentación que inhibe el desarrollo de estructuras sedimentarias			
F7	Areniscas finas a gruesas	Laminación/estratificación paralela	<i>Nereites</i>	Tabular y lenticular	Generada por procesos tractivos en condiciones de lecho plano de alto y bajo regimen de flujo			
F8	Areniscas finas a gruesas	Óndulas simétricas	<i>Chondrites, Phycosiphon, Trichichnus</i>	Tabular y lenticular	Retrabajo por oleaje de tormenta			
F9	Areniscas medias a gruesas	Estratificación cruzada tangencial	<i>Phycosiphon</i>	Tabular y lenticular	Depositadas a partir de un flujo unidireccional en condiciones de bajo regimen y presencia de sedimentos en suspensión			

Muy frecuente
 Frecuente
 Ausente

MOP: Materia orgánica particulada

Tabla 3.1. Tabla de facies para la Formación Los Molles en el área de Sierra de Chacaicó, donde se indica el contenido de trazas fósiles, el origen y su ocurrencia.

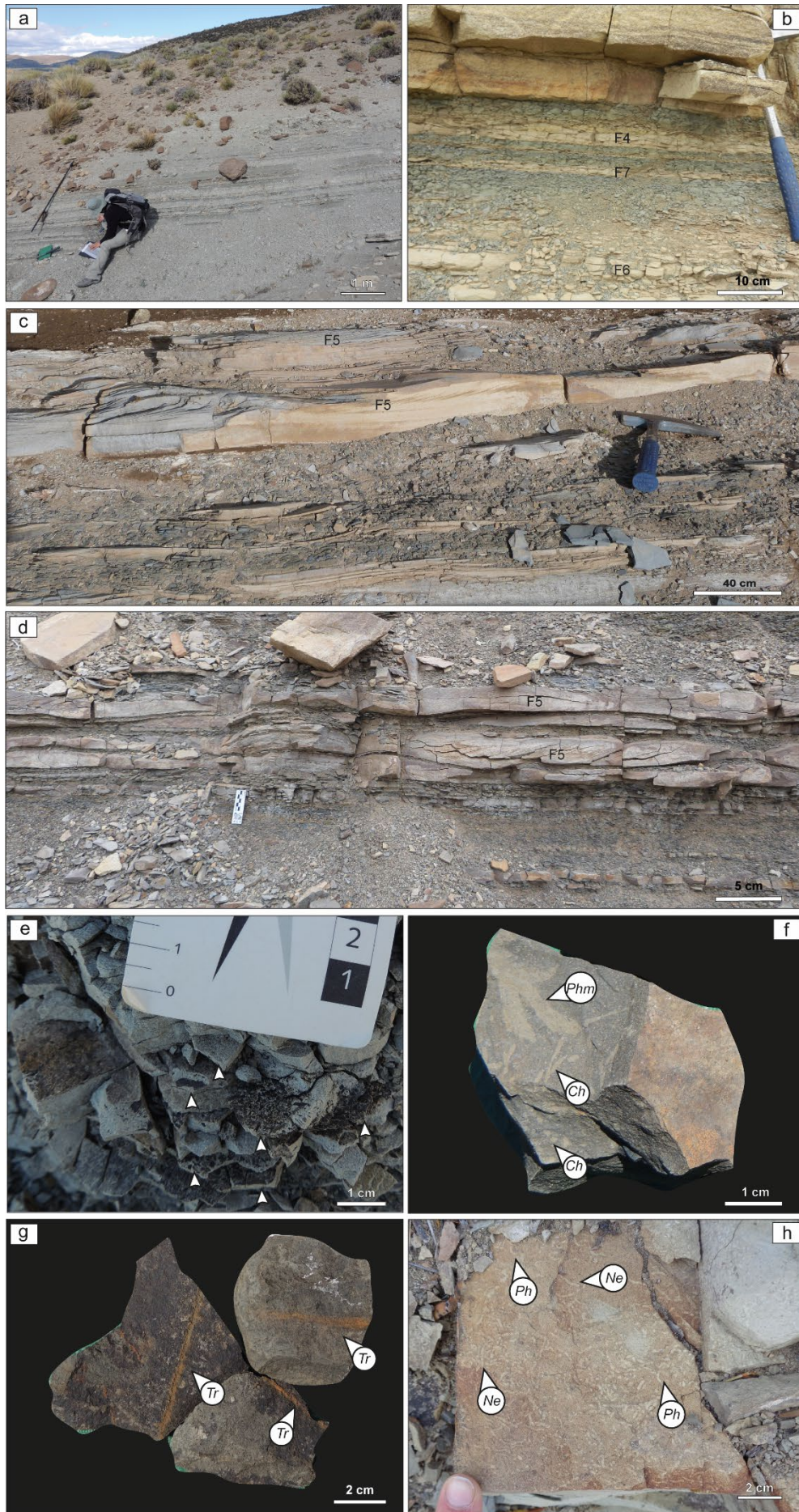


Figura 3.3. Asociaciones de Facies de *offshore*. **(a-b)**. Vista panorámica **(a)** y detalle **(b)** de depósitos heterolíticos de *offshore* donde se reconoce la geometría tabular de los depósitos. **(c-d)**. Vista en sección de niveles de areniscas con estratificación cruzada de tipo *hummocky* interpretadas como depósitos de tormenta. **(e)**. Corte oblicuo de niveles de areniscas tobáceas con abundante concentración de fitodetrito (flechas blancas). **(f)**. Niveles de fangolitas bioturbados por ejemplares de *Phymatoderma* isp. (*Phm*) y *Chondrites intricatus* (*Ch*). **(g)**. Niveles de fangolitas bioturbados por *Trichichnus* isp. (*Tr*). **(h)**. Vista en planta de niveles de areniscas tobáceas bioturbados por ejemplares de *Phycosiphon incertum* (*Ph*) y *Nereites* isp. (*Ne*).

3.2.2. Asociación de facies de plataforma

Descripción: Esta asociación de facies se encuentra compuesta por paquetes de importante espesor (entre 5,77 m y 9,62 m) de pelitas laminadas (F2) dispuestas en cuerpos de geometría tabular con base neta (Fig. 3.4 a-c). De manera aislada, se reconocen niveles de areniscas tobáceas muy finas a finas de hasta 60 cm de espesor, que internamente son masivas (F6) o muestran laminación paralela (F7) (Fig. 3.4 c) (Tabla 3.1). En algunos casos se observaron estructuras de deformación por carga hacia el techo de estos niveles, caracterizadas por ser de gran escala, simétricas y mantener la misma longitud en la separación de las deformaciones (Fig. 3.4 a). También se hallaron asociados, a las capas de pelitas, niveles de concreciones carbonáticas, algunas de las cuales se nuclearon a partir de un cuerpo fósil (Fig. 3.4 b). Las pelitas poseen abundante contenido de fitodetritos y moldes de amonoideos y bivalvos poseidonios, que se disponen siguiendo los planos de laminación. En corte delgado se observaron intercalaciones delgadas de fangos y limos. Los limos se componen principalmente de clastos líticos, cuarzo y en menor proporción plagioclasa (Fig. 3.4 d, e). También pudieron distinguirse micas (muscovitas y biotitas) (Fig. 3.4 d) y glauconitas (Fig. 3.4 e). Al igual que de manera macroscópica, bajo el microscopio, también se observó abundante concentración de fitodetritos. A partir de análisis químicos se obtuvieron valores de COT entre 1,57 - 3 %. En lo referente a la bioturbación se pudieron reconocer trazas fósiles asignadas a *Chondrites intricatus* y *Phycosiphon incertum* (Fig. 3.4 f). Para esta asociación de facies se estima un índice de bioturbación entre 1-4.

Interpretación: Esta asociación de facies corresponde a depósitos de plataforma donde el proceso de depositación predominante es la decantación. Este proceso permite el desarrollo de potentes secuencias de pelitas laminadas. Los fitodetritos serían aportados desde plumas hipopícnicas e hiperpícnicas (Zavala *et al.* 2012, Zavala y Arcuri 2016). La

presencia de delgados niveles de areniscas tobáceas masiva o con laminación paralela, que muestran estructuras de deformación por carga hacia el techo, se interpretan como sismitas producidas en depósitos de albardones proximales generados por corrientes de densidad. El contenido de trazas fósiles muestra una diversidad y abundancia muy baja. En este contexto, la presencia de *Chondrites intricatus* indica condiciones de disoxia – anoxia en la interfaz agua-sedimento (Savrda y Bottjer 1991, Knaust 2017), mientras que la presencia de *Phycosiphon incertum* indica períodos de oxigenación producidos por la circulación de corrientes de densidad que aportan oxígeno a la columna de agua (Wetzel 2010, Rodríguez-Tovar *et al.* 2014).

3.2.3. Asociación de facies turbidíticas

Descripción: Esta asociación de facies está compuesta por areniscas tobáceas medias a gruesas, acumuladas en paquetes de 0,37 a 1,5 m de espesor que muestran geometría lenticular, tabular y cuneiforme con base erosiva (Fig. 3.5 a). Las areniscas pertenecientes a esta asociación de facies se presentan principalmente masivas (F6) (Fig. 3.5 b, c) o con estratificación cruzada tangencial (F9) hacia la base y estratificación paralela (F7) (Fig. 3.5 c), onduladas asimétricas (F4) y simétricas (F8) (Fig. 3.5c) hacia el techo, siendo una de las principales características el pasaje transicional entre todas estas estructuras sedimentarias mecánicas (Tabla 3.1). La presencia de fitodetritos es muy frecuente. También se observan, de forma subordinada, estructuras producidas por deformación por carga, diques clásticos y clastos alóctonos. En corte delgado se reconoce que las areniscas se componen principalmente de clastos líticos (sedimentarios e ígneos) y en menor medida se reconocieron clastos de cuarzo y plagioclasa (Fig. 3.5 d). Pudieron distinguirse glauconitas (Fig. 3.5 e) y abundante proporción de micas (muscovitas y biotitas) (Fig. 3.5 d). Pudo reconocerse que los clastos se encuentran inmersos en una matriz fangosa. En lo que respecta al contenido icnológico pudieron observarse trazas fósiles asignadas a ejemplares de *Nereites missouriensis* asociados a la facies de areniscas medias a gruesas con laminación paralela (Fig. 5f) y *Phycosiphon incertum* asociados a la facies de areniscas medias a gruesas masivas (Fig. 5g). Para esta asociación de facies se estima un índice de bioturbación equivalente a 1.



Figura 3.4. Asociación de facies de plataforma. **(a-b)**. Vista general de la asociación de facies de plataforma, donde se reconoce que se encuentra principalmente integrada por fangos laminados. **(c)**. Facies de fangolitas con laminación paralela (F2) que intercalan con delgados niveles de areniscas tobáceas muy finas masivas (F6) y con laminación paralela (F7). **(d)**. Microfotografía sin nicoles (10X) de limos pertenecientes a la asociación de facies de plataforma. Pueden observarse líticos (Lt), cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), biotitas (Bt) y fitodetritos (MOP). **(e)**. Microfotografía sin nicoles (10X) de limos pertenecientes a la asociación de facies de plataforma. Pueden observarse líticos (Lt), cuarzo (Qz) y galuconita (Gl). **(f)** *Phycosiphon incertum* (Ph) en facies de fangolitas laminadas (F2).

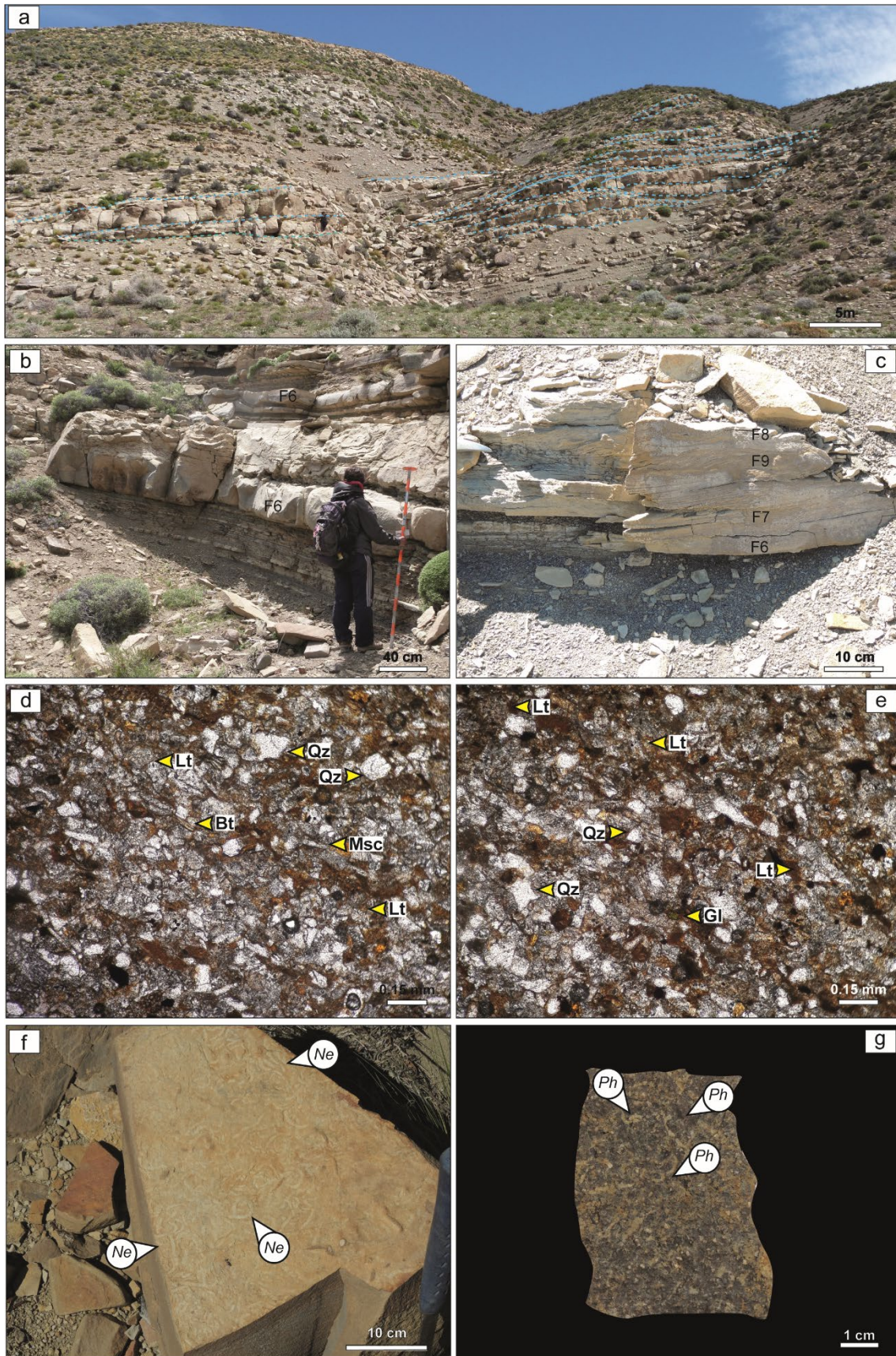


Figura 3.5. Asociación de facies turbidíticas. **(a)** Vista general de canales hiperpícnicos multi-evento indicados en líneas azules punteadas. **(b)** Facies de areniscas finas masivas (F6) y areniscas finas con deformación por carga, cortando niveles de *offshore*. **(c)** Facies de areniscas medias a gruesas masivas (F6), con estratificación paralela (F7), óndulas simétricas (F8) y estratificación cruzada tangencial (F9). **(d)** Microfotografía sin nicoles (10X) de areniscas finas, donde se pueden observar líticos (Lt), cuarzo (Qz), muscovitas (msc) y biotitas (Bt). **(e)** Microfotografía sin nicoles (10X) de areniscas finas, donde se reconocen líticos (Lt), cuarzo (Qz) y Glauconita (Gl) **(f)**. Niveles de areniscas medias a gruesas tobáceas donde se reconocen ejemplares de *Nereites missouriensis* (Ne) en facies de areniscas medias a gruesas con estratificación paralela (F7). **(g)**. Areniscas medias a gruesas masivas (F6) con trazas fósiles asignadas a *Phycosiphon incertum* (Ph).

Interpretación: El pasaje transicional de estructuras sedimentarias mecánicas dentro de una misma capa evidencia la existencia de fluctuaciones de velocidad del flujo dentro del mismo evento de sedimentación (Zavala *et al.* 2011). Por otro lado, la presencia de fitodetritos distribuidos de manera caótica o a lo largo de planos de estratificación, indica el aporte directo desde sistemas fluviales activos durante etapas de descargas de densidad fluvio-derivadas (Zavala *et al.* 2011). En base a lo anteriormente expuesto es posible interpretar que esta asociación de facies representa depósitos generados por flujos hiperpícnicos (turbiditas extracuenciales) (Zavala *et al.* 2014). La ocurrencia de trazas fósiles en estos depósitos, se encuentra restringida a algunas capas, las cuales representan la colonización post-evento. En este mismo sentido la presencia de icnogéneros como *Nereites missouriensis* y *Phycosiphon incertum* indican períodos de buena oxigenación y disponibilidad de nutrientes en el sustrato (Carmona y Ponce 2011, Rodríguez-Tovar *et al.* 2014, Celis *et al.* 2018).

3.3. MODELO DEPOSITACIONAL

La integración de los datos sedimentológicos e icnológicos obtenidos en la localidad de Arroyo Lapa permitieron reconocer depósitos de *offshore* – plataforma, afectado por tormentas y turbiditas extracuenciales (descargas hiperpícnicas) para la Formación Los Molles (Fig. 3.6). La sección comienza con sucesiones de heterolitas de la Formación Los Molles depositadas de manera concordante y transicional sobre niveles de heterolitas y areniscas tobáceas con abundante concentración de fitodetritos de la Formación Sierra

Chacaicó. Los depósitos de la Formación Los Molles en esta sección basal, se habrían acumulado en ambientes de *offshore* afectados por eventos de tormenta (Fig. 3.6 a). A lo

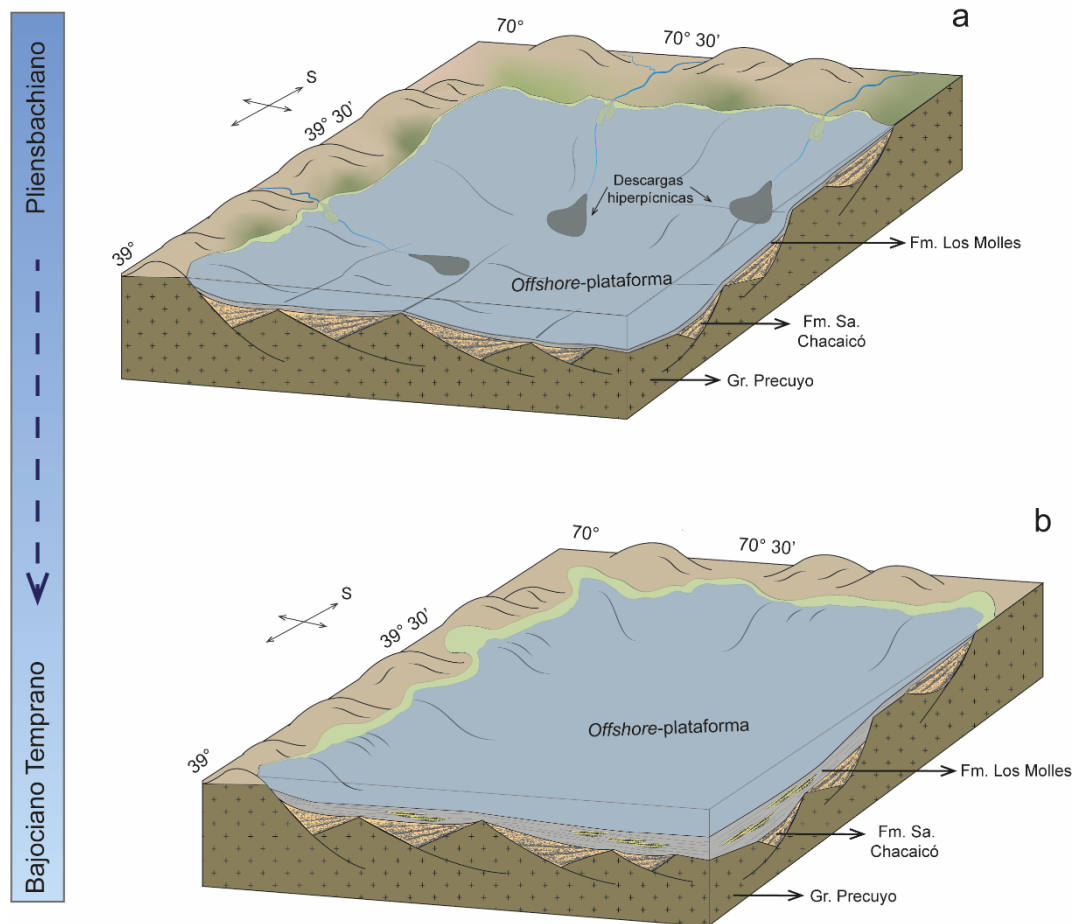


Figura 3.6. Modelo deposicional propuesto para la Formación Los Molles en el área de Sierra de Chacaicó. (a) Modelo deposicional propuesto para la primera parte de la columna. Los depósitos de *offshore*-plataforma se ven afectados por tormentas y descargas de densidad dluvio-derivadas (b) Modelo propuesto para la parte final del perfil donde el sistema sufre una profundización observándose un predominio de la asociación de facies de *offshore*-plataforma.

largo de los primeros 90 m de espesor los depósitos de *offshore* se encuentran mayormente bioturbados por estructuras biogénicas asignadas a *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum* y *Trichichnus* isp. Estos depósitos son truncados por sistemas de canal-albardón producidos durante descargas de densidad fluviio-derivadas (turbiditas extracuencales) (Fig. 3.6 a). Los depósitos hiperpícnicos conforman canales amalgamados y albardones que internamente muestran un pasaje transicional de

estructuras sedimentarias con abundante contenido de restos carbonosos (hojas y leños). Las trazas fósiles en las hiperpícnitas están representadas por ejemplares de *Phycosiphon incertum* y *Nereites missouriensis* en las facies de albardón, mientras que las facies canalizadas poseen abundante contenido de fitodetrito y ausencia de trazas fósiles. La presencia de *Phycosiphon incertum* y *Nereites missouriensis* en las heterolitas de los albardones hiperpícnicos, indican períodos de oxigenación y disponibilidad de nutrientes en la interfaz agua-sedimento, como resultado del ingreso de estas corrientes de densidad, mientras que la baja diversidad y abundancia o la ausencia de trazas fósiles en los paquetes arenosos de los canales hiperpícnicos refleja condiciones de sedimentación continua y cambios de salinidad producidos por el aporte de agua dulce como fluido intersticial. En los últimos 90 m del perfil se reconocen depósitos de grano fino asignados a ambientes de *offshore*-plataforma que incluyen pequeños bancos de areniscas medias a finas tobáceas que han sido interpretados como depósitos de tormenta y en menor medida canales hiperpícnicos. Las trazas fósiles de *Chondrites intricatus* y *Trichicnus* isp. en el ambiente de *offshore*-plataforma y la presencia de bivalvos poseidonios, evidencian que durante la depositación de los sedimentos que conforman estos subambientes, dominaron las condiciones de disóxicas y una escasa disponibilidad de nutrientes. Por otro lado, la ocurrencia en parches de asociaciones icnológicas integradas por *Nereites missouriensis*, *Phycosiphon incertum* y *Phymatoderma* isp. indican breves períodos de oxigenación y mayor disponibilidad de nutrientes, que han sido relacionados al ingreso de descargas de densidad o con la acción de oleaje normal y de tormenta. La abundancia de sedimentos finos y la disminución de niveles asignados a depósitos de tormenta hacia la parte cuspidal de la sección indican una profundización del sistema depositacional que pasaría de posiciones de *offshore* hacia el dominio pleno de ambientes de plataforma (Fig. 3.6 b).

3.4. REFERENCIAS

- Aigner, T. 1985. An ancient storm depositional system: Dynamic stratigraphy of intracratonic carbonates, Upper Muschelkalk (Middle Triassic), South-German Basin. In T. Aigner eds., Storm Depositional Systems: Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. Lecture Notes in Earth Sciences, 3: 51–158.
- Al-Suwaidi, A.H., Angelozzi, G.N., Baudin, F., Damborenea, S.E., Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Manceñido, M.O. y Riccardi, A.C. 2010. First record of the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event from the Southern Hemisphere, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society, London*, 167:633–636.
- Buatois, L.A., and Mángano, M.G. 2011. *Ichnology, Organism- Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press. London. 358 pp.
- Carmona, N.B. y Ponce, J.J. 2011. Ichnology and sedimentology of Miocene hyperpycnites of the Austral foreland basin (Tierra del Fuego, Argentina): Trace fossil distribution and paleoecological implications. In: R. M. Slatt and C. Zavala, eds., *Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology*, 61: 171–192.
- Celis, S.A., Rodríguez-Tovar, F.J. y Pardo-Trujillo, A. 2018. The *Phycosiphon* record in the Ladrilleros-Juanchaco section (Miocene, Colombian Pacific): palaeoecological implications. *Spanish Journal of Palaeontology* 33: 277-288.
- Dumas, S. y Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34: 1073-1076.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): Parte de un cinturón metamórfico de edad neopaleozoica del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, 22:193-202.
- Franzese, J.R, Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, M.D. y D'Elía, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 34:49-62.

- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, 2, 111 pp.
- Kędzierski, M., Uchman, A., Sawlowicz, Z., and Briguglio, A. 2015. Fossilized bioelectric wire - the trace fossil *Trichichnus*. Biogeosciences, 12: 2301-2309.
- Knaust, D. 2017. Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer, Dordrecht, Heidelberg. New York. 209 pp.
- Leanza, H. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45:272-299.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969 - III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de la Carta Geológica a escala 1:250.000. Boletín del Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR, 218:1-135.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 6° Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas, 11.
- Pángaro, F., Pereira, D.M. y Micucci, E. 2009. El sinrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65:265-277.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. and Sinclair, I.K. 2001. Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems. Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. Geological Association of Canada Short Course Notes, 15.
- Ponce, J.J., Carmona, N.B., Montagna A.O. y Canale, N. 2015. Sedimentología e Icnología de los Sistemas Petroleros no Convencionales de la Cuenca Neuquina. (Los Molles-Lajas y Vaca Muerta Quintuco). Guía de Campo. Universidad Nacional de Río Negro – Fundación YPF, General Roca, 112 pp.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Nagy, J. y Reolid, M. 2014. Palaeoenvironment of Eocene prodelta in Spitsbergen recorded by the trace fossil *Phycosiphon incertum*. Polar Research, 33: 23786.

- Savrda, C.E. y Bottjer, D.J. 1991. Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview and update. In: Tyson, R.V and Pearson, T.H. eds., *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geological Society London Special Publication, 58: 201–219.
- Taylor, A.M. y Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society, London*, 150: 141–148.
- Volkheimer, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las formaciones Sierra de Chacaico (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Lajas (Caloviano Inferior). *Ameghiniana*, 10(2):105-109.
- Wetzel, A. 2010. Deep-sea ichnology: observations in modern sediments to interpret fossil counterparts. *Acta Geologica Polonica*, 60: 125–138.
- Zavala, C., and Arcuri, M. 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337: 36–54. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.008>.
- Zavala, C., Arcuri, M., Gamero, H., Contreras, C. y Di Meglio, M. 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. In: Slatt, R.M. y Zavala, C. eds., *Sediment transfer from shelf to deep water — Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology*, 61: 31–51.
- Zavala, C., Arcuri, M. and Blanco Valiente, L. 2012. The importance of plant remains as a diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie*, 11: 457–469.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., y Zorzano, A. 2014. Depósitos de turbiditas intra y extracuencales: Origen y Características distintivas. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 225-244.

3.5. SUBCUENCA DE PICÚN LEUFÚ – ANTICLINAL DE PICÚN LEUFÚ

3.5.1 Introducción y ubicación del área de estudio.

La subcuenca de Picún Leufú se encuentra limitada al norte por la Dorsal de Huincul, al oeste por la Sierra de Catan Lil y al sur y este por las estribaciones noroccidentales del Macizo Nordpatagónico (Leanza y Hugo 1997). Esta subcuenca se habría formado durante la evolución de la Dorsal de Huincul quedando aislada del resto del Engolfamiento Neuquino desde el Toarciense superior al Cenomaniense (Hogg 1993, Silvestro y Zubiri 2008, Pángaro *et al.* 2009). La Dorsal de Huincul es un elemento morfoestructural con orientación este-oeste que se extiende por más de 270 km desde el frente orogénico andino hasta la zona de Chelforó (Cruz *et al.* 2002, Kostadinoff *et al.* 2005, Silvestro y Zubiri 2008, Pángaro *et al.* 2009). La misma se habría formado por convergencia oblicua entre dos zonas de comportamiento mecánico diferente (el cratón norpatagónico al SE y al NO la corteza continental adelgazada por extensión y temperatura), sometidas a un campo de esfuerzos NO-SE relacionado a la subducción del margen Pacífico (Silvestro y Zubiri 2008). El anticlinal de Picún Leufú se encuentra comprendido entre 39°26'39.42"S, 70°27'20.56"W y 39°12'18.18"S, 70°00'01.37"W (Leanza y Hugo 1997), es un anticlinal asimétrico con rumbo E-O, siendo el flanco sur el de mayor buzamiento y el flanco norte el más suave (Leanza y Hugo 1997) (Fig. 3.7). Su núcleo está constituido por la Formación Lapa (Triásico superior – Sinemuriense) conformada por basaltos, ignimbritas, tobas de caída y rocas epiclásticas (Leanza y Hugo 1997, Franzese *et al.* 2007, Pángaro *et al.* 2009), depositadas durante el estadio de *sinrift*, caracterizado por el desarrollo de hemigrábenes aislados con importante actividad volcánica asociada (Pángaro *et al.* 2009). Sobre esta unidad se hallan los depósitos de la Formación Los Molles (Toarciense inferior – Bajociense inferior), los que representan la primera ingresión marina generalizada en la Cuenca Neuquina y el inicio de acumulación de las sedimentitas que conforman el Grupo Cuyo (Leanza y Hugo 1997) (Fig. 3.7). La parte inferior de esta unidad se habría acumulado durante un estadio de *sinrift* tardío en donde el control de la geometría de hemigrábenes sobre las unidades se ve disminuido (Pángaro *et al.* 2009). Mientras que la parte superior se habría desarrollado durante un estadio de subsidencia térmica generalizada e inicio de eventos compresivos que culminaría en el Aaleniano (Pángaro *et al.* 2009). Durante este mismo estadio y de forma transicional, se deposita la Formación Lajas (Bajociense superior – Bathoniano inferior) compuesta principalmente por areniscas y pelitas depositadas en ambientes marinos

deltaicos afectados por descargas hiperpícnicas y eventos de tormenta (Leanza y Hugo 1997, Pángaro *et al.* 2009, Canale 2015, Canale *et al.* 2020) (Fig. 3.7). La última unidad comprendida dentro del Grupo Cuyo en esta localidad incluye conglomerados, areniscas y limolitas de la Formación Challacó (Bajociano superior tardío – Bathoniano medio), la que corresponde a ambientes aluviales y fluviales generados en un clima árido (Veiga 1998, Veiga, 2000, Canale 2015, Canale *et al.* 2020) (Fig. 3.7). Esta unidad también se habría desarrollado bajo condiciones de subsidencia generalizada (Pángaro *et al.* 2009). Según Zavala *et al.* (2020) en el Sur de la Dorsal de Huincul, la Formación Challacó se encuentra conformada por pelitas grises a grises verdosas y areniscas de finas a gravosas que evidencian un ambiente de depositación lacustre afectado por descargas hiperpícnicas. A su vez Zavala *et al.* (2020) proponen que los conglomerados y areniscas gravosas que fueron asignadas antiguamente a la Formación Challacó pertenecen a la Formación Bosque Petrificado y que fueron acumuladas en ambientes desde fluviales a marinos someros. Entre estas dos unidades Zavala (1993), Zavala y Gonzalez (2001), Zavala y Freije (2002) y Zavala *et al.* (2020) proponen la presencia de un límite de secuencia e indican que la Formación Bosque Petrificado comprende la base del Grupo Lotena. Desde el Aaleniano y hasta el Cretácico Superior se desarrolló una etapa de deformación compresiva que darían a la Dorsal de Huincul su configuración estructural actual (Pángaro *et al.* 2009). Bajo este contexto tectónico y sobre la discordancia Intracaloviana se deposita la Formación Lotena (Caloviano medio) (Weaver 1931, Dellapé *et al.* 1979, Leanza y Hugo 1997), (Fig. 3.7). Esta unidad se compone por pelitas grises y verdes que contienen una fauna de amonoides del Caloviano, con intercalaciones de lentes arenosos gruesos asignados a ambiente marino con circulación abierta (Leanza y Hugo 1997). En discordancia angular sobre la unidad anterior (Discordancia Intramálmica) (Leanza y Hugo 1997) se deposita el Grupo Mendoza (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) (Leanza y Hugo 1997) (Fig. 3.7) representado por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Picún Leufú (equivalente a Quintuco en el subsuelo) (Weaver, 1931; Leanza, 1973). La Formación Tordillo (Kimmeridgiano?) se compone de conglomerados y pelitas rojas que hacia el techo culminan con areniscas grises, correspondientes a depósitos eólicos, fluviales y lacustres (Freije *et al.* 2002). Según lo propuesto por Zavala *et al.* (2008) sobre esta unidad se dispone la Formación Quebrada del Sapo compuesta por depósitos que evidencian una superficie de deflación e indica diacronismo con la unidad anterior. Sobre esta Formación se disponen en

contacto neto, pelitas, areniscas finas y calizas de plataforma pertenecientes a la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior tardío y medio) (Zavala y Freije 2002, Freije *et al.* 2002). La presencia de depósitos marinos en la Formación Vaca Muerta evidencia el restablecimiento de la conexión marina con el paleo-Pacífico (Armella *et al.* 2008). Hacia el Tithoniano medio – Berriasiano se depositan las sedimentitas de la Formación Picún Leufú (Leanza *et al.* 1978, Leanza y Hugo 1997). Esta unidad se compone por facies mixtas (areniscas, limolitas y calizas) interpretadas como el resultado de la depositación en un régimen de mar alto (Leanza y Hugo 1997, Leanza *et al.* 2011).

El Anticlinal de Picún Leufú se encuentra ubicado 60 km al sur de la ciudad de Zapala. En esta localidad se midieron seis secciones de detalle, dos sobre el flanco noreste de la estructura (Estancia Los Pozuelos) y cuatro sobre el flanco sur (Fig. 3.7). Viajando en sentido general norte-sur, el acceso al flanco norte del anticlinal Picún Leufú es por el

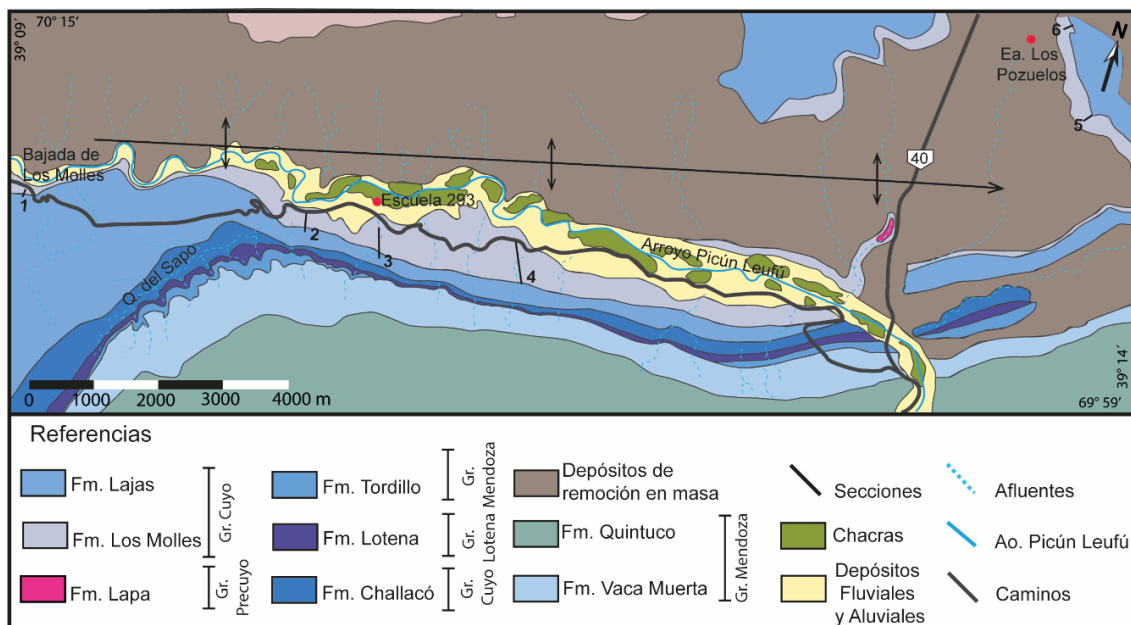


Figura 3.7. Mapa geológico del área de estudio.

camino de ingreso a la Estancia Los Pozuelos, ubicado 5 km antes del puente Picún Leufú. Mientras que, el ingreso al flanco sur del anticlinal es por un camino rural ubicado 300 m al sur del puente del Arroyo Picún Leufú.

3.6. FACIES, ICNOASOCIACIONES Y ASOCIACIONES DE FACIES

Si bien las secciones medidas en el flanco sur del anticlinal de Picún Leufú (ver capítulo VII) incluyen la parte media de la Formación Los Molles, en esta tesis solamente se analizaron en detalle los últimos 60 m de cada una, en los que se incluye el intervalo estratigráfico que permite caracterizar el pasaje transicional entre las formaciones Los Molles y Lajas. Estos estudios permitieron reconocer un arreglo general progradante, integrado por trece facies sedimentarias que fueron agrupadas en cinco asociaciones de facies que corresponden a ambientes de *offshore*, *shoreface*, frente deltaico, prodelta, todos ellos afectados por eventos de tormenta y corrientes de densidad (Tabla 3.2, Fig. 3.8). Para cuantificar el contenido de trazas fósiles se utilizó el índice de bioturbación propuesto por Taylor y Goldring (1993).

3.6.1. Asociación de facies de *shoreface*

Descripción: Esta asociación de facies está compuesta por areniscas finas a gruesas dispuestas en cuerpos de geometría tabular con base neta y espesores de aproximadamente 0,4 m (Fig. 3.9). Las areniscas medias a gruesas se presentan masivas (F4) (Fig. 3a, b), con laminación paralela (F5) (Fig. 3.9 a, b), estratificación cruzada tangencial (F6) (Fig. 3.9 b) y óndulas simétricas (F12) al techo de algunas capas. Se observaron fitodetritos y fragmentos leñosos dispuestos en los planos de estratificación de las capas (Fig. 3.9 c) o distribuidos de manera caótica dentro de la fábrica de la roca, clastos alóctonos y fragmentos de bivalvos poseidonios y ammonites. En lo que respecta al contenido icnológico se reconocieron ejemplares de *Skolithos linearis* (Fig. 3.9 d), *Ophiomorpha* isp., *Arenicolites?* isp., y trazas de equilibrio (Fig. 3.9 e), mientras que en las facies con óndulas simétricas se observaron trazas fósiles asignadas a la icnoespecie *Gyrochorte comosa* (Fig. 3.9 f). Es de importancia destacar que, si bien en esta asociación de facies la diversidad de estructuras biogénicas es baja, la abundancia de las mismas es moderada. Para esta asociación de facies se reconoció un índice de bioturbación comprendido entre 2 – 3.

Interpretación: Esta asociación de facies representa depósitos de *shoreface* medio donde predominan los procesos tractivos bajo condiciones de energía moderada a alta, como lo indica la presencia de bioclastos y de trazas fósiles producidas por organismos suspensívoros (Pemberton *et al.* 2001). Las estructuras sedimentarias generadas a partir

de la migración de dunas o barras por corrientes de deriva litoral son indicativas de posiciones de *shoreface* medio, mientras que la presencia de óndulas simétricas en el techo de las capas, indica el retrabajo de los sedimentos previamente acumulados por acción del oleaje (Walker y Plint 1992, Pemberton *et al.* 2001, Nichols 2009). La ocurrencia de fitodetritos y restos leñosos que poseen las capas, podrían haber sido aportadas por una pluma hipopícnica generada por las descargas de un sistema fluvial próximo (Battacharya 2006, Plink-Bjorklund y Steel 2004). Esta pluma hipopícnica podría haber sido deflectada por corrientes de deriva litoral lo que habría permitido la distribución del fitodetrito a lo largo del *shoreface* y su posterior distribución cuenca dentro (Suter 2006). La presencia de icnoespecies como *Ophiomorpha* isp., *Skolithos linearis* y *Arenicolites?* isp. evidencian sustratos arenosos móviles depositados en condiciones de moderada a alta energía propias de un *shoreface* medio (Pemberton *et al.* 2001). La presencia de trazas fósiles asignadas a *Gyrochorte comosa* al techo de las capas que presentan óndulas simétricas, se interpretan como el establecimiento de organismos oportunistas, que colonizarían el sustrato posteriormente al paso de eventos de tormentas (Gibert y Benner 2002). Estos depósitos han sido reconocidos solamente en el área de Bajada de Los Molles donde alcanza un espesor de 5 m (Fig. 3.8).

Si bien esta asociación de facies presenta características similares a la definida como frente deltaico distal, la menor abundancia de fitodetritos y la mayor abundancia de trazas fósiles nos permitieron asignarla a ambientes de *shoreface*.

3.6.2. Asociación de facies de *offshore*

Descripción: Se compone por una alternancia centimétrica de pelitas y areniscas muy finas a finas que conforman arreglos heterolíticos dispuestos en cuerpos de geometría tabular con base neta y espesores que varían entre los 7,4 y los 16,36 m (Fig. 3.10). Tanto las pelitas como las areniscas se presentan masivas (F1 y F4 respectivamente) y en menor medida laminadas (F2 y F5 respectivamente) (Fig. 3.10 a, b y Tabla 3.2). De manera subordinada se observaron areniscas finas con pliegues sinsedimentarios volcados vinculados a deslizamientos gravitacionales (F10) y óndulas simétricas (F12) al techo de las capas (Fig. 3.10 b). En esta asociación de facies se reconoce escaso contenido de fitodetrito. En corte delgado se observó que las fracciones arenosas se componen principalmente de clastos de cuarzo y líticos sedimentarios, volcánicos y plutónicos, y en menor medida por plagioclasas (Fig. 3.10 c, d). También pudieron distinguirse micas (muscovita) (Fig. 3.10 c, d), cemento carbonático en parche (Fig. 3.10 c, d) y arcilloso

glaucónico en rim, pirita framboidal y óxidos dispersos entre el cemento y los clastos. De manera subordinada se observaron areniscas de granulometría media con buena selección, dispuestas en cuerpos de geometría tabular de variado espesor (20 a 50 cm) (Fig. 3.10 e, f). Se observa laminación paralela (F5), *hummocky* (F13) (Fig. 3.10 e, f) y en algunos casos óndulas simétricas (F12) al techo de las capas (Fig. 3.10 f y Tabla 3.2). A partir de análisis químicos se obtuvieron valores de COT entre 1,33 y 2,32 para esta asociación de facies. El contenido icnológico está representado por ejemplares de *Thalassinoides* isp. (Fig. 3.10 g) en depósitos de pelitas masivas, mientras que en las heterolitas se pudieron reconocer trazas fósiles asignadas a *Cylindrichnus concentricus*, *Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp. y *Teichichnus rectus* (Fig. 3.10 h). También se observaron, asociada a las areniscas masivas, trazas fósiles de *Ophiomorpha* isp. (Fig. 3.10 i), mientras que *Phycosiphon incertum* (Fig. 3.10 j) y *Skolithos linearis* fueron reconocidos en areniscas con óndulas simétricas. Para esta asociación de facies se reconoció un índice de bioturbación comprendido entre 1 – 4.

Interpretación: esta asociación de facies corresponde a sedimentos depositados entre el nivel de olas de buen tiempo y el de tormenta (Pemberton *et al.* 2001), donde son comunes los procesos de decantación y tracción combinados que dan lugar a depósitos de heterolitas. La presencia de cuerpos de arenisca fina a medias con óndulas simétricas y *hummocky* podría representar pequeños eventos de tormenta asociados a la sedimentación normal del *offshore* (Aigner 1985, Dumas y Arnott 2006), mientras que la ocurrencia de cuerpos arenosos y pelíticos masivos, reconocidos en la localidad de Bajada de Los Molles, representan depósitos de heterolitas completamente obliterados por la intensa bioturbación. El escaso contenido de fitodetritos observado en los afloramientos podría haber sido aportado desde una pluma hipopícnica (Zavala *et al.* 2012, Zavala y Arcuri 2016). La presencia de icnoespecies como *Cylindrichnus concentricus*, *Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp. y *Teichichnus rectus* y *Thalassinoides* isp., indican la colonización de sustratos fangosos acumulados durante condiciones de baja energía (Buatois y Mángano 2011). La presencia de icnogéneros como *Ophiomorpha* isp. en areniscas masivas por bioturbación, puede estar relacionada al pasaje del oleaje de buen tiempo que pone sedimentos y nutrientes en suspensión (Pemberton *et al.* 2001). Mientras que la ocurrencia de *Skolithos linearis* y *Phycosiphon incertum* en areniscas con óndulas simétricas pueden estar relacionados al pasaje de tormentas (Pemberton *et al.* 2001).

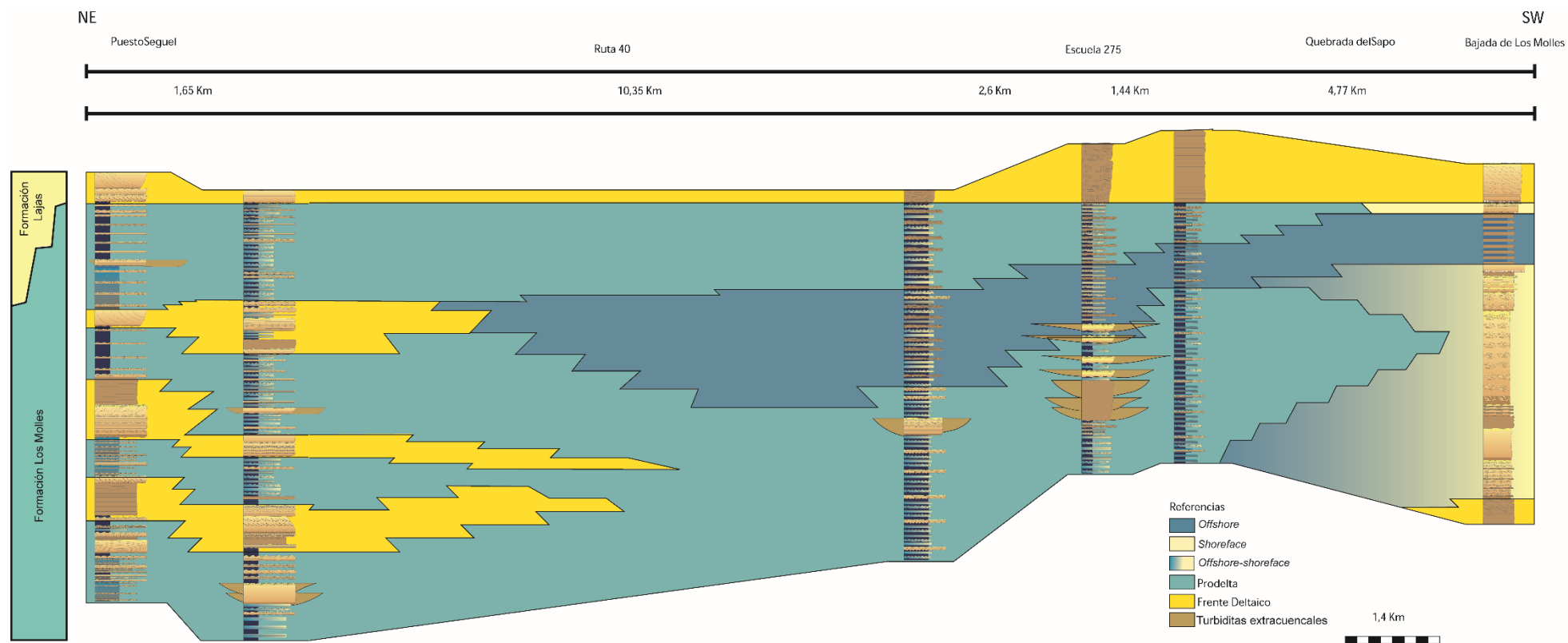


Figura 3.8. Panel de correlación mostrando los diferentes ambientes deposicionales reconocidas en la transición entre la Formación Los Molles y la Formación Lajas en el área de Picún Leufú. La correlación se encuentra nivelada a los bancos arenosos asignados a ambientes de frente deltaico pertenecientes a la Formación Lajas.

Facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Trazas fósiles	Geometría	Origen	Depósitos				
						Offshore	Shoreface	Prodelta	Frente deltaico	Turbiditas
F1	Pelitas con MOP	Masivas	<i>Phycosiphon, Planolites, Thalassinoides</i>	Tabular	Floculación desde una pluma hipopícnica con altas concentraciones de MOP					
F2	Pelitas con MOP	Laminación paralela	<i>Chondrites, Phycosiphon</i>	Tabular	Decantación desde una pluma hipopícnica con altas concentraciones de MOP					
F3	Pelitas con MOP	Plegues sinsedimentarios volcados	————	Tabular	Deslizamiento gravitatorio por cambio de pendiente					
F4	Areniscas muy finas a gruesas con MOP	Masivas	<i>Phycosiphon, Chondrites, Nereites, Ophiomorpha, Phymatoderma, Cylindrichnus, Teichichnus</i> , bioturbación indiferenciada	Tabular y lenticular	Rápida pérdida de competencia del flujo y sedimentación que inhibe el desarrollo de estructuras sedimentarias					
					Masivas por bioturbación					
F5	Areniscas muy finas a gruesas con MOP	Laminación/estratificación paralela	<i>Ophiomorpha, Skolithos, equilibrichnia</i> , bioturbación indiferenciada	Tabular	Generada por procesos tractivos en condiciones de lecho plano de alto y bajo regimen de flujo					
F6	Areniscas finas a gruesas con MOP	Estratificación cruzada tangencial	————	Tabular y lenticular	Depositadas a partir de un flujo unidireccional en condiciones de bajo regimen y presencia de sedimentos en suspensión					
F7	Areniscas finas a gruesas con MOP	Estratificación cruzada en artesa	<i>Skolithos</i>	Tabular y lenticular	Migración de formas de lecho 3D asociadas a un flujo unidireccional en condiciones de bajo regimen de flujo					
F8	Areniscas finas a medias con MOP	Óndulas asimétricas	————	Tabular y lenticular	Depositadas a partir de un flujo unidireccional diluido de bajo regimen de flujo					
F9	Areniscas finas a medias con MOP	Óndulas escalantes	————	Tabular y lenticular	Procesos de tracción - decantación originados por corrientes de densidad diluidas.					
F10	Areniscas muy finas a gruesas con MOP	Plegues sinsedimentarios volcados	————	Tabular y lenticular	Deslizamiento gravitatorio por cambio de pendiente					
F11	Conglomerados finos con MOP	Óndulas simétricas	————	Tabular	Retrabajo por flujos oscilatorios de alta energía relacionados a tormentas					
F12	Areniscas finas a gruesas con MOP	Óndulas simétricas	<i>Phycosiphon, Planolites, Chondrites, Skolithos, Gyrochorte</i>	Tabular	Retrabajo por flujos oscilatorios de moderada energía relacionados a tormentas					
F13	Areniscas medias con MOP	Estratificación cruzada hummocky	————	Tabular	Generado por flujos combinados durante eventos de tormenta					

■ Muy frecuente □ Frecuente □ Ausente

MOP: Materia orgánica particulada

Tabla 3.2. Tabla de facies para la Formación Los Molles en el área de Picún Leufú.

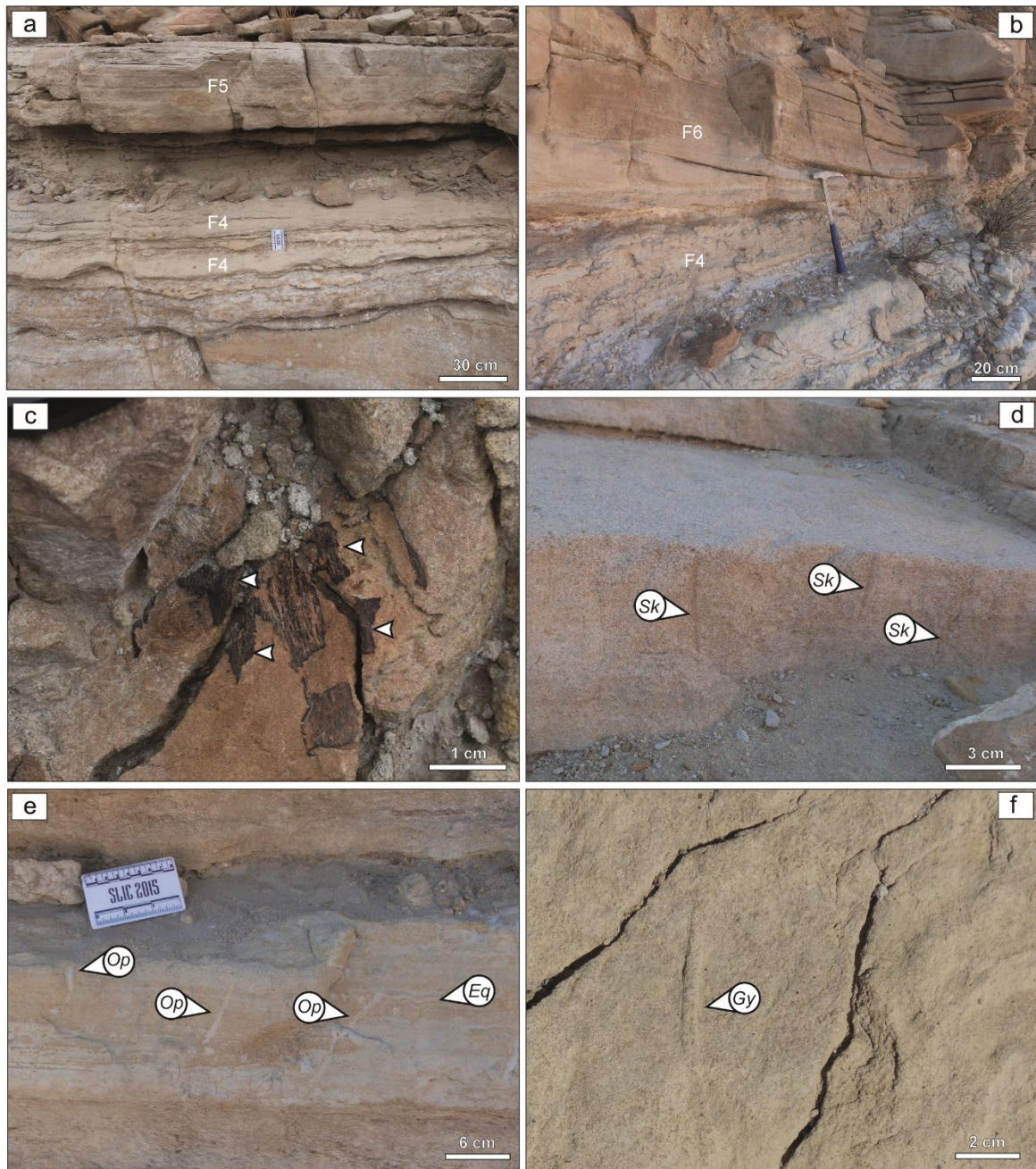


Figura 3.9. Asociación de facies de *shoreface*. **(a).** Vista en sección de niveles de areniscas medias a gruesas masivas (F4) completamente obliteradas por bioturbación y facies de areniscas medias a gruesas con laminación paralela (F5). **(b).** Vista en sección de niveles de areniscas medias a gruesas masivas (F4), facies de areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada tangencial de bajo ángulo (F6). **(c).** Fitodetritos dispuestos entre los planos de estratificación de areniscas finas laminadas (flechas blancas). **(d).** Vista en sección de ejemplares de *Skolithos lienaris* (SK) en facies de areniscas medias a gruesas masivas (F4). **(e).** Vista en sección de ejemplares de *Ophiomorpha* isp. (Op) y trazas de equilibrio (Eq) en facies de areniscas finas con laminación paralela difusa (F5). **(f).** Vista en planta de un ejemplar de *Gyrochorte comosa* en facies de areniscas medias con óndulas simétricas (F12).

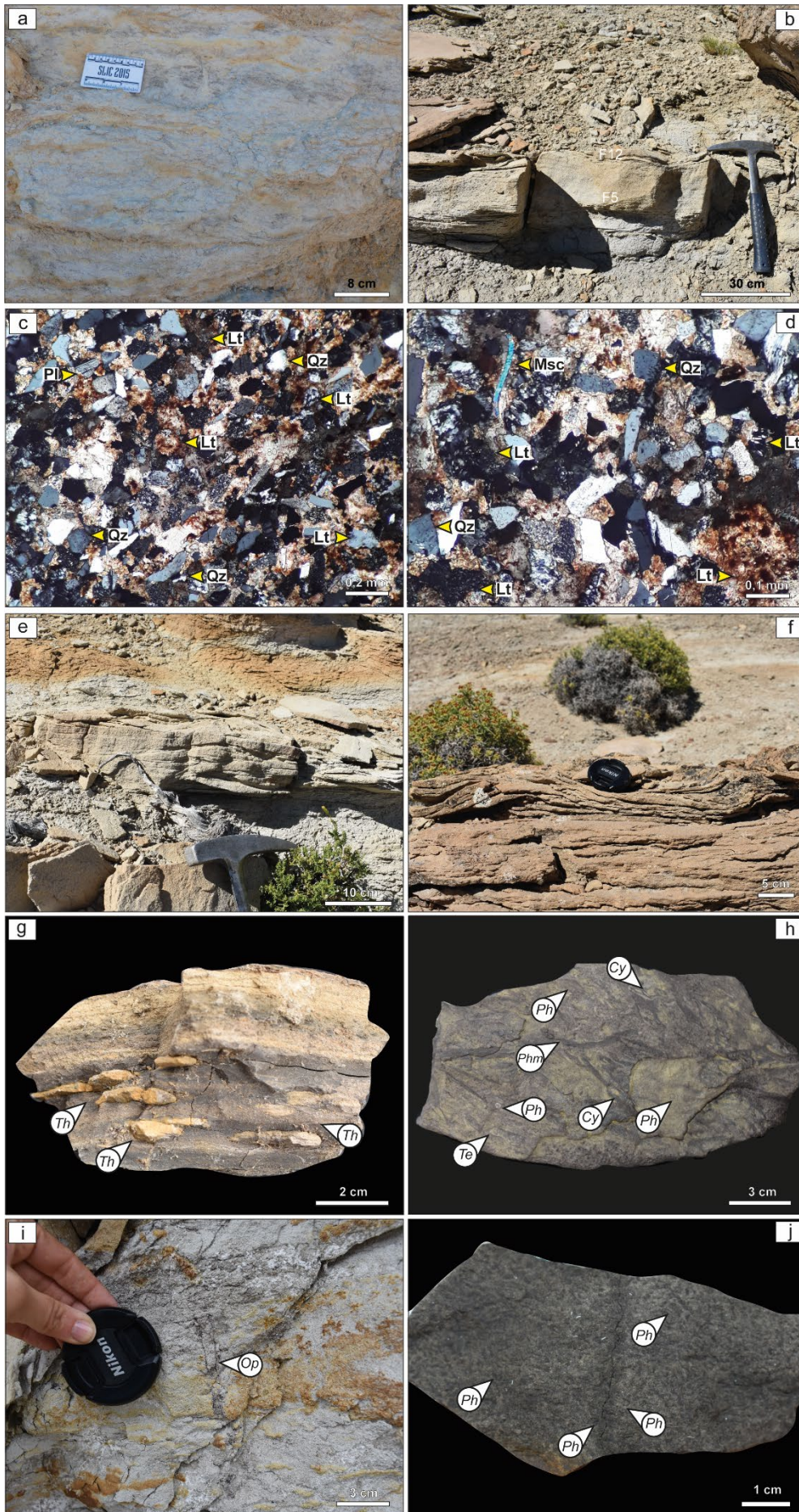


Figura 3.10. Asociación de facies de *offshore*. **(a)**. Vista en sección de niveles de fangolitas y areniscas masivas (F1, F4 respectivamente) completamente obliteradas por bioturbación. **(b)**. Vista en sección de niveles de areniscas con laminación paralela (F5) y facies de areniscas con óndulas simétricas (F12) correspondientes a eventos de tormenta. **(c)**. Microfotografía con nicoles (10X) de areniscas finas donde pueden observarse líticos (Lt), cuarzo (Qz), plagioclasas (Pl) y cemento carbonático dispuesto en parches. **(d)**. Microfotografía con nicoles (10X) de areniscas finas donde se reconocen componentes líticos (Lt), cuarzo (Qz), muscovitas (Msc) y cemento carbonático dispuesto en parches. **(e)**. Vista en sección de areniscas con estratificación cruzada *hummocky*. **(f)**. Vista en sección de areniscas con laminación paralela difusa y óndulas simétricas al techo. **(g)**. Vista en sección de ejemplares de *Thalassinoides* isp. (*Th*) en facies de pelitas masivas (F1). **(h)**. Vista en sección de ejemplares de *Cylindrichnus concentricus* (*Cy*), *Phycosiphon incertum* (*Ph*), *Phymatoderma* isp. (*Phm*) y *Teichichnus rectus* (*Te*) en heterolitas. **(i)**. Vista en sección de niveles de fangolitas y areniscas masivas por bioturbación donde se reconocen ejemplares de *Ophiomorpha* isp. (*Op*) en facies de areniscas masivas (F4). **(j)**. Vista en sección de *Phycosiphon icenrtum* (*Ph*) en facies de areniscas con óndulas simétricas (F12).

3.6.3. Asociación de facies de frente deltaico distal

Descripción: Esta asociación de facies se encuentra formada por areniscas finas a gruesas y conglomerados finos dispuestos en cuerpos de geometría tabular, con base erosiva y espesores que varían entre 0,4 y 1,5 m (Fig. 3.11). Las areniscas finas a gruesas se presentan masivas (F4) (Fig. 3.11 a), con laminación paralela (F5) (Fig. 3.11 a), estratificación cruzada tangencial (F6) (Fig. 3.11 a), en artesa (F7) (Fig. 3.11 b), óndulas asimétricas (F8) y escalantes (F9) (Fig. 3.11 c) y pliegues sinsedimentarios volcados asignados a estructuras de deslizamiento gravitacional (F10). Algunas capas presentan óndulas simétricas (F12) al techo (Tabla 3.2). Los conglomerados finos presentan óndulas simétricas (F11). En corte delgado, analizado con luz transmitida, se pudo distinguir una arenisca media con abundante presencia de clastos, principalmente compuestos por cuarzo, fragmentos líticos (tanto sedimentarios como volcánicos) y en menor proporción plagioclasas (Fig. 3.11 d, e). Se observaron además glauconitas, micas (Fig. 3.11 e), cemento carbonático dispuesto en parche y rellenando los poros (Fig. 3.11 d, e), pirita con hábito framboidal y fitodetritos (Fig. 3.11 e). En muestra de mano se observa gran participación de fitodetritos y fragmentos de troncos (tamaños que varían entre 2 y 1 cm) (Fig. 3.11 f) y bivalvos poseidonios y ammonites. En lo que respecta al contenido icnológico se observaron ejemplares asignados a *Phycosiphon incertum* (Fig. 3.11 g), *Nereites* isp., *Chondrites intricatus* (Fig. 3.11 g) y *Ophiomorpha* isp., mientras que en

areniscas con laminación paralela se observó *Skolithos linearis*. También se reconoció *Skolithos linearis* en facies de areniscas con estratificación cruzada en artesa y *Skolithos linearis* y *Gyrochorte comosa* en areniscas con óndulas simétricas (Fig. 3.11 h). Para esta asociación de facies se reconoció un índice de bioturbación comprendido entre 0 – 3.

Interpretación: esta asociación de facies se encuentra representada por depósitos de frente deltaico integrados por barras 2D y 3D (Bhattacharya y Walker 1992, Nichols 2009). La ocurrencia de óndulas simétricas al techo de las capas indica que el retrabajo por oleaje de los sedimentos previamente depositados fue uno de los procesos significativos en el sistema (Bhattacharya y Walker 1992,). La presencia de estructuras de pliegues sinsedimentarios volcados de pequeño tamaño (entre 30 cm – 80cm), indica que los deslizamientos gravitacionales por desestabilizaciones en la pendiente del frente deltaico fueron recurrentes (Bhattacharya 2010). La abundante presencia de fitodetrito, restos de troncos y clastos alóctonos indica la presencia de sistemas fluviales activos (Zavala *et al.* 2012, Zavala y Arcuri 2016). La presencia de trazas fósiles producidas por organismos detritívoros y depostívoros (*Phycosiphon incertum*, *Nereites* isp., *Chondrites intricatus* y *Gyrochorte comosa*) por sobre aquellas generadas por organismos suspensívoros (*Skolithos linearis* y *Ophiomorpha* isp.) indica que las condiciones de turbidez en el sistema fueron frecuentes y se relacionan con la ocurrencia y recurrencia de plumas hipopícnicas e hiperpícnicas (MacEachern *et al.* 2005). La colonización del sustrato por organismos suspensívoros indica los momentos de pausa en la sedimentación de las descargas fluviales y el retrabajo por acción de oleaje (MacEachern *et al.* 2005).

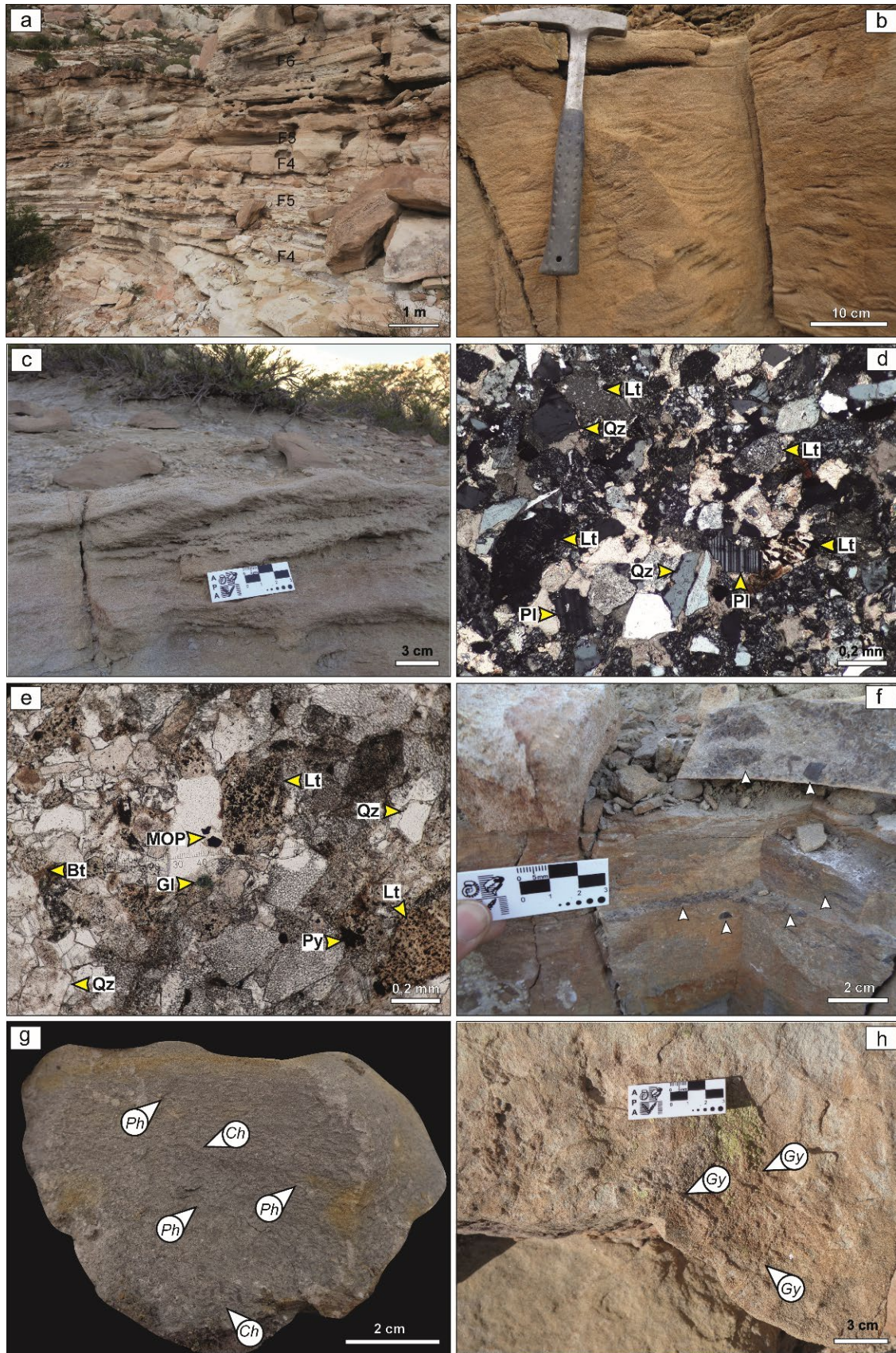


Figura 3.11. Asociación de facies de frente deltaico distal. **(a).** Vista en sección de bancos de areniscas masivas (F4), con estratificación paralela (F5) y cruzada tangencial de bajo ángulo (F6). **(b).** Vista en sección de niveles de areniscas medias con estratificación cruzada en artesa (F7). **(c).** Areniscas finas a medias con óndulas escalantes (F9). **(d).** Microfotografía con nicoles (10X) de areniscas finas pertenecientes a la asociación de facies de frente deltaico. Puede observarse la presencia de líticos (Lt), cuarzo (Qz), plagioclasas (Pl) y cemento carbonático dispuesto en parches. **(e).** Microfotografía sin nicoles (10X) de areniscas finas pertenecientes a la asociación de facies de frente deltaico. Pueden observarse líticos (Lt), cuarzo (Qz), biotitas (Bt), glauconita (Gl), piritas fromaboidales (Py) y fitodetritos (MOP). **(f).** Fitodetrito de pequeño y gran tamaño dispuesto en facies de areniscas masivas (flechas blancas). **(g).** Trazas fósiles asignadas a *Phycosiphon incertum* (Ph) y *Chondrites intricatus* (Ch) en facies de areniscas masivas (F4). **(h).** Vista en planta de ejemplares de *Gyrochorte comosa* en facies de areniscas finas con óndulas simétricas (F12).

3.6.4. Asociación de facies de prodelta

Descripción: Esta asociación de facies se encuentra representada por una alternancia centimétrica de pelitas y areniscas muy finas a finas, conformando sucesiones heterolíticas, dispuestas en cuerpos de geometría tabular con base neta y espesores que varían entre 4,67 y 28 m (Fig. 3.12). Las pelitas se presentan masivas (F1) o laminadas (F2) (Fig. 6 a, b) y pueden desarrollar pliegues sinsedimentarios volcados generados por deslizamiento gravitacional (F3), mientras que las areniscas poseen laminación paralela (F5) (Fig. 3.12 a), óndulas asimétricas (F8) (Fig. 3.12 b) y óndulas simétricas (F12) (Fig. 3.12 c), en las cuales es frecuente la presencia de abundantes bioclastos fragmentados (Fig. 3.12 d) (Tabla 3.2). En algunos niveles se observó la presencia de pirita, moldes externos de valvas (tanto articulados como desarticulados) de bivalvos poseidonios y ammonites, y abundante contenido de fitodetrito dispuesto en forma paralela a los planos de laminación (Fig. 3.12 e) (Tabla 3.2). A partir de análisis químicos se obtuvieron valores de COT entre 1,48 y 5,19 para esta asociación de facies. El contenido icnológico en los niveles de pelitas masivas se encuentra representado por ejemplares de *Phycosiphon incertum* y *Planolites* isp., mientras que en las pelitas laminadas se observaron *Chondrites intricatus* y *Phycosiphon incertum* (Fig. 3.12 f). En las areniscas con óndulas simétricas se reconocieron trazas fósiles asignadas a *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Planolites* isp. (Fig. 3.12 g) y *Skolithos lienaris* (Fig. 3.12 h). Para esta asociación de facies se reconoció un índice de bioturbación comprendido entre 0 – 1.

Interpretación: esta asociación de facies corresponde a sedimentos depositados en un prodelta distal de un sistema deltaico donde predominan los procesos de decantación y floculación de fracciones finas aportados desde una pluma hipopícnica (Maceachern *et al.* 2005). La presencia de valvas articuladas y desarticuladas y de fitodetritos dispuestos con su eje mayor paralelo a los planos de laminación indica condiciones de depositación en ambientes de muy baja energía. Los niveles de fangolitas masivas muestran que la acumulación de fangos fluidos fue frecuente. Los depósitos de fango fluido producen un incremento considerable en la turbidez del agua que afecta significativamente la colonización del sustrato ya que produce problemas de oxigenación en la interfase agua-sedimento (Carmona y Ponce 2011, MacEachern *et al.* 2005). Por otro lado, la ocurrencia de trazas fósiles generadas por organismos detritívoros y depositívoros (*Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Planolites* isp.) evidencia condiciones de turbidez en el sistema que podrían estar relacionadas a la ocurrencia de plumas hipopícnicas generadas por descargas fluviales extraordinarias. Las mismas transportan fangos en suspensión que son depositados por floculación generando fangos masivos, por lo que además de generar turbidez en la columna de agua y no permitir el paso de la luz solar, la ocurrencia de floculación puede generar altas tasas de sedimentación que dificultan la colonización por parte de los organismos (MacEachern *et al.* 2005). La presencia de trazas fósiles asignadas a *Skolithos lienaris* en los niveles de areniscas afectados por tormentas, se interpretan como la colonización del sustrato por organismos oportunistas.

3.6.5. Asociación de facies turbidíticas

Descripción: Integrada por areniscas medias dispuestas en cuerpos de geometría tabular y lenticular con bases erosivas y espesores que varían entre los 0,97 y 2,5 m (Fig. 3.13). Las areniscas son masivas (F4) (Fig. 3.13 a), con laminación paralela (F5) (Fig. 3.13 a, b), óndulas escalantes (F9) (Fig. 3.13c) y de corriente (F8) (Fig. 3.13 a, b, d), estratificación cruzada tangencial (F6) y en artesa (F7) y óndulas simétricas (F12) hacia el techo de las capas (tabla 3.2). En algunos casos puede observarse el pasaje transicional entre diferentes estructuras sedimentarias mecánicas. Se observan intraclastos de arcilla a la base de los cuerpos con laminación paralela (Fig. 3.13 e), grandes concentraciones de fitodetrito (Fig. 3.13 f) y bioclastos asociados. En lo que respecta al contenido icnológico esta asociación de facies muestra la más baja diversidad y abundancia,

inclusive muchos de sus depósitos carecen de estructuras biogénicas. Para esta asociación de facies se reconoció un índice de bioturbación equivalente a 0.

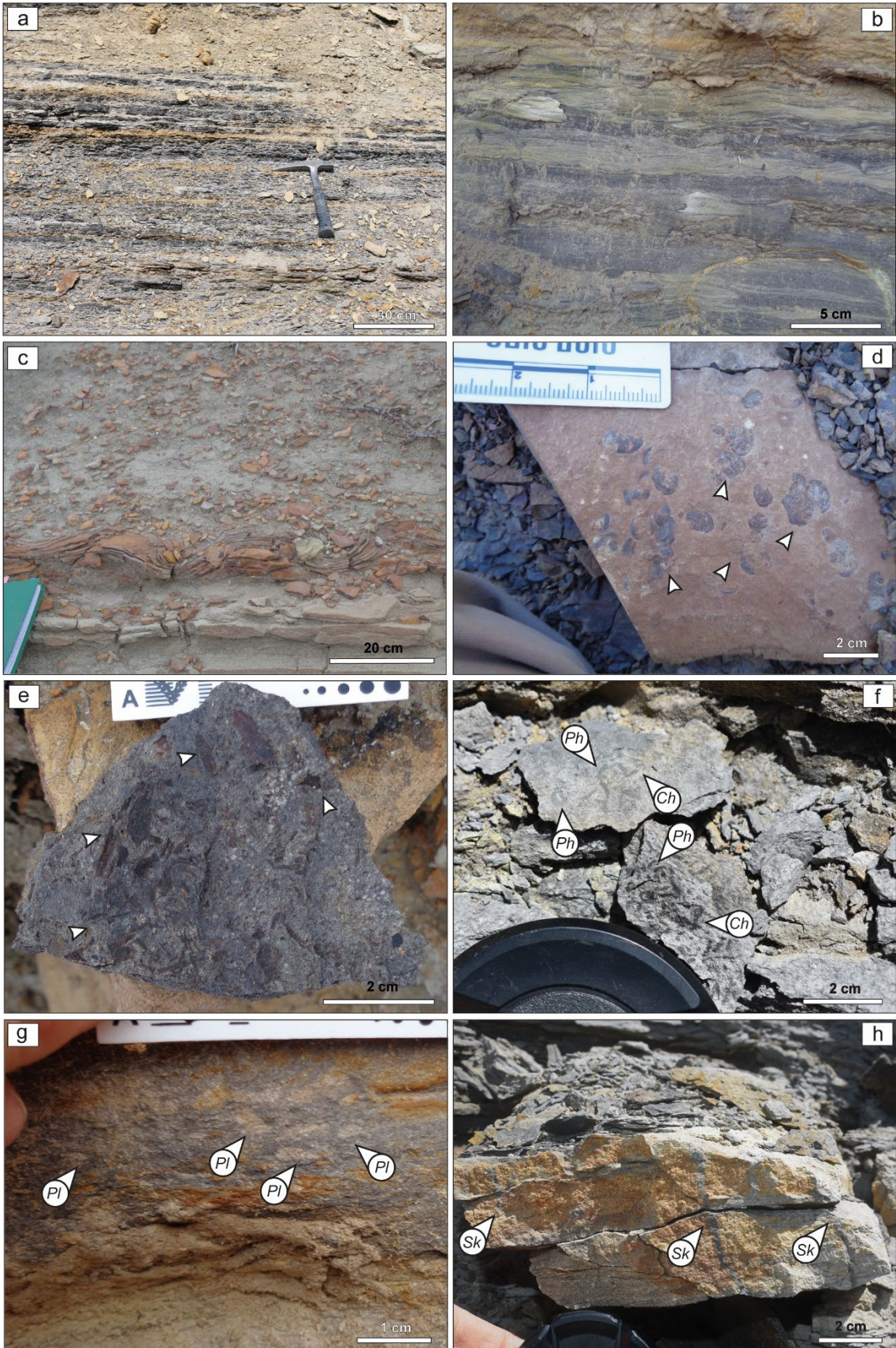


Figura 3.12. Asociación de facies de prodelta. **(a).** Vista en sección de niveles de pelitas laminadas (F2) y areniscas finas con lámina paralela (F5) que conforman un arreglo heterolítico. **(b).** Detalle de facies de heterolitas integradas por fangolitas masivas (F1) y laminadas (F2), que intercalan niveles de areniscas con óndulas de corriente (F8). **(c).** Vista en sección de areniscas con óndulas simétricas. **(d).** Vista en planta de areniscas con bioclastos fragmentados. **(e).** Vista en planta de areniscas finas laminadas (F5) con fitodetritos. **(f).** Vista en planta de trazas fósiles asignadas a *Phycosiphon incertum* (*Ph*) y *Chondrites intricatus* (*Ch*) en facies de pelitas laminadas (F2). **(g).** Vista en sección de areniscas finas con óndulas simétricas (F12) bioturbadas por *Planolites* isp. (*Pl*) **(h).** Vista en sección de niveles de areniscas con óndulas simétricas (F12), bioturbados por *Skolithos linearis* (*Sk*) rellenos de fango.

Interpretación: Esta asociación de facies representa depósitos de canal-lóbulo hiperpícnico, clasificadas como turbiditas extracuncales por Zavala *et al.* (2014). La presencia de estructuras sedimentarias producidas por agradación (*e.g.* masivas) y por procesos tractivos (*e.g.* laminación paralela, óndulas escalantes y de corriente) indican flujos que experimentan marcadas variaciones tanto en la concentración de sedimentos como en su velocidad (Zavala y Arcuri 2016). El pasaje transicional de estructuras sedimentarias mecánicas dentro de una misma capa, mayormente integrada por areniscas finas indica fluctuaciones de velocidad de un flujo de densidad (Zavala *et al.* 2011). La presencia de abundante contenido de fitodetrito revela una conexión directa con un sistema de descarga fluvial, como fue observado en la Formación Lajas por Canale (2016), Canale *et al.* (2015, 2020) y en depósitos de otras cuencas Plink-Bjorklund y Steel (2004), Ponce *et al.* (2008) y Ponce y Carmona (2011). La baja abundancia y diversidad de trazas fósiles observada en algunas capas indica períodos de pausa entre eventos de descarga de las corrientes de densidad, condiciones que permitieron la colonización del sustrato (enriquecido en materia orgánica y con incremento en la oxigenación), mientras que la presencia de espesos paquetes sin bioturbación indica una sedimentación continua bajo condiciones en las cuales no es posible el establecimiento de los organismos. Esta asociación de facies se encuentra muy bien representada en la localidad de Estancia Los Pozuelos (secciones 5 y 6 en Fig. 3.8).

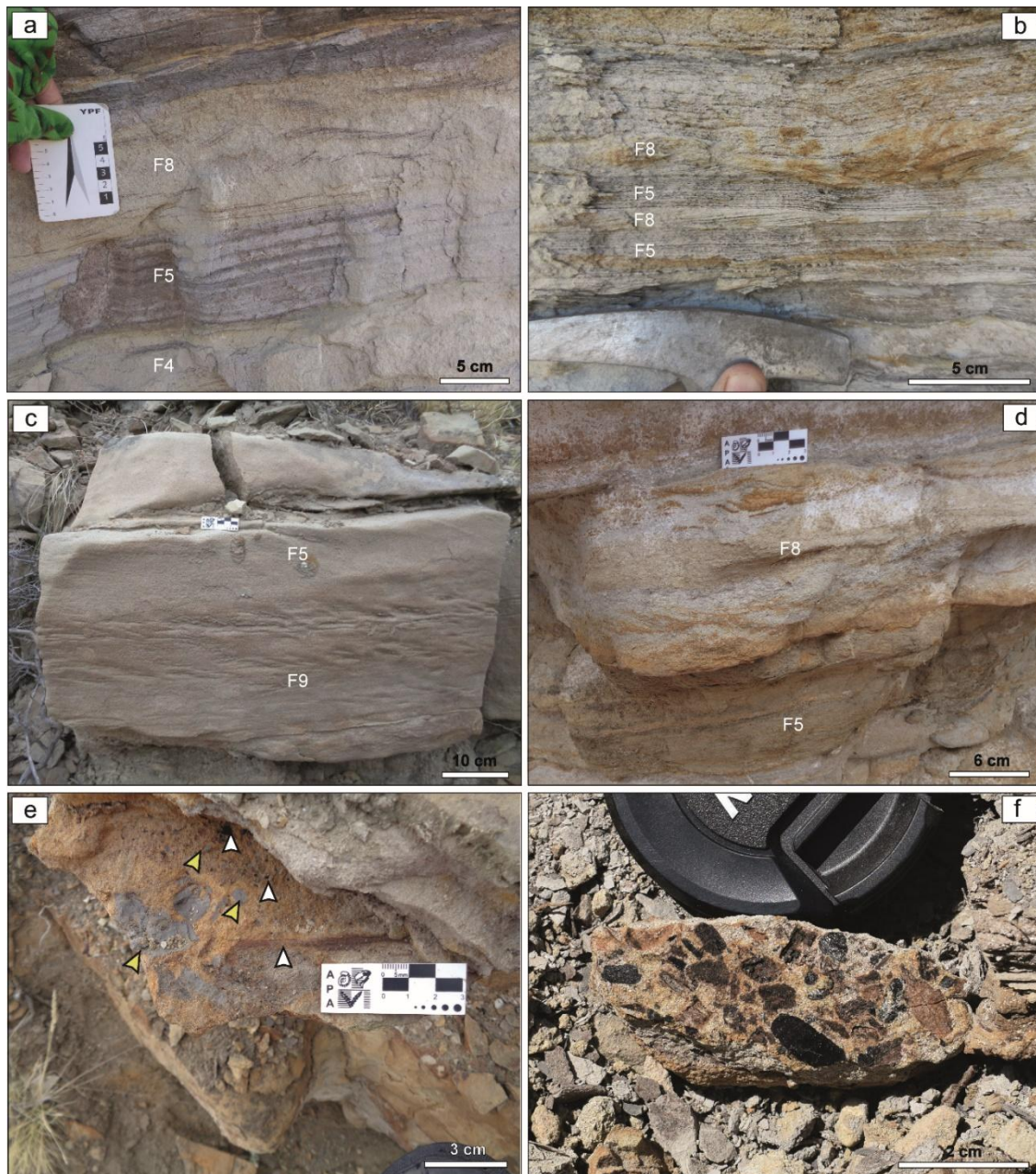


Figura 3.13. Asociación de facies turbidíticas. **(a).** Vista en sección de un pasaje transicional entre areniscas finas a medias masivas (F4), con laminación paralela (F5) y con óndulas de corriente (F8). Note el importante contenido de fitodetritos en las areniscas con laminación paralela y en las caras de avalancha de las óndulas de corriente. **(b).** Vista en sección de niveles de areniscas medias que muestran un pasaje transicional y recurrente de estructuras con laminación paralela (F5) y óndulas de corriente (F8), note la gran abundancia de fitodetritos. **(c).** Areniscas medias con ondulas escalantes (F9) y facies de areniscas medias con laminación paralela (F5). **(d).** Vista en sección de niveles de areniscas medias a finas que muestran pasaje transicional entre laminación paralela (F5) y facies de areniscas medias con óndulas de corriente (F8). **(e)** Vista en planta de areniscas con laminación paralela con intraclastos de arcilla y contenido de fitodetrito **(f)** Vista en planta de niveles de areniscas con laminación paralela y abundante contenido de hojas y fitodetrito.

3.7. MODELO DEPOSITACIONAL

El detallado análisis sedimentológico e icnológico de la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas en la zona del anticlinal de Picún Leufú, permitió reconocer asociaciones de facies típicas de *offshore*, *shoreface*, deltas de tipo fluvio-dominados y dominados por oleaje que se encuentran afectados por turbiditas extracuencales (corrientes de densidad hiperpícnicas) (Canale 2016, Canale *et al.* 2020). La realización del panel de correlación de la figura 3.8, permitió no solo reconocer la distribución espacial que muestra cada uno de los subambientes, sino también su patrón de apilamiento, el cual es, al menos en la transición entre ambas unidades, progradante (Fig. 3.8). El modelo depositacional propuesto para el área del anticlinal de Picún Leufú muestra en el área de Bajada de los Molles, flanco sur de la estructura anticlinal, el desarrollo de depósitos de *offshore-shoreface* caracterizados por presentar una icnodiversidad media con una alta abundancia de organismos detritívoros y depositívoros (*Thalassinoides* isp., *Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp., *Teichichnus rectus*, *Chondrites intricatus* y *Gyrochorte comosa*, *Cylindrichnus concentricus*), así como organismos suspensívoros (*Ophiomorpha* isp. y *Skolithos lienaris*). Estos depósitos pasan lateralmente, en el flanco noreste de la estructura anticlinal, a facies de prodelta con preservación de estructuras físicas primarias y muy baja icnodiversidad y abundancia de trazas fósiles, representada principalmente por trazas fósiles producidas por organismos depositívoros (*Planolites* isp., *Phycosiphon incertum* y *Chondrites intricatus*) (Figs. 3.8 y 3.14 a). La presencia de tempestitas es común en estos ambientes. Los eventos de tormenta se caracterizan por la ausencia de fitodetrito, presencia de bioclastos y trazas fósiles producidas por organismos suspensívoros oportunistas.

Hacia la parte media de la transición entre ambas unidades (Figs. 3.8 y 3.14 b), particularmente en el flanco noreste del anticlinal, las facies finas de *offshore* se comienzan a intercalar con facies de prodelta y barras de desembocadura deltaica. El prodelta y las barras de desembocadura deltaica se caracterizan por contener baja diversidad y abundancia de trazas fósiles (*Ophiomorpha* isp., *Nereites* isp., *Phycosiphon incertum*, *Chondrites intricatus*, *Skolithos linearis* y *Gyrochorte comosa*), abundante contenido de fitodetrito y registrar la presencia de canales de descargas hiperpícnicas (turbiditas extracuencales) representados por el pasaje transicional y recurrente de estructuras sedimentarias (Zavala y Arcuri 2016, Zavala *et al.* 2020). Esta situación

también ha sido reconocida en el flanco sur del anticlinal donde se observan asociaciones de facies de prodelta y de canales y lóbulos hiperpícnicos. La asociación de facies de prodelta se caracteriza por presentar baja diversidad y abundancia de trazas fósiles (*Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum*, *Planolites* isp.). Hacia la parte superior de los perfiles (Figs. 3.8 y 3.14 c) se observan areniscas con gran continuidad lateral depositadas por la progradación del frente deltaico sobre depósitos de prodelta (flanco noreste) y *shoreface* (flanco sur) respectivamente. Estas facies forman parte de la Formación Lajas y se encuentran representadas por trazas fósiles de organismos suspensívoros relacionadas con la alta energía del medio. En el flanco sur del anticlinal de Picún Leufú las características descritas: 1- abundante contenido de fitodetrito, 2 - baja abundancia y diversidad de trazas fósiles, y 3- complejos de canales y barras amalgamados sugieren un origen deltaico fluvio-dominado para estos depósitos (Fig. 3.14). La baja diversidad y abundancia de estructuras biogénicas es consistente con lo expuesto en trabajos icnológicos anteriores que indican que los deltas fluvio-dominados presentan el mayor estrés ecológico (Coates y MacEachern, 1999, MacEachern *et al.* 2005, Buatois y Mángano 2011, Gingras *et al.* 2011, Canale *et al.* 2015, Canale 2016, Canale *et al.* 2020). En el flanco noreste del anticlinal los depósitos de la Formación Lajas muestran un dominante retrabajo por oleaje con moderada presencia de fitodetritos y relativa abundancia, pero baja diversidad de trazas fósiles (Canale 2016), lo que sugiere que estos depósitos fueron acumulados en un ambiente deltaico dominado por oleaje (Fig. 3.14).

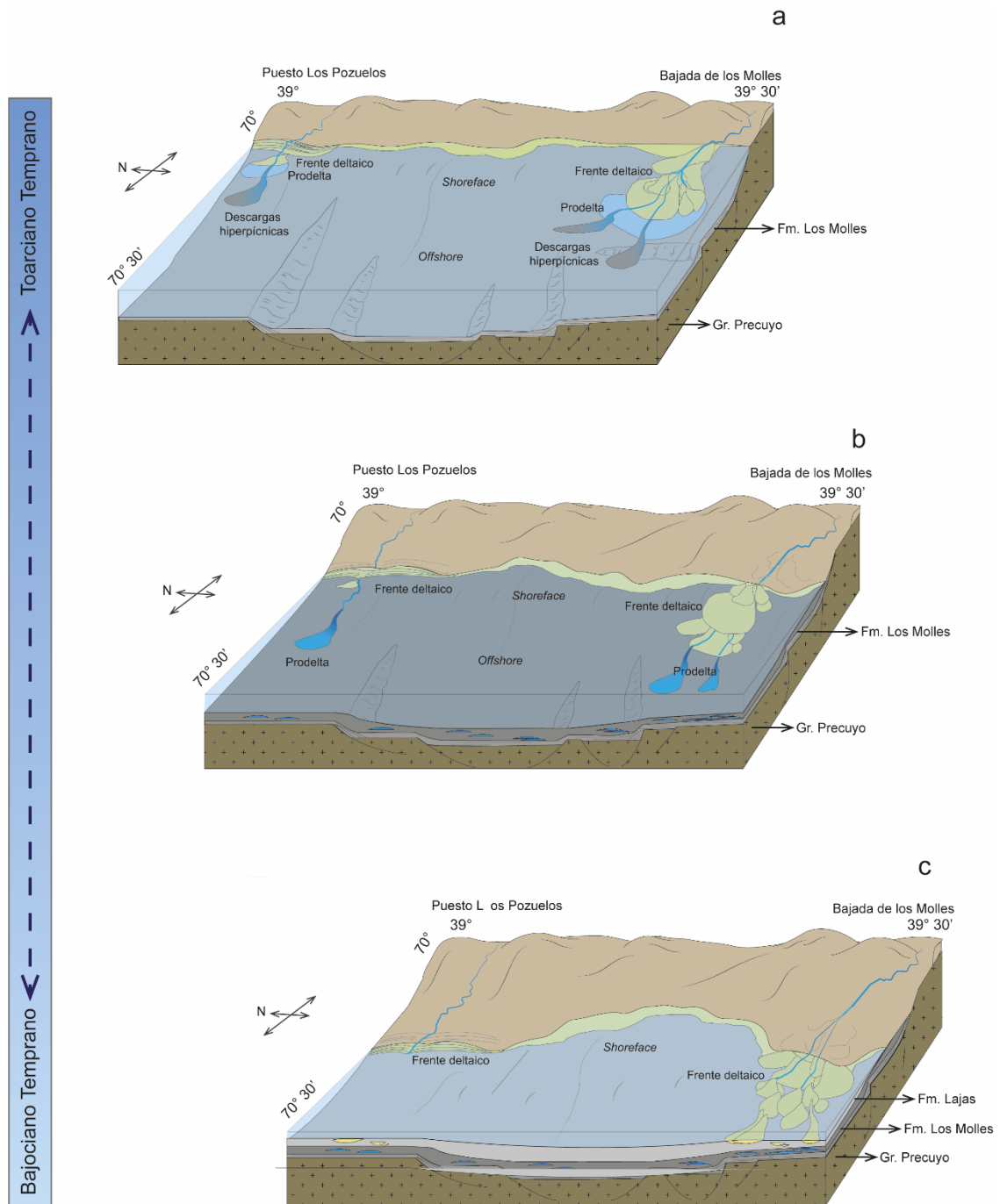


Figura 3.14. Modelo depositacional para la Formación Los Molles en las áreas de Puesto los Pozuelos y Bajada de los Molles. **(a).** Esquema 3D que representa la parte basal del panel de correlación. **(b).** Esquema 3D que representa la parte media del panel de correlación, donde se observa la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas. **(c).** Esquema 3D que representa la parte superior del panel de correlación, donde se observan capas de areniscas pertenecientes a la Formación Lajas.

La rápida variación espacial y temporal que muestran las facies sedimentarias a lo largo de todo el anticlinal de Picún Leufú sugiere que los controles producidos por procesos alogénicos, principalmente relacionados a la reactivación de los hemigrábenes heredados del Precuyano, habrían sido importantes durante la depositación de la Formación Los Molles. Esta actividad tectónica concomitante a la sedimentación habría generado la rápida avulsión que se puede reconocer en la transición entre ambas unidades, controles que siguen activos a lo largo de toda la acumulación de la Formación Lajas, como fue documentado por Freije *et al.* (2002).

3.8. REFERENCIAS

- Aigner, T. 1985. An ancient storm depositional system: Dynamic stratigraphy of intracratonic carbonates, Upper Muschelkalk (Middle Triassic), South-German Basin. In T. Aigner eds., Storm Depositional Systems: Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. Lecture Notes in Earth Sciences, 3: 51–158.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico temprano-medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio, 77-89.
- Bhattacharya, J. 2010, Deltas. En: James, N.P., and Dalrymple, R.W., (eds.), Facies Models 4: GEOText 6, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, 233–264.
- Bhattacharya, J.P., y Walker, R.G. 1992. Deltas. En: Walker, R.G., and James, N.P., eds., Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological Association of Canada: 157–177.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2011. Ichnology, Organism- Substrate Interactions in Space and Time. Cambridge University Press, Cambridge, 358 pp.
- Canale, N. 2016. Análisis icnológico y sedimentológico para la caracterización paleoambiental de las sucesiones hiperpícnicas que integran las Formaciones Lajas y Lotena (Jurásico medio), Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral (inérita), Universidad Nacional del Sur, 259 pp.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N. B., Parada, M.N. y Drittanti, D.I. 2020. Sedimentología e icnología de un delta fluvio-dominado, Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology*, 47:179-206.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Drittanti, D.I., Olivera D. E., Martínez, M.A. y 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*, 42:114-138.

- Carmona, N.B. and Ponce J.J. 2011. Ichnology and sedimentology of Miocene hyperpycnites of the Austral foreland basin (Tierra del Fuego, Argentina): Trace fossil distribution and paleoecological implications. In R. M. Slatt and C. Zavala, eds., Sediment transfer from shelf to deep water - Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology, 61: 1–192.
- Coates, L. y MacEachern, J.A. 1999. The ichnological signature of wave- and river-dominated deltas: Dunvegan and Basal Belly River formations, West-Central Alberta. In: Wrathall, B., Johnston, G., Arts, A., Rozs, L., Zonneveld, J., Arcuri, D. y McLellan, S., eds., Digging Deeper, Finding a Better Bottom Line. Canadian Society of Petroleum Geologists and Petroleum Society, Core Conference, 99-114C.
- Cruz, C.E., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte, G. A. y Villar, H.J. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina. Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, IAPG, XX.
- Dellapé, D.A., Mombrú, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G. 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Obra del Centenario del Museo de La Plata, 5:1-106.
- Dumas, S. y Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34: 1073-1076.
- Franzese, J.R., Veiga, G.D., Muravchik, M., Ancheta, M.D. y D'Elía, L. 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 34(1):49-62.
- Freije, H., Azúa, G., González, R., Ponce, J.J. y Zavala, C. 2002. Actividad tectónica sinsedimentaria en el Jurásico del sur de la Cuenca Neuquina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas, 17.
- Gibert, J.M. de y Benner, J.S. 2002. The trace fossil *Gyrochorte*: ethology and paleoecology. *Revista Española de Paleontología*, 17: 1-12.

- Gingras, M.K., MacEachern, J.A. y Pemberton, S.G. 1998. A comparative analysis of the ichnology of wave- and river-dominated allomembers of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 46:51–73.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A. y Dashtgard, S.E. 2011. Process Ichnology and the Elucidation of Physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, 237:115-134.
- Hoog, S.L. 1993. Geology and hydrocarbon potential of the Neuquén Basin. *Journal of Petroleum Geology*, 16:383-396.
- Kostadinoff, J., Gregori, D. y Raniolo, A. 2005. Configuración geofísica geológica del sector norte de la provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60:368-376.
- Leanza, H.A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28:97-132.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969 - III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de la Carta Geológica a escala 1:250.000. *Boletín del Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR*, 218:1-135.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío-Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. In: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio, 113-129.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P. y Howell, C.D. 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms and tides. In: Bhattacharya, J.P. y Giosan, L., eds., *River Deltas: Concepts, Models and Examples*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 83:49-85.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. London, Blackwell. 355pp.
- Pángaro, F., Pereira, D. y Micucci, E. 2009. El sinrift de la dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65:265-277.

- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. and Sinclair, I.K. 2001. Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems. Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. Geological Association of Canada Short Course Notes, 15.
- Plink-Björklund, P. y Steel, R. 2004. Initiation of turbidity currents: Outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, 165:29-52.
- Ponce, J.J. y Carmona, N. 2011. Coarse-grained sediment waves in hyperpycnal clinof orm systems, Miocene of the Austral foreland basin, Argentina. *Geology*, 39:763-766.
- Ponce, J. J., Olivero, E. y Martinioni, D. 2008. Upper Oligocene–Miocene clinof orms of the foreland Austral Basin of Tierra del Fuego, Argentina: Stratigraphy, depositional sequences and architecture of the foredeep deposits. *Journal of South American Earth Sciences*, 26:36-54.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39°S), Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 63:49-64.
- Suter, J.R. 2006. Facies models revisited: clastic shelves. En: *Facies Models Revisited* eds., Walker, R.G. & Posamentier, H. Special Publication 84, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa: 331–397.
- Taylor, A.M. y Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society, London*, 150: 141 –148.
- 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. 2000. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Challacó, Cuenca Neuquina Austral, República Argentina. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional de La Plata, 262 pp.
- Volkheimer, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra de Chacaico (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Lajas (Caloviano Inferior). *Ameghiniana*, 10:105-109.

- Walker, R.G. y Plint, A.G. 1992. Wave and storm dominated shallow marine systems. En: *Facies Models-response to sea level change*, eds., Walker, R.G. and James, N.P. Geological Association of Canada, St Johns, Newfoundland 219-238.
- Wevaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington Memoir I, Washington, 496 pp.
- Zavala, C.A. 1993. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, provincia del Neuquén. República Argentina. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 249 pp.
- Zavala, C. y Gonzalez, R. 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 17: 52–64.
- Zavala, C.A. y Freije, H. 2002. Cuñas clásticas jurásicas vinculadas a la Dorsal de Huincul. Un ejemplo del área de Picún Leufú, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos, 14 pp.
- Zavala, C. and Arcuri, M. 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337: 36-54.
- Zavala, C., Arcuri, M., Gamero, H., Contreras, C. y Di Meglio, M. 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. In: Slatt, R.M. y Zavala, C. (eds.), *Sediment transfer from shelf to deep water — Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology*, 61: 31–51.
- Zavala, C., Arcuri, M. and Blanco Valiente, L. 2012. The importance of plant remains as a diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie*, 11: 457–469.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., y Zorzano, A. 2014. Depósitos de turbiditas intra y extracuencales: Origen y Características distintivas. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 225-244.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. and Otharán, G. 2020. Jurassic uplift along the Huincul arch and its consequences in the stratigraphy of the Cuyo and Lotena groups. Neuquén Basin, Argentina. In Kietzman, D., Folguera, A. eds.,

Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer, Cham, 21 pp.

3.9 CORDILLERA DEL VIENTO – SECCIÓN CHACAY MELEHUE

3.9.1 Introducción y ubicación del área de estudio

La Cordillera del Viento se encuentra entre 37°16'57.17"S y 70°34'28.03"W y constituye el rasgo más importante de la faja corrida y plegada de Chos Malal, la cual se encuentra incluida, a su vez, en la Cordillera Principal (Giacosa *et al.* 2014, Sánchez *et al.* 2014). La Cordillera del Viento alcanza los 3000 m de altura y está caracterizada por ser un bloque positivo con una fuerte pendiente hacia el sur que estuvo caracterizada por la presencia de un arco volcánico activo muy cercano (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Llambias *et al.* 2007, Sánchez *et al.* 2014). A lo largo de su extensión se registran afloramientos que abarcan del Carbonífero Tardío al Toarciano Tardío (Llambias *et al.* 2007). El basamento se encuentra conformado por rocas volcánicas y sedimentitas de edad Carbonífero Tardío, pertenecientes al Grupo Andacollo (Rovere *et al.* 2004, Leanza *et al.* 2005, Llambias *et al.* 2007), las cuales fueron intruídas por plutones de granodioritas y monzogranitos junto con domos y diques de riolitas, y cubiertas en discordancia angular por ignimbritas de composición riolítica. Este grupo de rocas de edad Pérmica son agrupadas bajo la denominación de Complejo volcánico-plutónico Huinganco y se habrían desarrollado con posterioridad a la fase orogénica San Rafael (Pérmico Temprano) de naturaleza compresiva (Rovere *et al.* 2004, Leanza *et al.* 2005, Llambias *et al.* 2007). Durante el Triásico Temprano a Medio este complejo de rocas ígneas fue erosionado dando lugar a la discordancia Huárpica (Llambias *et al.* 2007, Leanza 2009). Sobre esta superficie se depositó, durante el Triásico Medio a Tardío, una secuencia volcánica (andesítica a riolítica) denominada Formación Cordillera del Viento, asociada a una nueva etapa de extensión relacionada al inicio del desarrollo de los rifts triásicos (Leanza *et al.* 2005, Llambias *et al.* 2007). La etapa de rift se extendió desde el Triásico Medio hasta el Jurásico Temprano e incluyó la configuración de grabenes y hemigrabenos asociados a un intenso vulcanismo (Leanza *et al.* 2005, Llambias *et al.* 2007). En discordancia sobre la Formación Cordillera del Viento se depositaron basaltos, andesitas basálticas y riolitas expuestas en mantos estratificados conocidos bajo la denominación de Formación Milla Michicó (Triásico Superior -Jurásico Inferior) (Leanza *et al.* 2005, Llambias *et al.* 2007). La etapa comprendida entre el Hettangiano inferior y fines del Sinemuriano estuvo caracterizada por la ocurrencia de la fase diastrófica Rio Atuélica, que marca el comienzo de la ingresión marina cuyana (Llambias *et al.* 2007, Leanza 2009, Arregui *et al.* 2011). En esta área el Grupo Cuyo está representado por las formaciones

La Primavera, Los Molles y Tábanos, que constituyen un ciclo transgresivo – regresivo (Fig. 3.15) (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995, Rovere *et al.* 2004, Leanza *et al.* 2005, Riccardi 2008a, b, Leanza 2009, Arregui *et al.* 2011, Sánchez *et al.* 2014). En discordancia angular sobre la Formación Milla Michico se depositó la Formación La Primavera (Pliensbachiano – Toarciano superior) (Rovere *et al.* 2004, Leanza *et al.* 2005, Llambias *et al.* 2007) compuesta en su base por sedimentitas marinas y lavas basálticas, y por ignimbritas riolíticas hacia el techo (Fig. 3.15). Esta unidad es sucedida transicionalmente por la Formación Los Molles (Toarciano superior – Calloviano inferior) (Riccardi 1993, Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1995, Rovere *et al.* 2004, Leanza *et al.* 2005, Llambias *et al.* 2007) constituida por calizas, pelitas y areniscas depositadas en un ambiente marino afectado por descargas de densidad (Fig. 3.15). La Formación Los Molles pasa en contacto neto a las evaporitas (yeso nodular, limos y tapetes microbiales) de la Formación Tábanos (Calloviano inferior tardío) (Dellapé *et al.* 1979, Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1995, Rovere *et al.* 2004) o ante su ausencia a la Formación Lotena (Calloviano medio – Oxfordiano inferior) (Gulisano y Gutierrez Pleimling, 1995, Rovere *et al.* 2004) (Fig. 3.15).

El perfil de Chacay Melehue está dispuesto en el flanco S de la Cordillera del Viento el cual es disectado por el arroyo homónimo. Se accede al área de estudio por la ruta provincial N°43, saliendo desde Chos Malal hacia el Noroeste durante 27 km (Fig. 3.15).

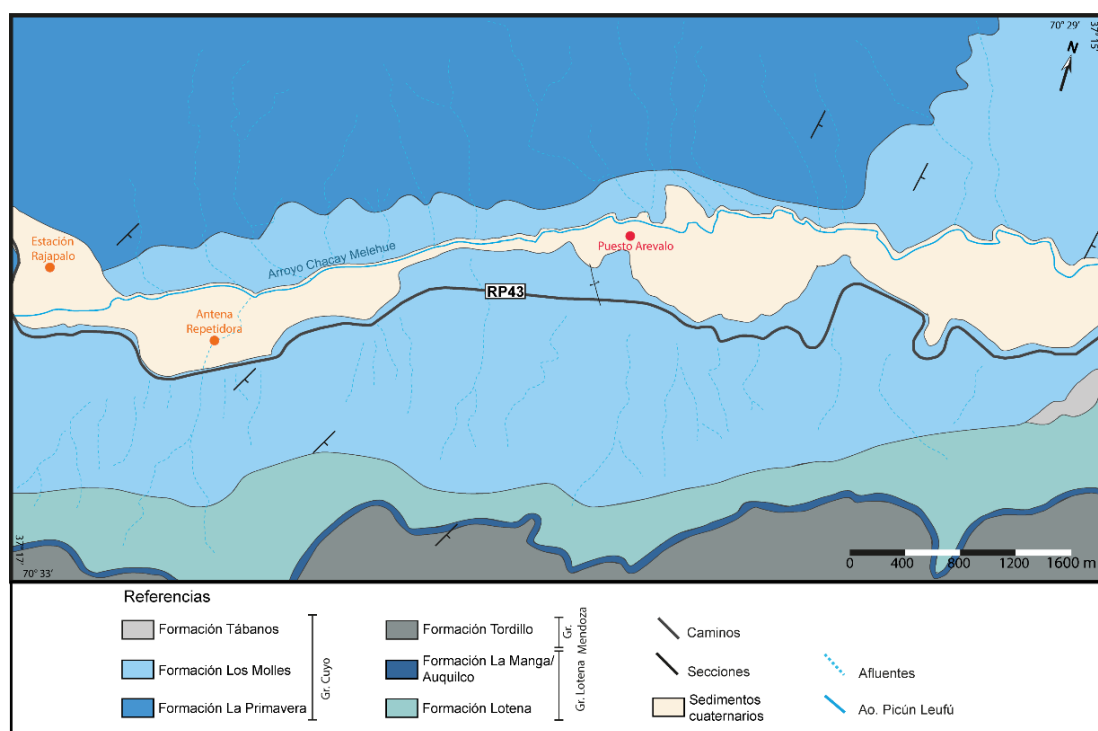


Figura 3.15. Mapa geológico del área de estudio.

3.10. FACIES, ICNOASOCIACIONES Y ASOCIACIONES DE FACIES

Para esta localidad se contaba con una sección compuesta relevada por Ponce *et al.* 2015, la cual registra un espesor de 837 m para la Formación Los Molles y que comienza con los depósitos de flujos de detritos, canales y albardones que se observan en el corte de la ruta próximo a la Estación Rajapalo. En la misma se pudieron identificar arreglos progradantes y retrogradantes compuestos por once facies sedimentarias que fueron agrupadas en dos asociaciones de facies que corresponden a depósitos de *offshore*-plataforma afectados por hiperpicnitas (Fig. 3.16, Tabla 3.3). Por otro lado, los valores de COT presentados en esta contribución para la Formación Los Molles, fueron tomados de Andrade (2015). Para cuantificar el contenido de trazas fósiles se utilizó el índice de bioturbación propuesto por Taylor y Goldring (1993).

3.10.1. Asociación de facies de plataforma-*offshore*

Descripción: esta asociación de facies está compuesta mayormente por fangolitas y por una alternancia y recurrencia centimétrica entre fangolitas y areniscas que conforman arreglos heterolíticos. Las heterolitas se encuentran dispuestas en cuerpos de geometría tabular con base neta y conforman paquetes con espesores que van desde los 30 m a los 45 m (Fig. 3.17). Las fangolitas se observan laminadas (F2) (Fig. 3.17 a, b) y contienen concreciones calcáreas (Fig. 3.17 b) y abundantes moldes de bivalvos poseidonios (Fig. 3.17 c) y amonoideos (Fig. 3.17 d), así como rostros de belemnites. Las areniscas son muy finas a finas y presentan un importante componente tobáceo, son masivas (F3) (Fig. 3.17 b) o muestran laminación paralela (F6) (Fig. 3.17 b) (Tabla 3.3). En corte delgado se observaron intercalaciones delgadas de fangos y areniscas muy finas. Las areniscas se componen de clastos de cuarzo, líticos (sedimentarios e ígneos) (Fig. 3.17 e, f) y plagioclasa. Es frecuente observar cristales de pirita de hábito framboidal (Fig. 3.17 e), y en menor medida glauconitas y micas (muscovitas y biotitas) (Fig. 3.17 f). Bajo el microscopio se observó abundante contenido de fitodetrito de muy pequeño tamaño (Fig. 3.17 e, f). Asociadas al *offshore* se hallaron areniscas finas a medias que en algunos casos presentan un importante componente tobáceo, dispuestas en cuerpos de geometría tabular y base erosiva (Fig. 3.17 g, h). Estas areniscas presentan óndulas simétricas (F7) (Fig. 3.17 g y Tabla 3.3). A partir de estudios geoquímicos se obtuvieron valores de COT entre 0,23 - 4,25% para esta asociación de facies. En lo que respecta al contenido icnológico,

se observó una gran abundancia de ejemplares de *Chondrites intricatus* y *Trichichnus* isp. y *Trichichnus appendicus* asociados a las facies de fangos laminados (Fig. 3.17 i, j). Para esta asociación de facies se reconoció un índice de bioturbación comprendido entre 1 – 3. También se reconocieron niveles con tapetes microbiales de entre 1cm y 3cm de espesor, caracterizados macroscópicamente por la presencia de *wrinkle structures* (Fig. 3.17 k) y laminación paralela muy fina. Microscópicamente se observaron características típicas de tapetes microbiales como son granos orientados, microfábrica de matas, piritita framboidal alineada a los planos de estratificación y laminación ondulosa continua (Andrade 2015, Rodríguez *et al.* 2018)

Interpretación: Los sedimentos de esta asociación de facies representan depósitos de *offshore*-plataforma interna. La presencia de estructuras afectadas por oleaje y tormenta indican posiciones de *offshore* (Aigner 1985, Dumas y Arnott 2006), mientras que las fangolitas laminadas y masivas con niveles de concreciones representan depósitos de plataforma. La abundancia de sedimentos finos laminados indica que el principal proceso de sedimentación fue la decantación (Potter *et al.* 2005). La asociación de trazas fósiles observadas presenta baja diversidad y moderada abundancia. La presencia de estructuras biogénicas asignadas a *Trichichnus* y *Chondrites intricatus*, matas microbiales y piritita framboidal, evidencia condiciones persistentes con baja oxigenación en la interfase agua-sedimento (Campetella *et al.* 2020).

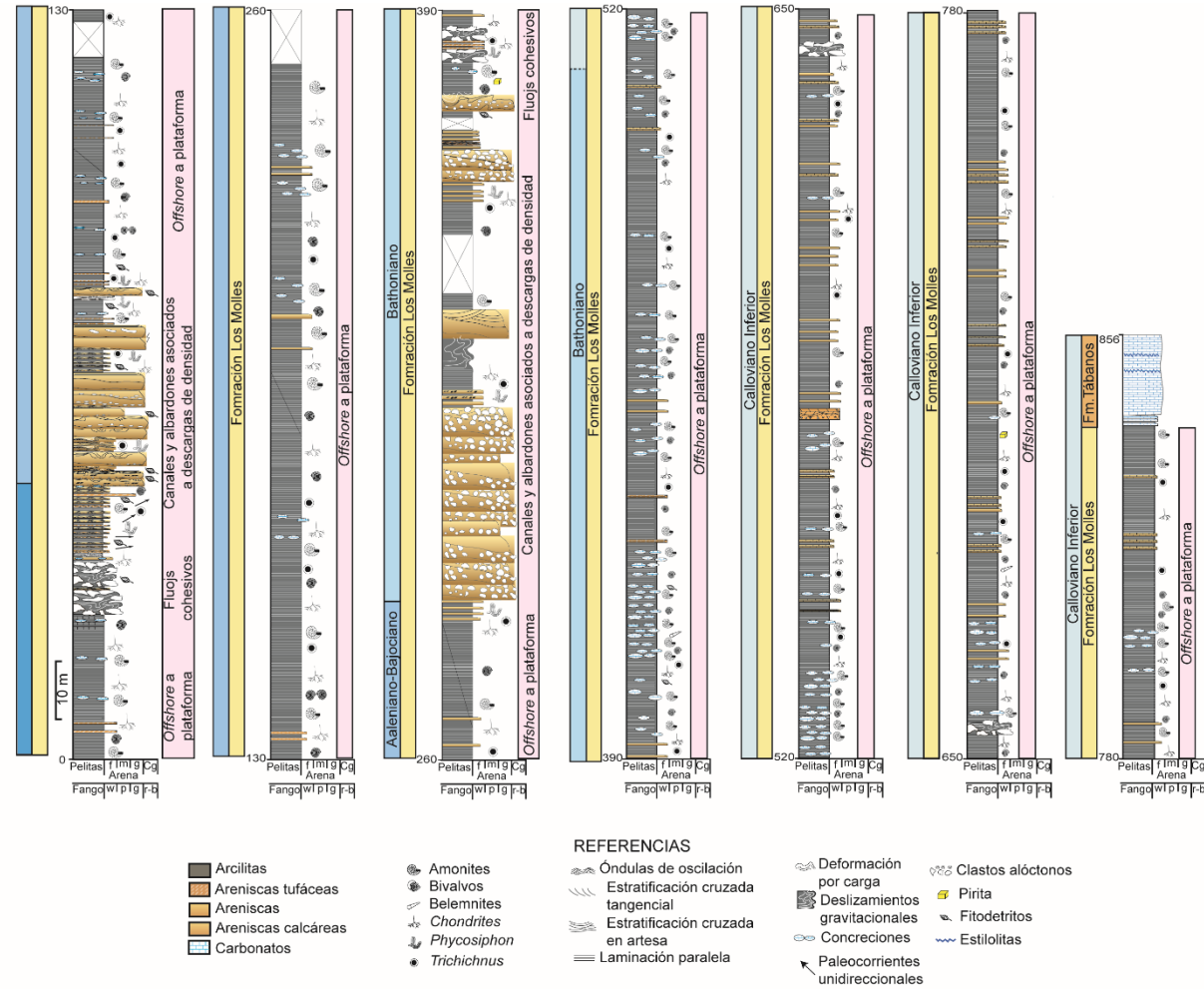


Figura 3.16. Sección litológica de las formaciones Los Molles y Tábanos en el área de Chacay Melehue (tomada y modificada de Ponce *et al.* 2015 y Campetella *et al.* 2020).

Facies	Litología	Estructuras Sedimentarias	Trazas Fósiles	Geometría	Origen	Observaciones	Depósitos						
							Offshore	Plataforma	Turbiditas				
									Extracuencales	Intracuencales	Albardón	Canal	
F1	Fangolitas	Pliegues sinsedimentarios volcados	—————	Tabular	Deslizamiento gravitatorio por cambio de pendiente	Ausente o abundante MOP							
F2	Fangolitas	Laminación paralela	<i>Chondrites, Trichichnus</i>	Tabular	Decantación a partir de una pluma hipopícnica	Presencia de MISS. Ausente o abundante MOP							
F3	Areniscas tufáceas finas a gruesas	Masivas	—————	Tabular y lenticular	Rápida pérdida de competencia del flujo y sedimentación que inhibe el desarrollo de estructuras sedimentarias	Presencia de MISS Ausente o abundante MOP. Pueden presentar deformación por carga al techo de los estratos							
F4	Areniscas tufáceas finas	Estratificación cruzada tangencial	<i>Phycosiphon</i>	Tabular y lenticular	Depositadas a partir de un flujo unidireccional en condiciones de bajo regimen y presencia de sedimentos en suspensión	Ausente o abundante MOP							
F5	Areniscas tufáceas gruesas	Estratificación cruzada en artesa	—————	Tabular y lenticular	Migración de formas de lecho 3D asociadas a corrientes de densidad en condiciones de bajo regimen de flujo								
F6	Areniscas tufáceas finas a medias	Laminación paralela	—————	Tabular	Generada por procesos tractivos en condiciones de lecho plano de bajo y alto régimen de flujo								
F7	Areniscas tufáceas finas a medias	Óndulas simétricas	—————	Tabular	Retrabajo por flujos oscilatorios de moderada energía relacionados a tormentas	Ausente o abundante MOP							
F8	Areniscas tufáceas finas a medias	Óndulas escalantes	—————	Tabular y cuneiforme	Procesos de tracción - decantación originados por corrientes de densidad diluidas								
F9	Conglomerados	Masivos	—————	Lenticular	Agradación conitnua a partir de una corriente de densidad	Pueden presentar deformación por carga al techo de los estratos							
F10	Conglomerados	Estratificación cruzada en artesa	—————	Lenticular	Migración de barras gravosas asociadas a corrientes de densidad								
F11	Paraconglomerados	Masivos	—————	Tabular	Depositados por congelamiento cohesivo o depositación en masa a partir de un flujo cohesivo	Los clastos pueden alcanzar tamaños de 1 a 3 metros de largo. La matriz fangosa se encuentra muy deformada.							

■ Muy frecuente ■ Frecuente □ Ausente

MOP: Materia Orgánica Particulada

Tabla 3.3. Tabla de facies para la Formación Los Molles en el área de Chacay Melhue

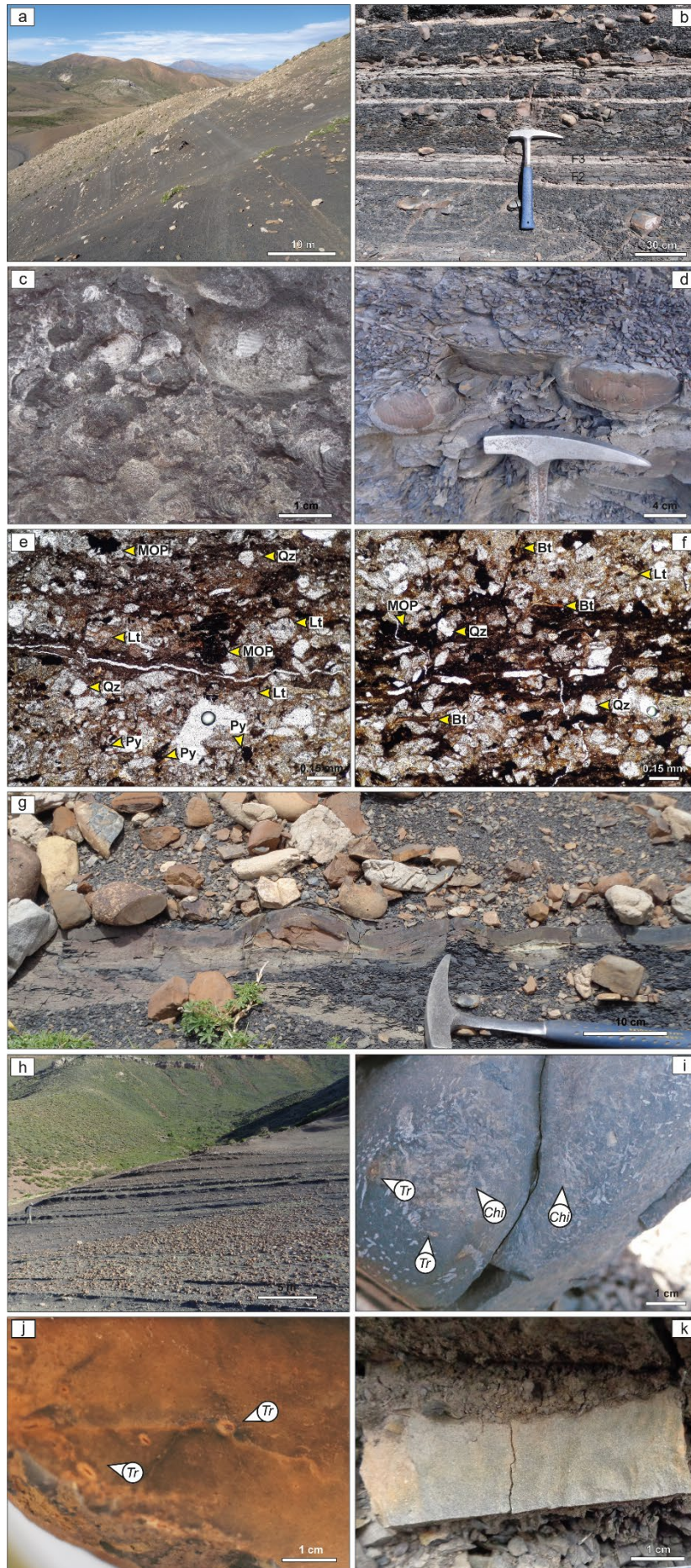


Figura 3.17. Asociación de facies de plataforma-*offshore*. **(a).** Vista panorámica de la asociación de facies de plataforma-*offshore*. Pueden reconocerse las facies de fangolitas y areniscas laminadas (F2, F6 respectivamente). **(b).** Vista en sección de fangolitas y areniscas laminadas (F2, F6 respectivamente) y areniscas tobáceas masivas (F3) con abundantes concreciones calcáreas. **(c).** Moldes de *Posidonotis cancellata* en facies de fangolitas laminadas (F2). **(d).** Moldes de amonies en fangolitas laminadas (F2). **(e).** Microfotografía sin nicoles (10X) de areniscas muy finas pertenecientes a la asociación de facies de plataforma-*offshore*. Pueden observarse líticos (Lt), cuarzo (Qz), fitodetritos (MOP) y piritita framboidal (Py). **(f).** Microfotografía sin nicoles (10X) de areniscas muy finas pertenecientes a la asociación de facies de plataforma-*offshore*. Pueden observarse líticos (Lt), cuarzo (Qz), biotitas (Bt) y fitodetritos (MOP). **(g).** Vista en sección de areniscas tobáceas con base erosiva y óndulas simétricas (F7). **(h).** Vista panorámica de facies de *offshore* con intercalación de capas que representan eventos de tormenta. **(i).** Ejemplares de *Trichichnus* isp. (*Tr*) y *Chondrites intricatus* (*Chi*) en facies de fangos laminados (F2). **(j).** Ejemplares de *Trichichnus* isp. (*Tr*) en concreciones asociadas a la facies de fangos laminados (F2). **(k).** Estructura sedimentaria inducida por actividad microbiana (ESIAM) (*Wrinkle structures*).

3.10.2. Asociación de facies turbidíticas

Descripción: esta asociación de facies incluye una gran variedad de depósitos que conforman cuerpos de geometría tabular, lenticular y en cuña, que pueden presentar base erosiva o neta y comprenden espesores que van desde los 0,80 a los 40 m. En la sección basal es muy común la presencia de capas completamente deformadas que alcanzan espesores de 1,8 a 4,4 m (Figs. 3.18 a y 3.16). Internamente estos depósitos están integrados por guijarros y bloques alóctonos de diverso tamaño y composición (Fig. 3.18 b), que se disponen de forma caótica en una matriz de fango (F11) (Fig. 3.18 c). Estos depósitos tienen valores de COT entre 1,26 - 1,78% para esta asociación de facies. No se observaron trazas fósiles asociadas a estos depósitos por lo que se considero un índice de bioturbación equivalente a 0. Los cuerpos de geometría cuneiforme se encuentran integrados por una alternancia centimétrica de fangolitas y areniscas que conforman depósitos de estratificación mixta (heterolitas). Las heterolitas alcanzan espesores que varían entre los 0,8 y los 13,6 m (Fig. 3.19). Internamente se encuentran representadas por depósitos de fangolitas laminadas (F2) (Fig. 3.19 a, b) que pueden desarrollar pequeños pliegues sinsedimentarios volcados (F1), areniscas finas masivas (F3) (Fig. 3.19 a), con laminación paralela (F6), deformación por carga, óndulas escalantes (F8) (Fig. 3.19 b) o estratificación cruzada tangencial (F4) y areniscas medias a gruesas masivas (F3). Estos depósitos incluyen una gran concentración de fitodetritos y de manera

subordinada restos de troncos fósiles (Fig. 3.19 c). En corte delgado se observaron fangolitas y limolitas rodeando clastos de arenisca fina (Fig. 3.19 d, e). Las areniscas se componen principalmente de clastos líticos (sedimentarios e ígneos) y de manera subordinada por clastos de cuarzo y plagioclasa (Fig. 3.19 d, e). A partir de estudios geoquímicos se obtuvieron valores de COT entre 0,92 - 2,04% para esta asociación de facies. Las fangolitas laminadas muestran trazas fósiles asignadas a los icnogéneros *Chondrites patulus*, *C. intricatus* y *Trichichnus* isp. (Fig. 3.19 f), mientras que en las areniscas finas con estratificación cruzada tangencial se observaron trazas fósiles asignadas a *Phycosiphon incertum* (Fig. 3.19 g). En estos depósitos se reconoció un índice de bioturbación comprendido equivalente a 1. En los niveles con areniscas finas se han reconocido tapetes microbiales, de 1 cm a 3 cm de espesor con ausencia de bioturbación. Los tapetes se encuentran caracterizados macroscópicamente por *wrinkle structures* (Fig. 3.19 h) y una delicada laminación paralela. El estudio en microscopio de estos niveles permitió reconocer la presencia de granos orientados, microfábrica de matas y laminación ondulosa continua, todas estas son características típicas de los tapetes microbiales. Los cuerpos con geometría lenticular tienen espesores que van desde los 1,6 a 4 m y muestran rellenos que claramente desarrollan terminaciones de *onlap* o paquetes sigmoidales dispuestos en sentido perpendicular a la dirección del flujo (Fig. 3.20 a, b). Internamente, se encuentran integrados por conglomerados y areniscas. Los conglomerados son matriz sostén y se presentan masivos (F9) (Fig. 3.20 c), con estratificación cruzada en artesa (F10) y deformación. Las areniscas pueden ser gruesas masivas (F3) con intraclastos de arcilla y clastos alóctonos, que en algunos casos muestran deformación por carga al techo de las capas, areniscas gruesas con estratificación cruzada en artesa (F5) con y sin clastos alóctonos y areniscas medias con laminación paralela (F6) y deformación por carga hacia el techo de las capas (Tabla 3.3). Estas facies tienen escaso contenido de fitodetritos y no presentan trazas fósiles asociadas, por lo que se le asignó un índice de bioturbación equivalente a 0. A partir de estudios geoquímicos se obtuvieron valores de COT entre 0,81 - 1,81% para esta asociación de facies.

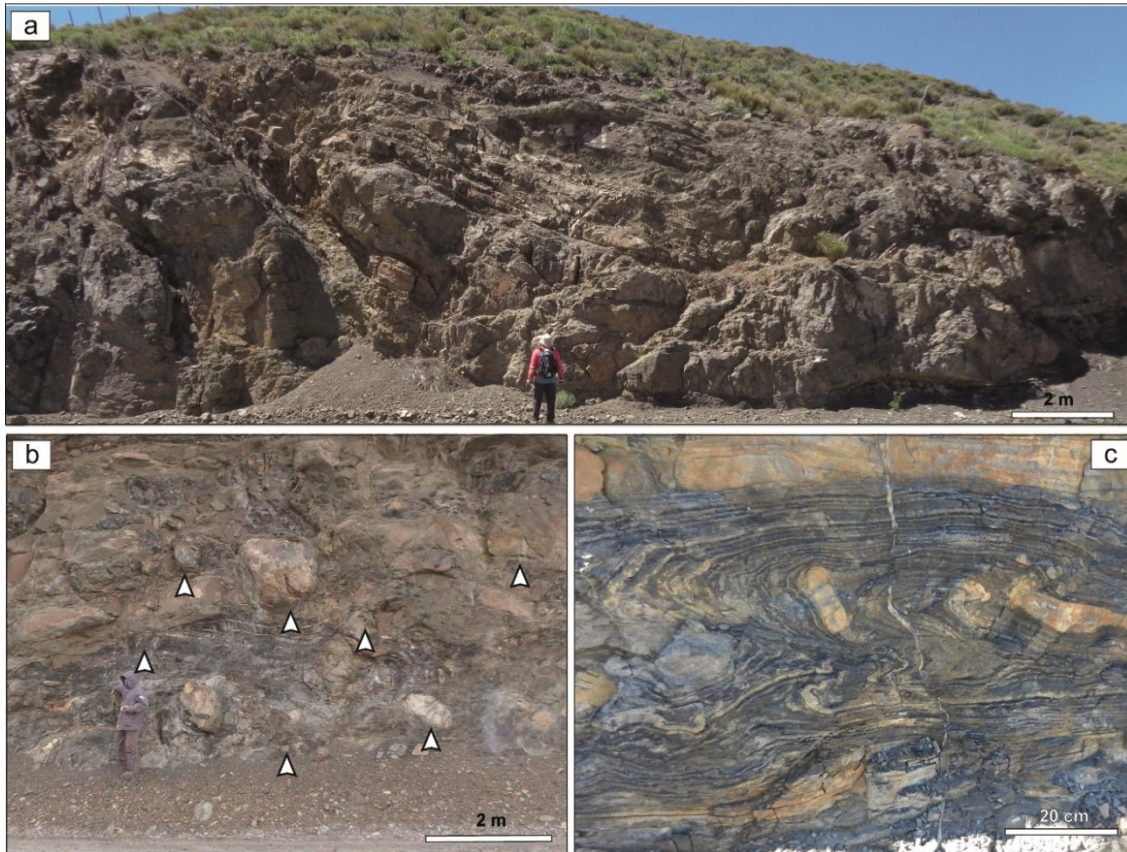


Figura 3.18. Asociación de facies turbidíticas. **(a).** Vista general de pliegues sinsedimentarios volcados y bloques de detritos distribuidos caóticamente depositados a partir de turbiditas intracuencales. **(b).** Vista en sección de un depósito de flujos cohesivos donde se indican (flechas blancas) la distribución de clastos de tamaño bloque. **(c).** Detalle niveles dominados por fangolitas completamente deformados y rodeando clastos de tamaño grava.

Interpretación: La presencia de cuerpos que muestran deformaciones internas (pliegues sinsedimentarios volcados), y la presencia de clastos que alcanzan hasta tamaños de bloques y que se disponen caóticamente en una matriz de fango, permiten inferir depósitos de flujos cohesivos (Mutti 1992), reconocidos como turbiditas intracuencales por Zavala *et al.* (2014). Estos flujos se depositan por congelamiento cohesivo o depositación en masa, por lo que no poseen una estructura interna ordenada (Lowe 1982, Postma 1986). La ausencia de erosión a la base indica alta coherencia de la matrix, lo que inhibe la penetración y el escape del agua hacia el medio hospedante, permitiendo que el flujo cohesivo se desplace por hidropilaneo (Mohrig *et al.* 1998). Los cuerpos con geometría en cuña se interpretan como depósitos de albardones asociados a sistemas de canales producidos por corrientes de turbidez de baja densidad. En las zonas

más proximales de los albardones, se encuentran las facies más gruesas con dominio de estructuras sedimentarias tractivas, mientras que las posiciones más distales, donde el flujo pierde competencia, se observan sedimentos de grano fino, siendo los procesos de decantación los dominantes. La abundante presencia de fitodetrito indica la existencia de una conexión directa con sistemas de descarga fluvial (Plink-bjould and Steel 2004, Zavala *et al.* 2020), por lo que estos albardones podrían estar vinculados a canales generados por turbiditas extracuencales (Zavala *et al.* 2014). El análisis de las estructuras biogénicas sugiere que *Phycosiphon incertum* es una traza fósil producida por organismos oportunistas que colonizan el sustrato inmediatamente después del pasaje de las corrientes de densidad, cuando se producen condiciones de mayor oxigenación y disponibilidad de nutrientes en el medio (Wetzel 2010, Rodríguez-Tovar *et al.* 2014), mientras que *Chondrites patulus*, *C. intricatus* y *Trichichnus* isp. representarían la colonización por organismos quemosimbiontes y bacterias oxidantes de azufre, bajo condiciones de disoxia-anoxia (Savrda y Bottjer 1991, Knaust 2017). Los niveles con tapetes microbiales sugieren condiciones euxínicas en la interfase agua-sedimento, las cuales habría inhibido el establecimiento de comunidades bentónicas. Los cuerpos con geometría lenticular y relaciones de onlap representan sistemas de canales de baja sinuosidad, mientras que aquellos que muestran paquetes sigmoidales representan sistemas canalizados de alta sinuosidad, ambos producidos por corrientes de densidad. El pasaje transicional de estructuras sedimentarias mecánicas dentro de una misma capa, sugieren el desarrollo de corrientes de densidad sostenidas del tipo de los flujos hiperpícnicos (Zavala *et al.* 2011), reconocidos como turbiditas extracuencales por Zavala *et al.* (2014). La ausencia de trazas fósiles en estos cuerpos lenticulares evidencia una alta tasa de sedimentación lo que habría inhibido el establecimiento de comunidades bentónicas (MacEachern *et al.* 2005).

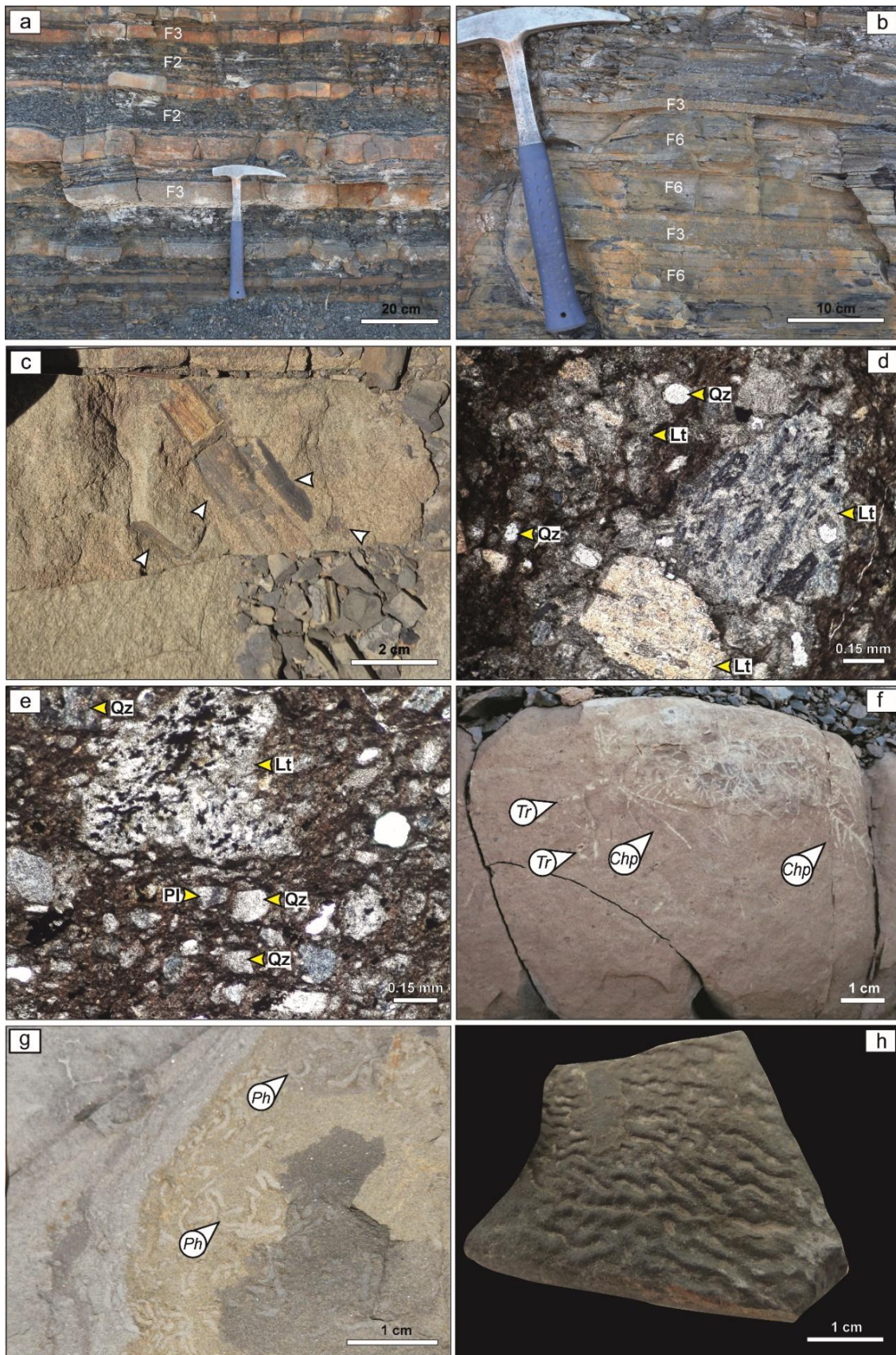


Figura 3.19. Asociación de facies turbidíticas. **(a).** Detalle de niveles de depósitos de albardón, generados por turbiditas extracuencales, donde se reconocen fangolitas laminadas (F2) y areniscas finas masivas (F3). **(b).** Detalle de un albardón donde se observan niveles de heterolitas integrado por areniscas medias a gruesas masivas (F3) y facies de areniscas finas con laminación paralela (F6). **(c).** Vista en planta de areniscas masivas con fitodetrito y restos de troncos. **(d).** Microfotografía con nicoles (10X) de areniscas muy finas pertenecientes a la asociación de facies de albardón. Pueden observarse granos líticos (Lt) y de cuarzo (Qz) inmersos en una matriz limo-fangosa. **(e).** Microfotografía con nicoles (10X) de areniscas muy finas pertenecientes a la asociación de facies de albardón. Pueden observarse granos líticos (Lt), de cuarzo (Qz) y Plagioclasa (Pl) inmersos en una matriz limo-fangosa. **(f).** Vista en sección de ejemplares de *Trichichnus* isp. (*Tr*) y *Chondrites patulus* (*Chp*) en facies de fangolitas laminadas (F2). **(g).** Vista en planta de ejemplares de *Phycosiphon* (*Ph*) en niveles de areniscas finas con estratificación cruzada tangencial (F4) concreciones. **(h).** Vista en planta de estructura sedimentaria inducida por actividad microbiana (*wrinkle structures*).

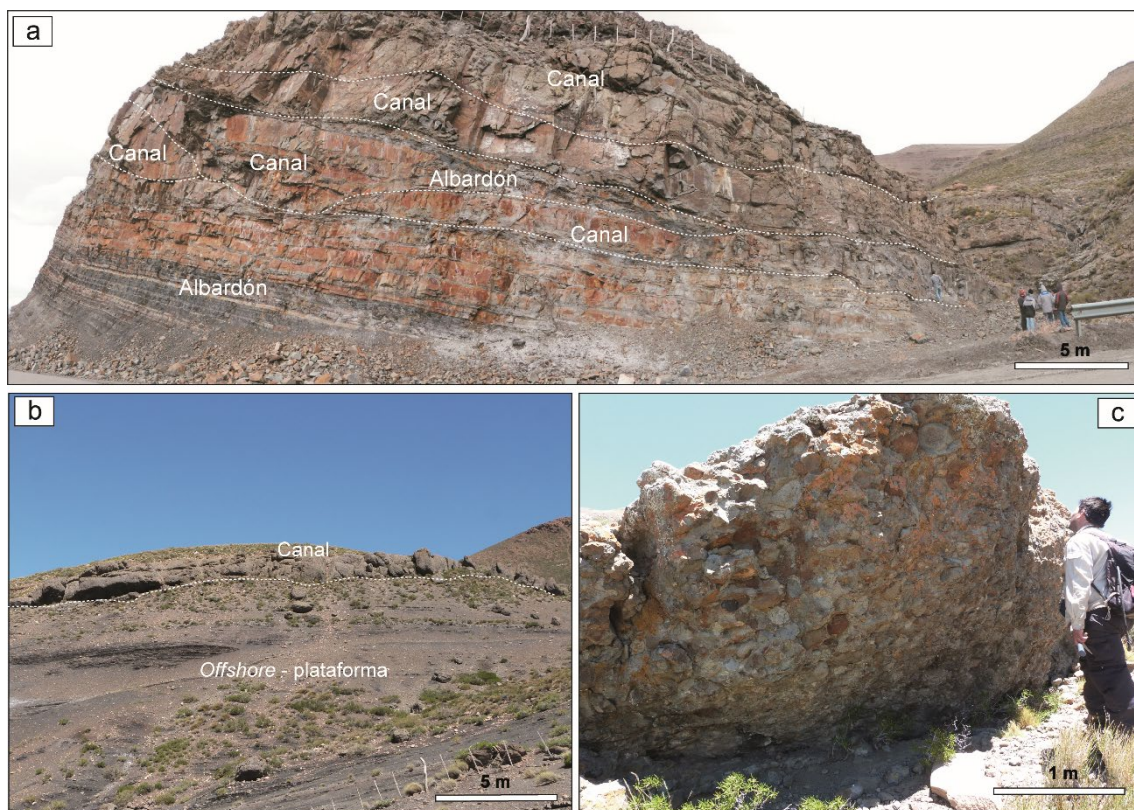


Figura 3.20. Asociación turbidíticas. **(a).** Vista panorámica de sistemas de canal–albardón producido por turbiditas extracuencales. **(b).** Canales con acreción lateral generado por corrientes de densidad que erosionan depósitos de plataforma–*offshore*. **(c).** Vista basal de canales producidos por corriente de densidad compuesto por conglomerados masivos matriz sostén (F9).

3.11. MODELO DEPOSITACIONAL

La integración de los datos sedimentológicos e icnológicos de la Formación Los Molles en el área de Chacay Melehue permitieron reconocer asociaciones de facies propias de un sistema de *offshore* – plataforma afectado por turbiditas intra y extracuencuales y tormenta (Fig. 3.16). La sección analizada comienza con heterolitas y pelitas oscuras, mayormente acumuladas en ambientes de *offshore* – plataforma (Fig. 3.21 a). La abundante presencia de depósitos tobáceos asociados a los depósitos de *offshore* – plataforma indica la cercanía del arco magmático a la zona de sedimentación (Fig. 3.21 a). Los depósitos de *offshore*-plataforma se encuentran intercalados con paquetes de entre 1,8 y 4,54 m de espesor asignados a flujos cohesivos, generados por desestabilización de sedimentos en zonas de pendiente de los hemigrábenes (Fig. 3.21 a) y por sistemas de canal–albardón producidos por corrientes de densidad (Fig. 3.21 a). La gran abundancia de fitodetrito que se observa en la mayoría de los albardones de estos sistemas sugiere que estas corrientes de densidad pueden haber tenido un origen fluvio-derivado (hiperpícnico) y no ser producto de la dilución de los flujos cohesivos asociados a las pendientes de los hemigrábenes (Zavala *et al.* 2020). La presencia de trazas fósiles asignadas a *Chondrites intricatus*, *C. patulus*, *Phycosiphon incertum*, *Trichichnus appendicus* y *T. isp.* y sus relaciones de corte, sugiere que la colonización de los icnogéneros *Chondrites intricatus*, *C. patulus*, *Trichichnus appendicus* y *T. isp.* sería durante los periodos en los que no se construyen los albardones, mientras que la ocurrencia de *Phycosiphon incertum*, que indica períodos de oxigenación y disponibilidad de nutrientes en la interfaz agua – sedimento, sería inmediatamente posterior a la depositación de la corriente de densidad (Campetella *et al.* 2018, Campetella *et al.* 2020). La ausencia o escasa presencia de bioturbación en los paquetes arenosos que rellenan los canales, se relaciona con la alta tasa de sedimentación producida por las corrientes de densidad. Hacia la parte media del perfil (Figura 3.21 a) se observan sistemas de canales amalgamados que alcanzan un espesor acumulado de 32,7 m, los que podrían estar relacionados a un brusco descenso del nivel del mar (Gulisano y Guitierrez Pleimling 1995) o a la reactivación de sistemas fluviales que habrían producido corrientes de densidad hiperpícnicas (Ponce *et al.* 2015). Esta última interpretación se sustenta en el hecho de que los depósitos que se encuentran infrayaciendo y suprayaciendo a los canales

tienen las mismas facies y contenido icnológico, es decir no se reconoce ningún tipo de variaciones en la profundidad del sistema. La parte superior del perfil se encuentra conformada por 449 m de sedimentitas correspondientes a depósitos de *offshore* – plataforma (Figura 3.21 b) indicando la disminución del aporte de material continental (disminución del fitodetrito en los sedimentos). Estos depósitos presentan trazas de *Chondrites intricatus*, *Trichichnus appedicus* y *T. isp.* La ocurrencia de estas trazas asociadas a los ambientes de *offshore* – plataforma indicaría que la Formación Los Molles se habría depositado bajo condiciones de baja oxigenación y escasa disponibilidad de nutrientes y que existirían pequeños períodos de oxigenación y disponibilidad de nutrientes que estarían evidenciados por la presencia de *Phycosiphon incertum* (Campetella *et al.* 2018, Campetella *et al.* 2020). La sección culmina con depósitos evaporíticos pertenecientes a la Formación Tábanos (Figura 3.21 c) que indica la desconexión de la cuenca con el Paleopacífico y la desecación del sistema marino.

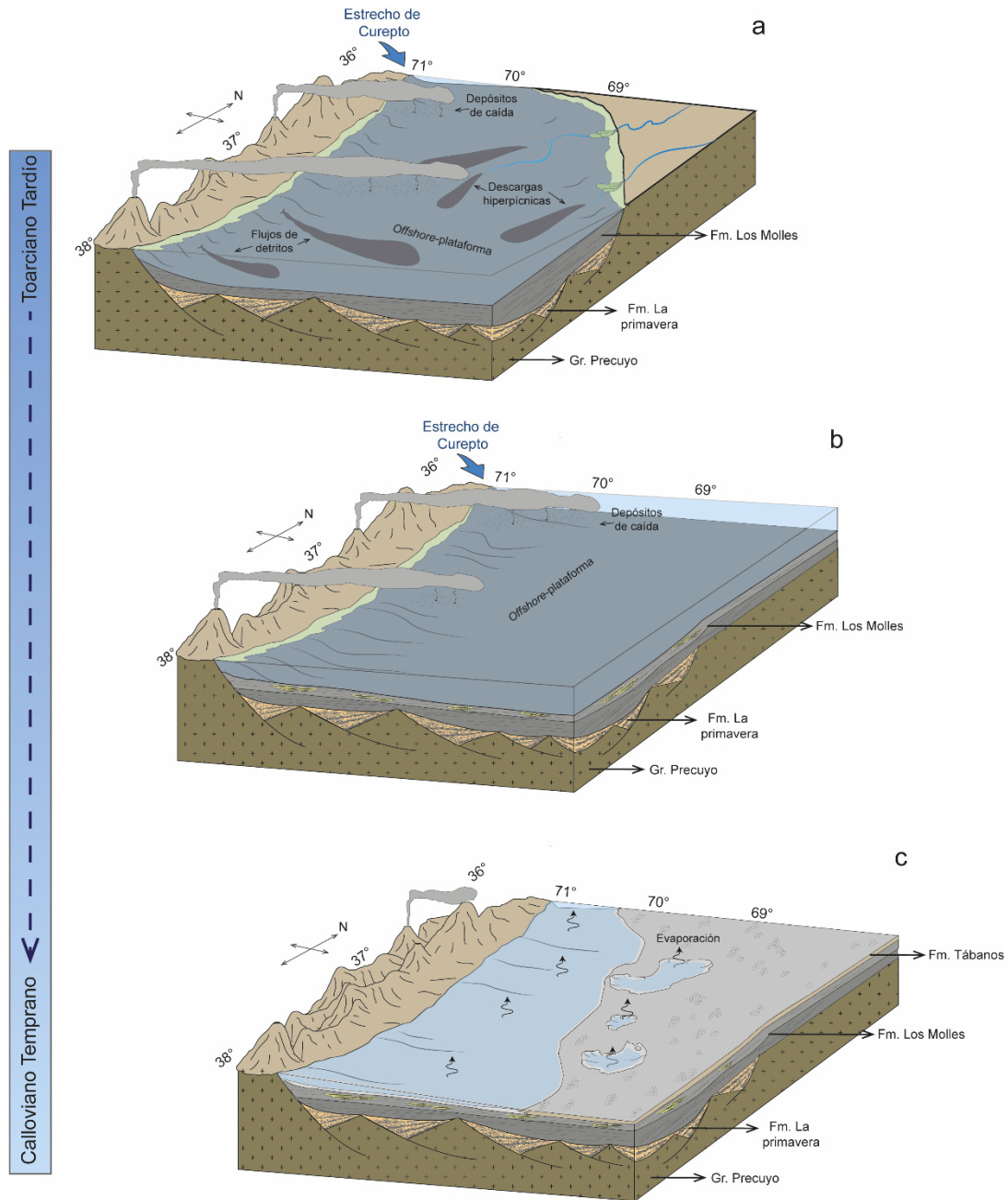


Figura 3.21. Modelo depositacional para la Formación Los Molles en el área de Chacay Melchue. **(a).** Esquema 3D donde se observa la presencia de depósitos de *offshore* – plataforma afectados por flujos de detritos y descargas de densidad, características correspondientes a la parte basal de la sección relevada. **(b).** Esquema 3D de la parte media de la sección relevada donde se observa un predominio de las condiciones marinas por sobre el aporte sedimentario. **(c).** Esquema 3D que representa la parte superior de la secuencia relevada donde se observa la desecación de la cuenca y la deposición de la Formación Tábanos.

3.12. REFERENCIAS

- Aigner, T. 1985. An ancient storm depositional system: Dynamic stratigraphy of intracratonic carbonates, Upper Muschelkalk (Middle Triassic), South-German Basin. In T. Aigner eds., Storm Depositional Systems: Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. Lecture Notes in Earth Sciences, 3: 51–158.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico temprano-medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C. y Carbone, O., eds., Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Relatorio, 77-89.
- Campetella, D.M., Rodríguez, M.N., Ponce, J.J., Carmona N.B., Wetzel, A., Parada, M.N. y Canale, N. 2018. Análisis icnológico de la Formación Los Molles en la Cordillera del Viento, Cuenca Neuquina, Argentina. 16° Reunión Argentina de Sedimentología, General Roca, Actas, 173.
- Campetella, D. M., Carmona, N. B., Ponce, J. J., Wetzel, A., Rodríguez, M. y Parada, M. N. 2020. Trace fossils as tools to unravel oxygen conditions: A case study from Los Molles Formation (Toarcian-lower Callovian). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 77:463-477.
- Dellapé, D.A., Mombrú, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G. 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Obra del Centenario del Museo de La Plata, 5:1-106.
- Dumas, S. y Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. Geology, 34: 1073-1076.
- Giacosa R, Allard J, Foix N y Heredia N. 2014. Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). Journal of Iberian Geology, 40:331-348.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, 2, 111 pp.

- Knaust, D. 2017. Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer, Dordrecht, Heidelberg, New York. 209 pp.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11:145–184.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O. 2005. Unidades limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 6° Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas, 11.
- Llambias, J. E., Leanza, H.A. y 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.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity Flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52:279-297.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P. y Howell, C.D. 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms and tides. In: Bhattacharya, J.P. y Giosan, L., eds., *River Deltas: Concepts, Models and Examples*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 83:49-85.
- Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C. y Parker, G. 1998. Hydroplaning of subaqueous debris Flows. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110:387-394.
- Mutti, E. 1992. *Turbidite Sandstones*. AGIP-Istituto di Geología, Università di Parma, 275 pp.
- Plink-Björklund, P. y Steel, R. 2004. Initiation of turbidity currents: Outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, 165:29-52.
- Ponce, J.J., Carmona, N.B., Montagna A.O. y Canale, N. 2015. Sedimentología e Icnología de los Sistemas Petroleros no Convencionales de la Cuenca Neuquina.

- (Los Molles-Lajas y Vaca Muerta Quintuco). Guía de Campo. Universidad Nacional de Río Negro – Fundación YPF, General Roca, 112 pp.
- Postma, G. 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14:291-294.
- Potter, P.E., Maynard, J.B. y Depetris, P.J. 2005. Mud and mudstones: Introduction and overview. New York, Springer, 297 pp.
- Riccardi, A.C. 1993. El Jurásico en la Argentina. In: Riccardi, A.C. y Damborenea, S.E., eds., *Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen 9: Jurásico*. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 21:9-27.
- Riccardi, A.C. 2008a. El Jurásico de Argentina y sus amonoideos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 625-643.
- Riccardi, A.C. 2008b. The marine Jurassic of Argentina: a biostratigraphic framework. *Episodes*, 31:326-335.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Nagy, J. y Reolid, M. 2014. Palaeoenvironment of Eocene prodelta in Spitsbergen recorded by the trace fossil *Phycosiphon incertum*. *Polar Research*, 33: 23786.
- Rovere, E., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H., Hugo, C., Folguera, A., Escosteguy, L., Geuna, S., González, R., Colombino, J. y Danieli, J. 2004. Hoja Geológica E. 1:250.000 n° 3772-IV, Andacollo, provincia del Neuquén. *Boletín del Instituto Geología Recursos Minerales, SEGEMAR*, 298:1-104.
- Sánchez, N.P., Turienzo, M.M., Dimieri, L.V., Araujo, V.S. y Lebinson, F. 2014. Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71:233-246.
- Savrda, C.E. y Bottjer, D.J. 1991. Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview and update. In: Tyson, R.V and Pearson, T.H. eds., *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Geological Society London Special Publication, 58: 201–219.
- Taylor, A.M. y Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society, London*, 150: 141 –148.

- Wetzel, A. 2010. Deep-sea ichnology: observations in modern sediments to interpret fossil counterparts. *Acta Geologica Polonica*, 60: 125–138.
- Zavala, C. y Arcuri, M. 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337:36-54.
- Zavala, C., Arcuri, M., Gamero, H., Contreras, C. y Di Meglio, M. 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. In: Slatt, R.M. y Zavala, C. eds., *Sediment transfer from shelf to deep water — Revisiting the delivery system*. AAPG Studies in Geology, 61: 31–51.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., y Zorzano, A. 2014. Depósitos de turbiditas intra y extracuencas: Origen y Características distintivas. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 225-244.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. and Otharán, G. 2020. Jurassic uplift along the Huincul arch and its consequences in the stratigraphy of the Cuyo and Lotena groups. Neuquén Basin, Argentina. In Kietzman, D., Folguera, A. eds., *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer, Cham, 21 pp.

CAPÍTULO IV

Iconología

4.1 INTRODUCCIÓN

Al igual que los cuerpos fósiles, las trazas fósiles se clasifican de acuerdo a la nomenclatura binominal, identificando icnogéneros e icnoespecies, siendo cada vez más frecuente el uso de categorías taxonómicas superiores como icnofamilia (Bromley 1996, Buatois y Mángano 2011). Para determinar los diferentes icnogéneros e icnoespecies se tienen en cuenta los rasgos morfológicos más importantes de las trazas fósiles, que a su vez permiten realizar una interpretación etológica de las mismas. Para caracterizar estos rasgos, se utilizan una serie de caracteres denominados icnotaxobases, propuestos por Bromley (1990, 1996), siendo algunos más relevantes que otros. En general, se tienen en cuenta cinco icnotaxobases que incluyen: (1) forma general, (2) presencia y tipo de pared o revestimiento, (3) ramificaciones, (4) tipo de relleno y (5) presencia de *spreite*.

(1) Forma general:

La forma general incluye la morfología básica de la estructura biogénica, y tiene en cuenta su configuración, orientación y posición respecto a la estratificación. La configuración se encuentra determinada por la distribución espacial de los componentes de las trazas fósiles (por ejemplo, la distribución ramificada dendrítica del icnogénero *Chondrites*). Para realizar una clasificación a nivel icnoespecífico pueden considerarse también las características superficiales, como puede ser la ornamentación de las paredes en algunas excavaciones o perforaciones (Bertling *et al.* 2006). La orientación y posición con respecto a la estratificación constituye una de las primeras icnotaxobases que se utilizan para clasificar estructuras biogénicas a nivel icnogenérico (Buatois y Mángano 2011). En general, la orientación puede referirse como vertical, oblicua u horizontal (Bertling *et al.* 2006). Muchas veces, lo único que diferencia dos estructuras biogénicas entre sí, es la posición estratal (toponimia), la cual aporta información sobre los mecanismos de construcción. Existen 3 clasificaciones toponímicas principales, la propuesta por Simpson (1957), la propuesta por Seilacher (1964) y la propuesta por Martinsson (1970). Para la descripción de las trazas fósiles halladas en la Formación Los Molles se siguió la clasificación de Seilacher (1964) (Fig. 4.1). Este autor propone un esquema preservacional que comprende dos sets de términos: descriptivos y genéticos. Los términos descriptivos se refieren a una relación entre las trazas fósiles y un medio moldeable (usualmente arenisca), e incluyen:

A- Relieve completo: cuando las estructuras se preservan en el interior del estrato.

B- Semirelieve: cuando las estructuras se preservan en las interfases litológicas. Estas a su vez se dividen en epirelieve (cuando se preservan al techo de la capa), e hiporelieve (cuando se preservan a la base de la capa).

C- Estructuras biodeformacionales: cuando afectan a la estratificación, como por ejemplo en los sedimentos no consolidados (Buatois *et al.* 2002).

Por otro lado, los términos genéticos se refieren a la relación entre la traza fósil y el sustrato contemporáneo. Dentro de estos tenemos las siguientes clasificaciones (Buatois y Mángano 2011):

A- Exogénicas, cuando son trazas superficiales cubiertas por sedimentos que difieren del sedimento que compone la roca hospedante.

B- Endogénicas, cuando las estructuras están rellenas de forma pasiva o activa con el sedimento de la roca hospedante.

C-Pseudoexogénicas, cuando las trazas fósiles están formadas en un medio homogéneo, son descubiertas por erosión y rellenas con arena.

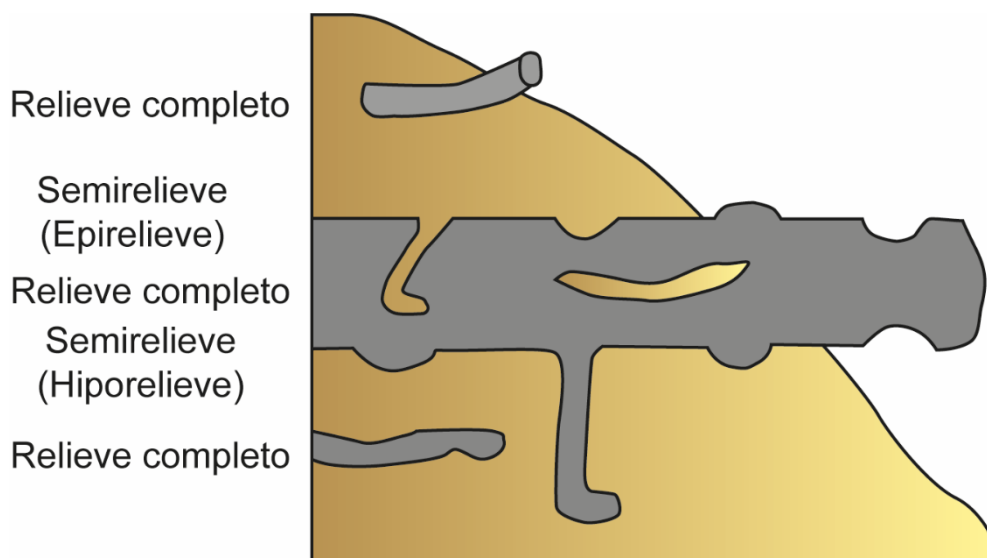


Figura 4.1. Clasificación toponímica de las trazas fósiles. En la izquierda se esquematiza la terminología propuesta por Seilacher (1964) (tomado y modificado de Bromley 1996).

(2) Pared y revestimiento:

Muchas trazas fósiles se identifican rápidamente debido al revestimiento o pared que poseen. Los detalles en las paredes de las excavaciones pueden revelar información del tipo de alimentación, técnicas de excavación, etc. (Bromley 1996, Buatois y Mángano 2011). Existen dos componentes principales en una pared: el revestimiento interno y la deformación externa que se genera en el sedimento que rodea a la estructura (Bromley 1996). Bromley (1990, 1996) reconoce siete tipos de pared basándose en el revestimiento, ornamentación y manipulación del sedimento (Buatois y Mángano 2011) (Fig. 4.2):

A- Paredes sin revestimiento: cuando el relleno de la estructura termina directamente contra el sedimento circundante.

B- Pared revestida con película de polvo: cuando se produce la irrigación de una excavación, cuyas paredes están recubiertas con mucus segregado por el organismo, una fina capa de polvo se adhiere de forma pasiva a las mismas, permitiendo un mayor potencial de preservación de las estructuras.

C- Pared construída: cuando el organismo retrabaja y acumula sedimento, pellets o conchillas en el límite de las estructuras para generar mayor estabilidad de la excavación.

D- Pared zonada: cuando las estructuras presentan un manto que se origina a partir del movimiento de organismos depositívoros a través del sedimento. Este manto no es en sí mismo el revestimiento de la pared, sino que es la capa más externa de un relleno que se presenta concéntrico por zonas.

E- Compactación de las paredes: la pared está delimitada por una zona externa que muestra alteración como resultado de la excavación.

F- Halo diagenético: cuando la pared se ve afectada por diagénesis y, como resultado, aumenta la visibilidad de la estructura.

G-Paredes ornamentadas: son comunes en sedimentos algo compactados y se caracterizan por la presencia de marcas de rasguñaduras.

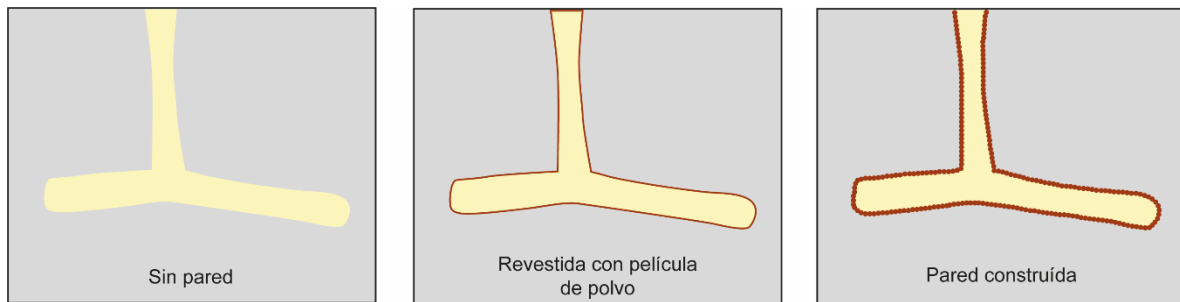


Figura 4.2. Pared y revestimiento (tomado y modificado de Carmona 2011).

(3) Ramificaciones:

La presencia de ramificación es una de las icnotaxabases diagnósticas al momento de definir una estructura biogénica (Buatois y Mángano 2011). Según D'Alessandro y Bromley (1987), se reconocen tres tipos de ramificaciones (Fig. 4.3):

A- ramificaciones sucesivas secundarias: son aquellas estructuras que originalmente no se encontraban ramificadas y son retrabajadas por un organismo el cual genera una nueva ramificación.

B- ramificaciones sucesivas primarias: estructuras biogénicas que no se encontraban originalmente ramificadas, pero que, debido a movimientos del organismo productor, dan lugar a estructuras acumulativas ramificadas.

C- ramificaciones simultáneas: se caracterizan por pasajes abiertos en domicilios permanentes o semipermanentes.

En algunos casos es posible encontrar *falsas ramificaciones*, las cuales resultan de la superposición de dos especímenes dando una falsa impresión.

(4) Tipo de relleno:

El relleno de una estructura biogénica puede ser pasivo o activo (Fig. 4.4), siendo pasivo aquel que se da por la caída de sedimentos dentro de la estructura por gravedad, y activo aquel que evidencia un retrabajo de los sedimentos por el organismo, ya sea porque parte del material pasa por el tracto digestivo del organismo productor, o porque el organismo manipula el sedimento mecánicamente (Bromley 1996, Buatois y Mángano

2011). De esta manera, el relleno activo nos permitirá obtener información del tipo y forma de alimentación del organismo productor, mientras que el relleno pasivo nos brindará información sedimentológica y estratigráfica-secuencial (Buatois y Mángano 2011). El relleno pasivo es característico de estructuras de habitación de depredadores y organismos suspensívoros, y se reconocen cuatro tipos principales (Bromley 1996, Carmona 2005, Buatois y Mángano 2011): relleno masivo similar a la roca hospedante (Fig. 4.4a), relleno masivo contrastante con la roca hospedante (Fig. 4.4b), relleno laminado (Fig. 4.4c), y relleno arqueado con canal periférico. Por otro lado, el relleno activo aporta información del tipo y forma de alimentación y evidencia estructuras generadas por organismos detritívoros y depositívoros. Se reconocen cuatro tipos de rellenos activos (Bromley 1996, Buatois y Mángano 2011): relleno masivo (Fig. 4.4d), relleno meniscado (que resulta de la manipulación mecánica o ingestión del sedimento por el organismo) (Fig. 4.4e), relleno concéntrico simple, y relleno concéntrico múltiple (Fig. 4.4f). Por último, existe un relleno llamado relleno concéntrico irregular que es considerado transicional entre el relleno pasivo y activo debido a que existe cierta manipulación del sedimento. Este tipo de relleno se caracteriza por el ingreso pasivo de sedimentos, que son posteriormente compactados contra las paredes de la excavación, formando un revestimiento concéntrico (Goldring 1996).

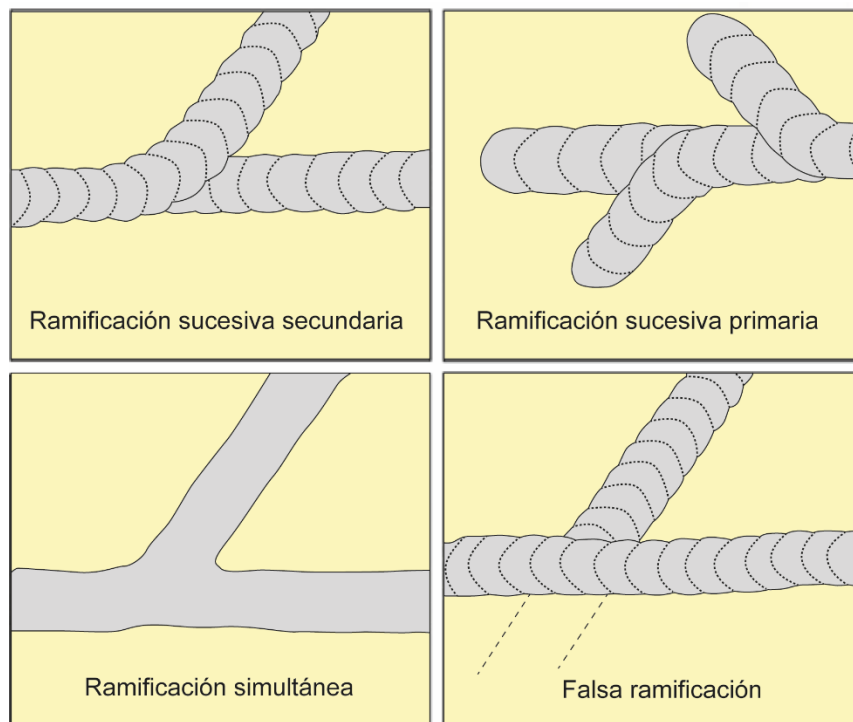


Figura 4.3. Tipos de ramificaciones (tomado y modificado de Bromley 1990).

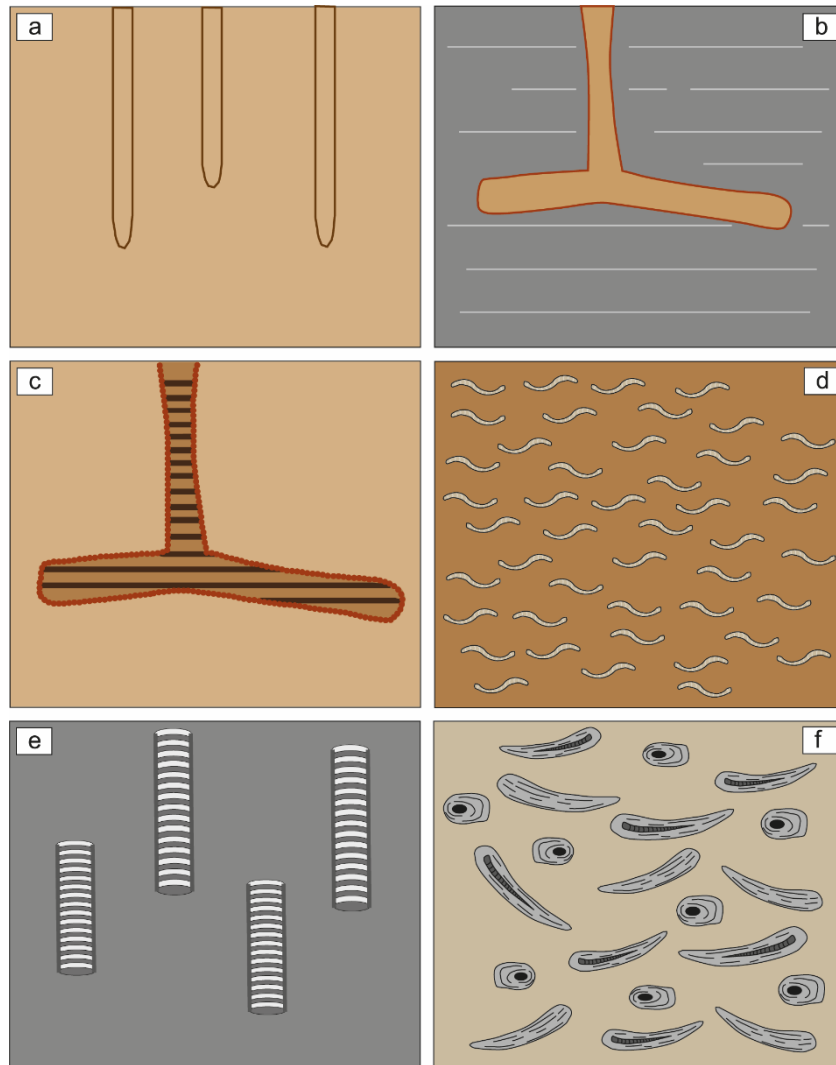


Figura 4.4. Tipos de relleno. (a) Relleno pasivo: masivo similar a la roca hospedante (*Skolithos*). (b) Relleno pasivo: masivo contrastante con la roca hospedante (*Thalassinoides*). (c) Relleno pasivo: laminado (Tidalita tubular: *Ophiomorpha* con relleno laminado alternante entre fangos y arenas). (d) Relleno activo: masivo (*Macaronichnus*). (e) Relleno activo: meniscado (*Teichichnus*). (f) Relleno activo: concéntrico (*Cylindrichnus*).

(5) *Spreite*:

Este término se refiere a la laminación presente de pared a pared en una excavación, formada por el desplazamiento lateral de un organismo, dentro de una excavación. Esta estructura refleja tanto la habilidad del organismo para ajustar su excavación en respuesta a variaciones en la interfase agua-sedimento, como su habilidad para retrabajar activamente el sedimento en busca de alimento (Bromley 1996, Buatois y Mángano

2011). Existen dos tipos de *spreite*, protrusivo y retrusivo. Un *spreite* retrusivo refleja la migración de la estructura biogénica hacia la interfase agua/sedimento (movimientos más proximales respecto a la salida de la excavación), en respuesta a eventos de depositación, mientras que un *spreite* protrusivo registra la migración del organismo hacia sectores más profundos (movimientos más distales respecto a la salida de la excavación), debido al crecimiento del organismo o erosión del sustrato (Bromley 1996, Carmona 2005, Buatois y Mángano 2011).

Existen otros factores que no son considerados como icnotaxabases *sensu stricto*, pero que permiten diferenciar algunas icnoespecies e icnogéneros particulares. En algunos casos es importante considerar como parte de las icnotaxobases al tipo de sustrato en el que se encuentra la traza fósil bajo análisis, ya que el mismo define una forma de comportamiento específica (Bertling *et al.* 2006). También puede considerarse el tamaño de la traza para la distinción de algunos icnogéneros, pero este es siempre un carácter de tipo subordinado (Bertling *et al.* 2006).

A partir del análisis detallado de los depósitos estudiados en las localidades mencionadas en el capítulo 3, fue posible reconocer y describir diversos icnogéneros e icnoespecies que serán detallados a continuación. En general, las trazas fósiles identificadas en estas localidades se caracterizan por presentar una preservación pobre, ya sea debido a la meteorización, erosión, cambios producidos durante la diagénesis, o a la ausencia de contraste litológico, y las asociaciones icnológicas reconocidas presentan comúnmente una baja diversidad y abundancia de trazas fósiles.

4.2 SISTEMÁTICA

Esta sección incluye la descripción icnotaxonómica de las trazas fósiles halladas en las tres localidades donde fue estudiada la Formación Los Molles. El análisis de los icnotaxones se estructura de la siguiente manera: para cada icnogénero se incluye una discusión con las características más representativas de cada taxón, el tipo de material analizado, rango estratigráfico, posible organismo productor y condiciones paleoambientales con las que usualmente se relacionan cada una de las estructuras analizadas. A continuación, se proporciona una descripción de los ejemplares analizados. En aquellos casos en los que el material lo permitió, se realizó una clasificación a nivel

icnoespecífico de los ejemplares. Finalmente, se indica en qué localidades fueron reconocidas las diferentes trazas fósiles. Es de importancia destacar que el material aquí utilizado fue descrito y analizado principalmente en afloramiento debido a la dificultad de su extracción. Solo se obtuvieron algunas muestras de mano para realizar observaciones de laboratorio.

4.2.1 Icnogénero *Arenicolites*? Salter 1857

Discusión: *Arenicolites* consiste de excavaciones verticales, simples y con forma de U, con los dos extremos de los tubos verticales conectados con la superficie del sedimento (Mángano *et al.* 2002, Rindsberg y Kopaska-Merkel 2005, Morelle y Denayer 2020). Los mismos pueden variar en su disposición respecto al plano de estratificación, permitiendo esto la identificación de diversas icnoespecies (Salter 1857, Knaust 2017). Las excavaciones pueden o no poseer pared, y presentan relleno pasivo (Häntzschel 1975, Mángano *et al.* 2002a, Callow *et al.* 2011). En planta pueden observarse como pequeños montículos o perforaciones circulares a ovaladas que se presentan en pares (Díez-Canseco *et al.* 2016). Se conocen registros de *Arenicolites* desde el Cámbrico al presente (Mángano y Buatois 2016, Morelle y Denayer 2020). Según lo propuesto por Häntzschel (1975) y Bromley (1996), *Arenicolites* puede ser producida por poliquetos suspensívoros y detritívoros. En ambientes modernos, estructuras similares son producidas por poliquetos y anélidos (Díez-Canseco 2016 y referencias allí citadas). El icnogénero *Arenicolites* se encuentra generalmente asociado a sustratos arenosos y ambientes de alta energía, como por ejemplo en depósitos de tormenta o en dunas o barras de ambientes marinos y fluviales (Pemberton *et al.* 1992, Knaust 2017).

4.2.1.1 *Arenicolites* isp.

Material: Dos ejemplares en muestras de mano encontrados en areniscas finas a medias tobáceas. Tres ejemplares observados en afloramiento, en depósitos de areniscas finas.

Descripción: Excavaciones en forma de U, rellenas de forma pasiva con fango (Fig. 4.5a, b). Las paredes no presentan revestimiento. Los ejemplares analizados poseen una longitud de 10.51 - 14.45 mm, y una separación entre los brazos verticales de 1.13 - 37.7 mm. Los brazos poseen un diámetro de 1.27 - 7.9 mm (Fig. 4.5a-d). Pueden observarse

ejemplares en sección vertical (Fig. 4.5a, b) y horizontal (Fig. 4.5c, d) respecto al plano de estratificación. Se encuentran preservados como relieve completo (Fig. 4.5a, b) y epirelieve (Fig. 4.5c, d).

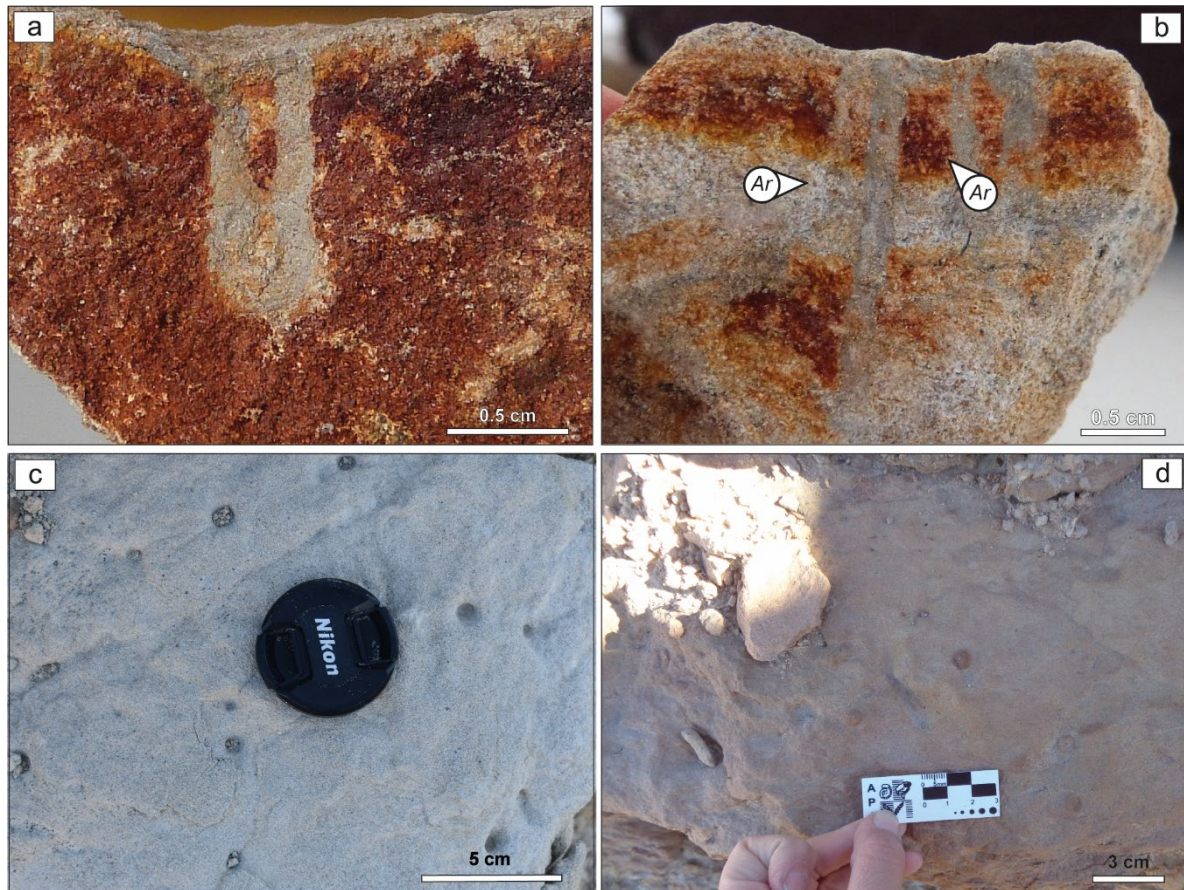


Figura 4.5. *Arenicolites* isp. en areniscas muy finas tobáceas correspondientes a posiciones de frente deltaico distal entre las formaciones Los Molles y Lajas, en el anticlinal de Picún Leufú. **(a) - (b)**. Vista en sección de *Arenicolites?* isp. (*Ar*) preservados como relieve completo. Estos ejemplares fueron hallados en el flanco noreste del anticlinal Picún Leufú en la localidad de Estancia Los Pozuelos. **(c) - (d)**. Vista en planta de ejemplares de *Arenicolites* isp. preservados como epirelieve.

Distribución: Los ejemplares exhibidos en la Fig. 4.5a-b provienen de la localidad de Los Pozuelos, ubicada en el flanco noroeste del anticlinal de Picún Leufú. Los mismos se hallaron a 44 m del inicio de la sección que involucra la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas. El ejemplar mostrado en la Fig. 4.5c se halla preservado en la localidad de Sierra de Chacaico, 28.8 m por encima del contacto entre las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles. El ejemplar exhibido en la Fig.4.5d se encuentra en la

sucesión aflorante en el flanco sur del anticlinal de Picún Leufú, en el perfil relevado en el área de Bajada de Los Molles.

Comentarios: Los ejemplares de *Arenicolites* isp. se encontraron asociados a ambientes de *shoreface* y tormentas. A pesar de que los ejemplares en sección vertical se asemejan a *Arenicolites sparsus* (por poseer una disposición vertical de los tubos), la preservación del material hallado no es óptima, por lo que las características distintivas que los asignarían a esta icnoespecie no se encuentran bien definidas. Es por este motivo que se ha clasificado a estos ejemplares solamente a nivel icnogénérico.

4.2.2 Icnogénero *Chondrites* von Sternberg 1833

Discusión: *Chondrites* consiste de un sistema de ramificaciones dendríticas regulares, presentando un túnel principal conectado con la superficie, y ramificaciones de distinto orden que se desarrollan en profundidad (Osgood 1970, Fürsich 1974, Wetzel and Uchman 1997, Uchman *et al.* 2012, Baucon *et al.* 2020). Las excavaciones no poseen pared, pueden presentar tanto relleno activo como pasivo, y el diámetro de los túneles es constante (Knaust 2017, Baucon *et al.* 2020). Este icnogénero se encuentra comúnmente asociado a sustratos de grano fino, y puede presentar un halo diagenético (Baucon *et al.* 2020). Fu (1991) reconoce cuatro icnoespecies para este icnogénero, *Chondrites targionii* (ramificaciones curvadas), *Chondrites intricatus* (ramificaciones rectas y con ángulo agudo), *Chondrites patulus* (ramificaciones rectas y con ángulo recto), y *Chondrites recurvus* (ramificaciones dispuestas de un lado de la estructura, recurvadas en una misma dirección, o en dos direcciones opuestas). Existen registros de *Chondrites* desde el Cámbrico hasta el Holoceno (Ekdale 1977, Mángano *et al.* 2002, Baucon *et al.* 2020). De acuerdo con Baucon *et al.* (2020), *Chondrites* puede considerarse como una estructura de alimentación, de cultivo o de quimiosimbiosis, pudiendo ser generada por organismos depositívoros infaunales quemosimbiontes (Fu 1991), como por ejemplo poliquetos, sipuncúlidos y bivalvos thyasíridos (Seilacher 1990, Baucon *et al.* 2020). *Chondrites* se registró en ambientes marinos desde marginales a profundos, generalmente asociado a condiciones de disoxia – anoxia (Savrda 1992, Baucon *et al.* 2020), y también en ambientes espacialmente restringidos, por ejemplo, dentro de las conchillas de ammonoideos (*nucleocave*) (Seilacher 2007, Baucon *et al.* 2020). También se hallaron ejemplares de *Chondrites* asociados a ambientes de mayor oxigenación, lo que permite

considerarlo como un icnotaxón tolerante a un amplio rango de condiciones ambientales (Baucon *et al.* 2020).

4.2.2.1 *Chondrites intricatus* Brongniart 1823

Material: Doce ejemplares en muestras de mano, halladas en pelitas y areniscas tobáceas muy finas a finas y concreciones. Cinco ejemplares de *Chondrites intricatus* reconocidos en afloramiento, en depósitos de pelitas y areniscas tobáceas muy finas a finas, y también en niveles concrecionados.

Descripción: Sistema dendrítico de túneles que se ramifican de forma radial hacia la base de la capa. El diámetro de los túneles es constante en cada espécimen, y comprende entre 0.8 - 1.0 mm. El ángulo de ramificación es inferior a 45° (Fig. 4.6a, e). La mayoría de los ejemplares muestra dos órdenes de ramificación (Fig. 4.6c), aunque ocasionalmente pueden observarse ramificaciones de tercer orden (Fig. 4.6d). El color del relleno del túnel es siempre más claro que el color de la roca hospedante (Fig. 4.6a, e). En sección transversal, algunos ejemplares se presentan como grupos de puntos circulares y elípticos (Fig. 4.6b). En general se observan secciones perpendiculares u oblicuas respecto al plano de estratificación de los ejemplares. Se encuentran preservados como relieve completo.

Distribución: *Chondrites intricatus* fue observado en las tres localidades estudiadas. Su distribución es en parches, y se encuentra a lo largo de todos los perfiles asociado a niveles de pelitas o areniscas tobáceas finas a muy finas. También pudo observarse en niveles concrecionados y en concreciones aisladas.

Comentarios: Estos ejemplares fueron asignados a *C. intricatus* debido a que presentan ángulos de ramificación agudos y segmentos rectos. Esta icnoespecie fue previamente reconocida en los depósitos de la Formación Los Molles en la sección de Chacay Melehue por Damborenea y Manceñido (2005). Los ejemplares se encuentran asociados a ambientes de *offshore* – plataforma, en depósitos de albardón de la Formación Los Molles (Campetella *et al.* 2020), y en depósitos de frente deltaico distal y prodelta que conforman la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas. En la zona de Chacay Melehue, esta icnoespecie se encontró asociada a *Trichichnus* (Fig. 4.6b) (Campetella *et al.* 2020).

4.2.2.2 *Chondrites patulus* Fischer-Ooster 1858

Material: Ejemplares asociados a niveles de areniscas finas concrecionadas.

Descripción: Sistema de ramificaciones simples que emergen casi perpendicularmente a partir del túnel central (Fu 1991, Uchman 1999). Los túneles poseen un diámetro que varía entre 0.5 - 0.7 mm. Sólo se identificaron ramificaciones de segundo orden. Las ramificaciones son rectas y paralelas respecto a las otras ramificaciones, y el relleno de los túneles es más claro que el color de la roca hospedante (Fig. 4.6f). Se observan secciones perpendiculares u oblicuas respecto al plano de estratificación. Se encuentran preservados como relieve completo.

Distribución: *Chondrites patulus* fue observado solamente en la localidad de Chacay Melehue, a los 719.86 m de espesor de la sección medida.

Comentarios: Los ejemplares analizados fueron asignados a esta icnoespecie debido a que presentan ángulos de ramificación rectos, y segmentos rectos. Los mismos se encontraron asociados a depósitos de albardón (Campetella *et al.* 2020), junto con ejemplares de *Trichichnus* (Fig. 4.6f).

4.2.3 Icnogénero *Cylindrichnus* Toots 1966

Discusión: *Cylindrichnus* comprende excavaciones cilíndricas que, en sección transversal, se observan circulares o elípticas y arqueadas o con forma de U (Belaústegui y de Gibert 2013, Ekdale y Harding 2015, Knaust 2021). Poseen un túnel central rodeado por un revestimiento concéntrico (Belaústegui y de Gibert 2013). Pueden o no poseer ramificaciones. *Cylindrichnus* se reconoce desde el Cámbrico hasta la actualidad (Orłowski 1989, Goldring 1996, Desai *et al.* 2010). Los organismos productores de *Cylindrichnus* podrían ser poliquetos terebélidos con hábito detritívoro (Dashtgard *et al.* 2008, Belaústegui y de Gibert 2013, Knaust 2021). El icnogénero *Cylindrichnus* se encuentra en general, asociado a ambientes marinos con moderada a baja energía, desde la plataforma hasta el *shoreface* inferior (Fürsich 1974, Knaust 2017). También puede hallarse en condiciones marinas de mayor energía relacionadas a eventos de tormenta y migración de dunas (Frey 1990, Olariu *et al.* 2012), en sistemas deltaicos (frente deltaico y prodelta) (Tonkin 2012), estuarinos y parálidos (Buatois y Mángano 2011, Knaust 2021). Ocasionalmente se presenta en ambientes marinos profundos (Nilsen y Kerr 1978).

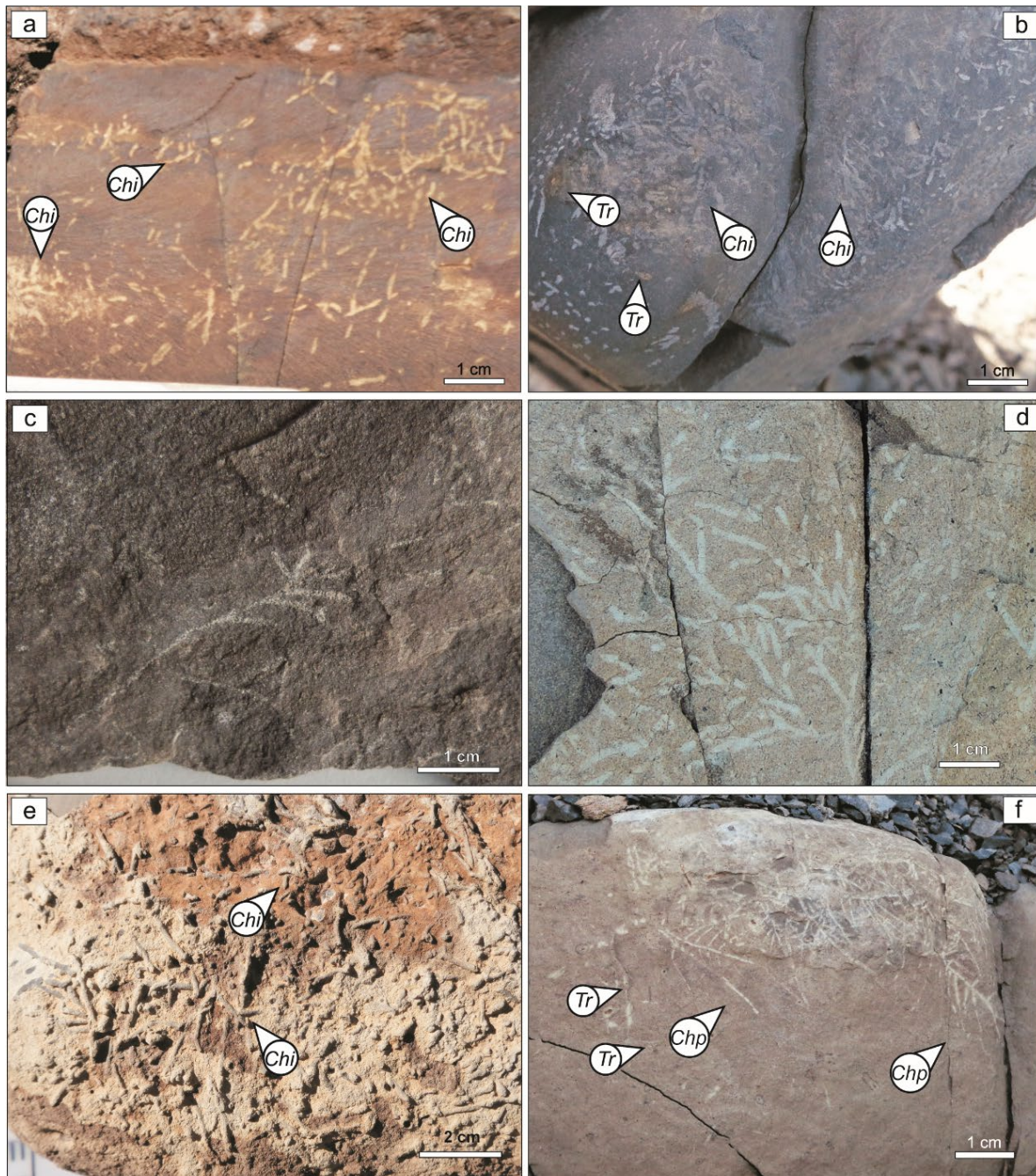


Figura 4.6. Icnogénero *Chondrites*. **(a).** Vista en planta de ejemplares asignados a *Chondrites intricatus* (*Chi*) en facies de fangolitas asociadas a albardones de descarga de densidad en la localidad de Chacay Melehue. **(b).** Vista en planta y oblicua de *Chondrites intricatus* (*Chi*) y *Trichichnus* isp. (*Tr*) en facies de fangolitas asociadas a ambientes de *offshore* – plataforma, localidad de Chacay Melehue. **(c).** Vista en planta de *Chondrites intricatus* (*Chi*) en facies de fangolitas asociadas a zonas de *offshore* en la localidad de Sierra de Chacaico. **(d).** Vista en planta de *Chondrites intricatus* (*Chi*) en facies de areniscas muy finas asociadas a zonas de *offshore* en la localidad de Arroyo Lapa. **(e).** Vista en planta de ejemplares de *Chondrites intricatus* (*Chi*) rellenos de fango en facies de areniscas finas asociadas a zonas de frente deltaico distal, en la localidad de Picún Leufú. **(f).** Vista en planta de *Chondrites patulus* (*Chp*) y *Trichichnus* (*Tr*) en facies de areniscas finas asociadas a albardones construidos a partir de descargas de densidad, en la localidad de Chacay Melehue.

4.2.3.1 *Cylindrichnus concentricus* Toots 1966

Material: Cuatro ejemplares en muestras de mano, en depósitos compuestos por heterolitas fangosas.

Descripción: Esta icnoespecie comprende excavaciones que, en sección transversal, se observan elípticas y arqueadas ampliamente (Fig. 4.7a - d), con diámetros que varían entre 2 – 6 mm, y longitudes que varían entre 6 – 25 mm. No posee ramificaciones. En las muestras analizadas se observan secciones perpendiculares y oblicuas de los especímenes. Sin embargo, no fue posible observar ningún ejemplar completo. Se preservan comorelieve completo.

Distribución: *Cylindrichnus concentricus* fue observado únicamente en la localidad de Bajada Los Molles, Anticlinal de Picún Leufú, en heterolitas arenosas tobáceas dispuestas a aproximadamente 4 m por debajo del contacto entre las formaciones Los Molles y Lajas.

Comentarios: *Cylindrichnus concentricus* fue hallado en ambientes de *offshore*. Los ejemplares observados fueron asignados a *Cylindrichnus concentricus* debido a que no se observan ramificaciones y, los ejemplares se orientan de manera oblicua al plano de estratificación. En las muestras estudiadas puede apreciarse que los sedimentos se encuentran intensamente bioturbados, hasta el punto de no observarse la fábrica sedimentaria primaria. Esta icnofábrica se compone principalmente por *Cylindrichnus concentricus*, no pudiéndose distinguir otros icnotaxones en estos depósitos. La icnofábrica aquí presente es comparable a la descrita por Belaústegui y de Gibert (2013), quienes proponen una estructura de *tiering* simple con organismos que generan bioturbación indiferenciada en la parte superior del sedimento debido a una consistencia soposa del sustrato y organismos (probablemente gusanos terebélidos), que se alimentan en la superficie desarrollando estructuras de bioturbación en forma de U, que alcanzan niveles más profundos. Un patrón de *tiering* simple similar es propuesto por Campetella *et al.* (2020) para la Formación Los Molles en el área de Chacay Melehue, para los icnogéneros *Chondrites*, *Trichichnus* y *Phycosiphon*.

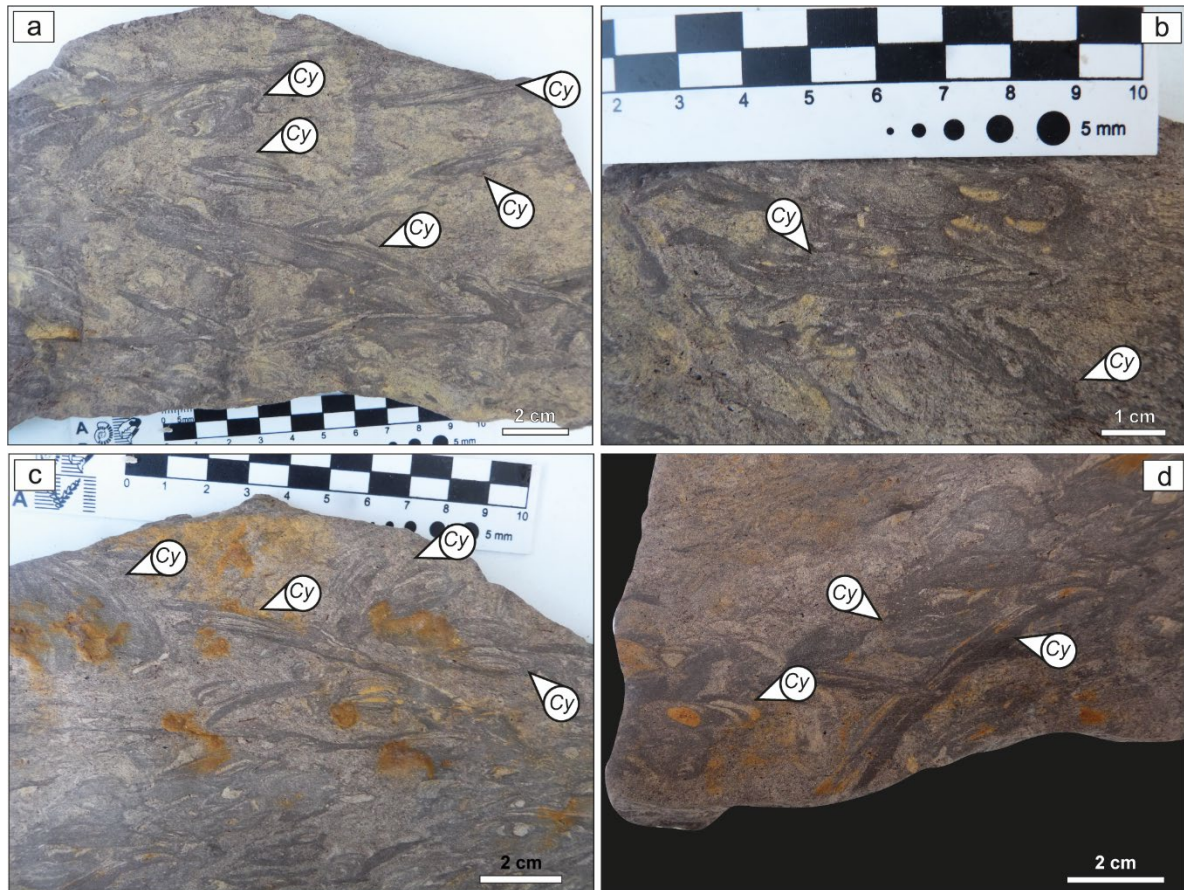


Figura 4.7. (a) – (d). Vistas oblicuas de ejemplares de *Cylindrichnus concentricus* (Cy) en facies de heterolitas arenosas tobáceas correspondientes a ambientes de *offshore*, en la localidad de Bajada de Los Molles, anticlinal de Picún Leufú.

4.2.4 Icnogénero *Gyrochorte* Heer 1865

Discusión: Este icnogénero comprende excavaciones horizontales pero que penetran verticalmente y muestran curvas y meandros, con una parte superior (en epirelieve positivo) que consiste de dos lóbulos convexos con un surco en el medio, y una parte inferior (hiporelieve negativo) que consiste de dos surcos separados por una cresta (Gibert y Benner 2002, Fürsich *et al.* 2017). En los lóbulos del techo (y de manera menos frecuente en los surcos basales), se pueden observar discontinuidades semejantes a meniscos perpendiculares al avance de la estructura (Gibert y Benner 2002). Se conocen ocurrencias de *Gyrochorte* desde el Ordovícico Temprano al Plioceno, pero no son continuas a lo largo del registro estratigráfico (Gibert y Benner 2002). Se interpreta que *Gyrochorte* es producido por poliquetos detritívoros (Gibert y Benner 2002, Fürsich *et al.* 2017). *Gyrochorte* ocurre en depósitos arenosos de frente deltaico distal, de tormentas,

bahías interdistributarias, y *shoreface*, y en depósitos mixtos del *offshore* (Gibert y Benner 2002, Wetzel *et al.* 2020).

4.2.4.1 *Gyrochorte comosa* Heer 1865

Material: Cuatro ejemplares observados en afloramiento, en depósitos de areniscas finas.

Descripción: Excavaciones meandrosas a levemente curvas dispuestas al techo de areniscas finas tobáceas con óndulas simétricas. Los ejemplares observados poseen longitudes entre 16.4 - 267.1 mm, y anchos que varían entre 5.4 - 10.2 mm. Se observan preservados al techo de los depósitos, en epirelieve positivo (Fig. 4.8a - d), no reconociéndose preservaciones en hiporelieve.

Distribución: *Gyrochorte comosa* fue observado únicamente en la localidad de Bajada Los Molles del Anticlinal de Picún Leufú, en areniscas finas tobáceas dispuestas en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas.

Comentarios: Esta icnoespecie se encontró asociada a depósitos de ambientes de *shoreface* inferior. Los ejemplares descritos fueron asignados a *Gyrochorte comosa* ya que, en la parte superior de los ejemplares no se identificó la ocurrencia de variación morfológica de los lóbulos típica de *Gyrochorte variabilis* (Gibert y Benner 2002, Fürsich *et al.* 2017).

4.2.5 Icnogénero *Nereites* MacLeay 1839

Discusión: Estructuras horizontales sinuosas a meandriformes, que poseen un canal central o núcleo con retrorelleno (sedimentos de color oscuro), rodeado por un manto de sedimento retrabajado de color más claro (Uchman 1995, Mángano *et al.* 2000). Dependiendo de los meandros de estas excavaciones, pueden observarse una amplia variedad de secciones del núcleo, incluyendo formas semicirculares y secciones longitudinales alargadas. Este tipo de preservación suele ser muy común (Knaust 2017). En numerosas ocasiones, sólo se conserva la parte externa del manto como una cadena densamente empaquetada de pequeñas depresiones o pústulas uniseriadas o multiseriadas (Uchman 1995, Uchman *et al.* 2005). Se conocen registros de *Nereites* desde el Cámbrico Temprano al Cuaternario (Mángano y Buatois 2014, Mángano y Buatois 2016). Se

postula que *Nereites* es producido por un organismo vermiforme, depositívoro, probablemente un enteropneusto (Mángano *et al.* 2000, Mángano *et al.* 2002). En el Paleozoico, *Nereites* es común en depósitos marinos someros y profundos, mientras que durante el Mesozoico y Cenozoico se encuentra mayormente asociado a ambientes marinos profundos (Mángano *et al.* 2000 y referencias allí citadas). *Nereites* también ocurre en estuarios y planicies mareales (Neto de Carvalho y Baucon 2010), así como también en ambientes glaciares (Netto *et al.* 2012).

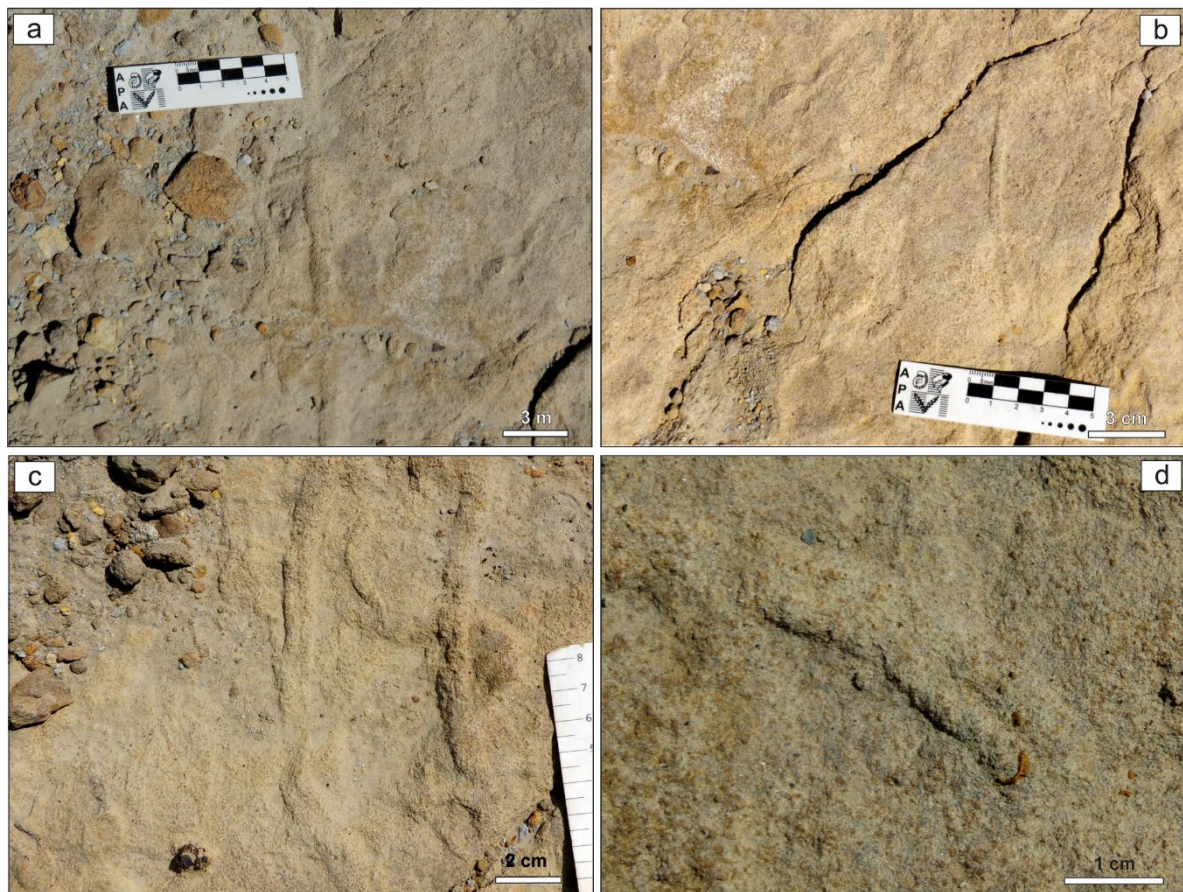


Figura 4.8. (a) – (d). Ejemplares de *Gyrochorte comosa* preservados al techo de areniscas finas tobáceas con óndulas simétricas, interpretados como eventos de tormenta en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas, localidad de Bajada de Los Molles.

4.2.5.1 *Nereites missouriensis* Weller 1899

Material: Dos muestras de mano conformadas por areniscas finas.

Descripción: Esta icnoespecie desarrolla un patrón horizontal y meandriforme constituido por almohadillas o pildoritas redondeadas a levemente ovaladas. Estas

conforman una cadena curvada, que puede ser uni o multiseriada y se encuentran rellenas de areniscas finas. Generalmente las pildoritas no presentan ornamentación. No se observa el canal principal en los ejemplares estudiados. Las estructuras observadas presentan una longitud total que varía entre 25.92 – 33.15 mm, mientras que las almohadillas o pildoritas presentan, en la mayoría de los casos, un diámetro que varía entre 3.03 – 4.85 mm. En las muestras analizadas, los ejemplares se encuentran preservados como hiporelieve a la base de areniscas finas a medias (Fig. 4.9a - d).

Distribución: *Nereites missouriensis* ocurre en la localidad de Sierra de Chacaicó, 175 m por encima del contacto entre las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles.

Comentarios: *Nereites missouriensis* fue hallado en capas de areniscas interpretadas como niveles de tormenta. Los ejemplares observados se diferencian de *Nereites irregularis* por no presentar meandros cerrados (Uchman 1995, Uchman 1998), y de *Nereites imbricata*, porque esta icnoespecie presenta un túnel con retrorelleno (Mángano *et al.* 2000).

4.2.5.2 *Nereites* isp.

Material: Dos ejemplares en afloramiento, en depósitos de areniscas finas.

Descripción: Estructuras horizontales sinuosas a meandriformes, que poseen un núcleo (sedimentos de color oscuro), rodeado por un manto de sedimento retrabajado (sedimentos de color claro). Las excavaciones presentan longitudes entre 12 – 14 mm, y un ancho aproximado de 2 mm (Fig. 4.9e - f). Los ejemplares de *Nereites* isp. se encuentran preservados como relieve completo en areniscas finas tobáceas.

Distribución: *Nereites* isp. se observó en areniscas masivas depositadas en ambientes de frente deltaico distal en el Anticlinal de Picún Leufú, en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas, y también en depósitos de areniscas finas a medias asociadas a eventos de tormenta en la localidad de Sierra de Chacaico, a 165 m por encima del contacto entre las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles.

Comentarios: *Nereites* isp. se diferencia de *Nereites missouriensis* debido a que su preservación es distinta, ya que en estos ejemplares no pueden distinguirse las pildoritas con facilidad, como ocurre típicamente en la mencionada icnoespecie, y se observa un núcleo oscuro rodeado de sedimento más claro. Además, los ejemplares asignados a

Nereites isp., son de menores dimensiones (Fig. 4.9e-f). *Nereites* isp. se encontró asociado a ejemplares de *Phycosiphon incertum*.

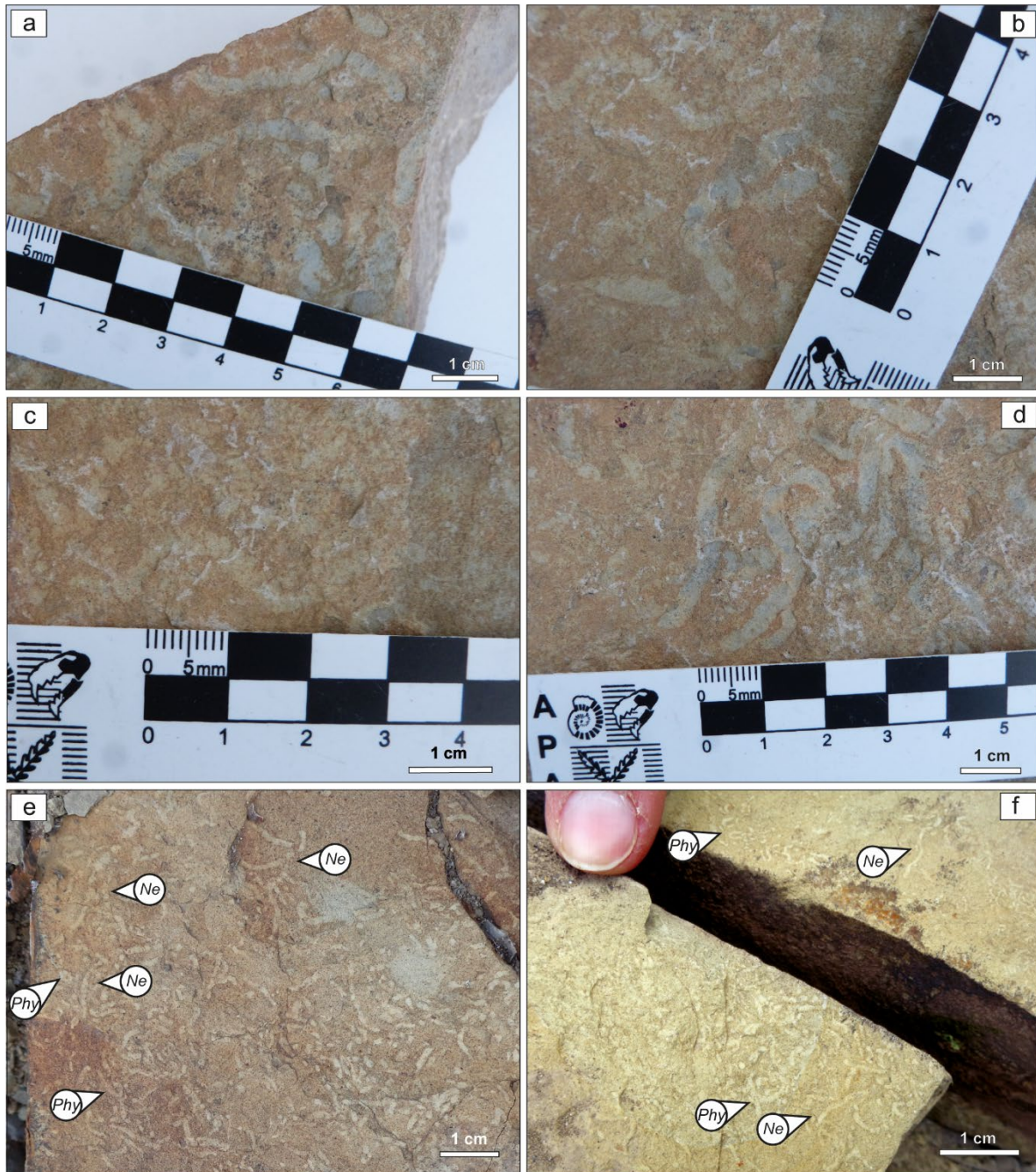


Figura 4.9. (a) - (d). Vista en planta de ejemplares de *Nereites missouriensis* a la base de areniscas finas a medias relacionadas a eventos de tormenta. (e) - (f). Vista en planta de *Nereites* isp. (*Ne*) y *Phycosiphon incertum* (*Phy*) en areniscas finas a medias asociadas a eventos de tormenta en la localidad de Sierra de Chacaico.

4.2.6 Icnogénero *Ophiomorpha* Lundgren 1981

Discusión: Excavaciones simples a complejas que conforman sistemas tridimensionales con túneles dispuestos de forma vertical u horizontal, con paredes revestidas por pellets (Frey *et al.* 1978, Carmona *et al.* 2003, 2004, Lucas 2019). En el interior de la excavación las paredes son suaves y lisas, mientras que en el exterior se presentan nodosas e irregulares. Los pellets pueden ser discoides, ovoides, mastoides, bilobados o con forma irregular (Frey *et al.* 1978). Las características de la pared pueden variar dentro de un mismo espécimen (Frey *et al.* 1978, Uchman 1995, Uchman 2009, Lucas 2019). Si bien se reconocieron registros de *Ophiomorpha* desde el Carbonífero Tardío - Pérmico (Chamberlain y Baer 1973, Uchman 1995, Carmona *et al.* 2004, Lucas 2019), su clasificación es aún controvertida, siendo los especímenes post-paleozoicos, asignados a este icnogénero sin duda (Buatois *et al.* 2016). *Ophiomorpha* se reconoce hasta la actualidad (Lucas 2019). Se interpreta que esta traza fósil es producida por crustáceos decápodos (Pemberton *et al.* 1992). Este icnogénero ocurre generalmente en ambientes marinos litorales a marginales (Lucas 2019), aunque también fue registrado en depósitos marinos profundos y continentales (Uchman 1995 y referencias allí citadas).

4.2.6.1 *Ophiomorpha* isp.

Material: Cuatro ejemplares analizados en afloramiento, en depósitos de areniscas medias tobáceas.

Descripción: Excavaciones con túneles dispuestos tanto de forma vertical como horizontal. El diámetro de las excavaciones varía entre 7.2 - 17.5 mm (Fig. 4.10a - d). En algunos ejemplares pudieron observarse los pellets revistiendo las paredes de las excavaciones (Fig. 4.10a - c), mientras que, en otros, sólo se observaron sus moldes (Fig. 4.10d). El espesor de la pared varía entre 0.58 - 2.6 mm. Los pellets presentan forma ovoide y se encuentran distribuidos regularmente a lo largo de toda la pared de la estructura. En muchos casos se encuentran acompañados de abundante fitodetrito (Fig. 4.10a - c). Los ejemplares se encuentran preservados como relieve completo (Fig. 4.10a - c) y epirelieve (Fig. 4.10d).

Distribución: *Ophiomorpha* isp. fue reconocida únicamente en depósitos de areniscas finas tobáceas en la localidad de Bajada Los Molles, acumulados en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas.

Comentarios: Los ejemplares de *Ophiomorpha* isp. se encontraron asociados a ambientes de *offshore-shoreface* inferior y en depósitos del frente deltaico distal. Los ejemplares observados no fueron asignados a ninguna icnoespecie debido a que muchas de las características que deben ser reconocidas no son visibles en los especímenes analizados. Tampoco pudo distinguirse con facilidad la morfología de los pellets, razón por la cual el material analizado se atribuyó a *Ophiomorpha* isp. El ejemplar de la figura 4.10d es similar al material descrito por Lucas (2019) para las Trinidad Sandstones aflorantes en el Vermejo Park, México. Este autor asigna sus ejemplares a *Ophiomorpha* isp. coincidiendo con la clasificación aquí considerada. Sin embargo, a diferencia de los registros descritos por Lucas (2019), en los ejemplares aquí analizados se pueden observar los pellets en relieve positivo, mientras que en el material de las Trinidad Sandstones, sólo se observan los moldes de los mismos.

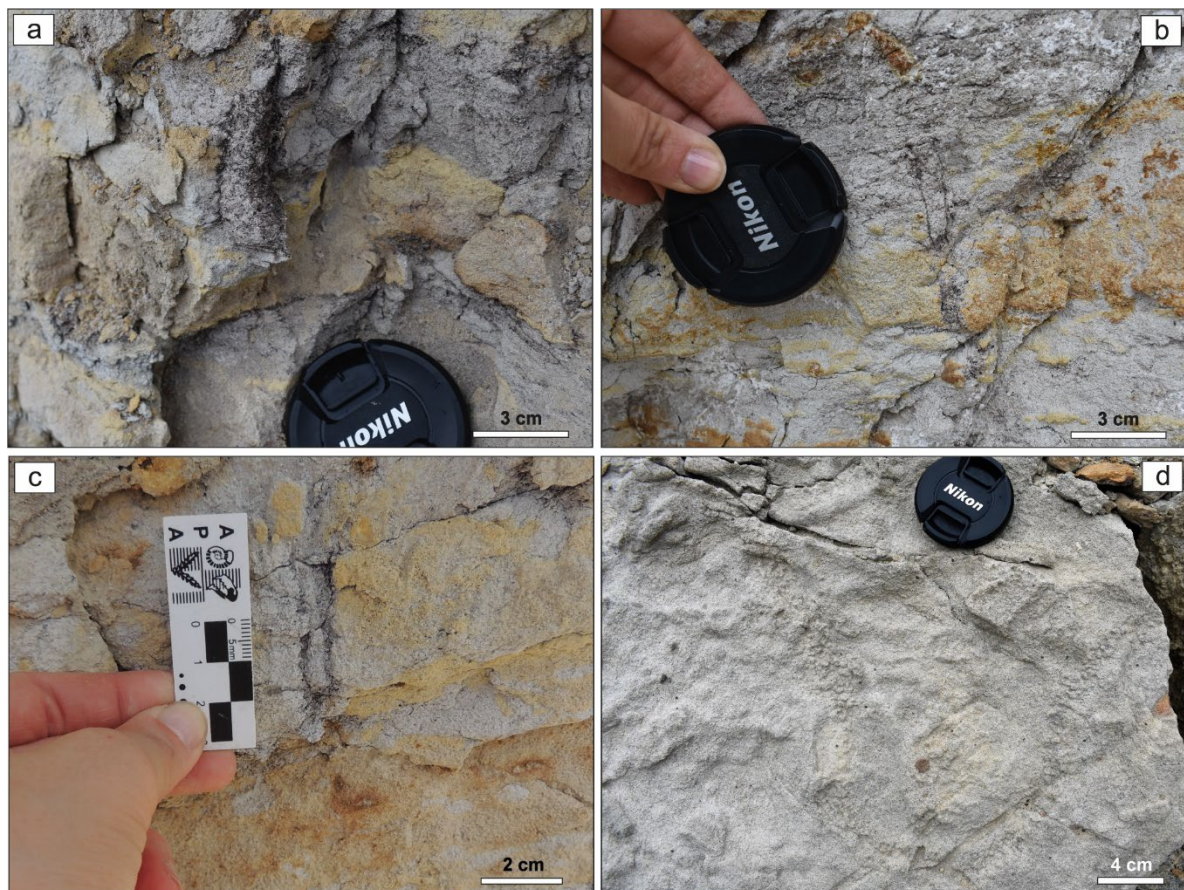


Figura 4.10. (a) – (c). Ejemplares de *Ophiomorpha* isp. preservados en relieve completo en areniscas finas tobáceas de ambientes de frente deltaico. Se observan los pellets acompañados de abundante contenido de fiodestrito. (d) Ejemplar de *Ophiomorpha* isp. preservado como epirelief en areniscas finas a medias de depósitos de *shoreface*.

4.2.7 Icnogénero *Phycosiphon* Fischer-Ooster 1858

Discusión: *Phycosiphon* comprende pequeñas excavaciones con *spreite* dispuestos en lóbulos con forma de “U”. Cada lóbulo incluye un *spreite* de escala centimétrica a milimétrica y un canal marginal (Wetzel y Bromley 1994, Uchman 1995, Knaust 2017). El sistema de excavaciones es comúnmente paralelo a la estratificación, aunque también suelen disponerse de forma oblicua. Este icnogénero se encuentra principalmente en sustratos limosos o arenosos de grano fino (Knaust 2017). *Phycosiphon* se reconoce desde el Ordovícico hasta la actualidad (Wetzel y Wijayananda 1990, Mángano *et al.* 2002) y podría ser generada por poliquetos depositívoros y oportunistas (Fu 1991, Goldring *et al.* 1991, Mángano *et al.* 2002, Rodríguez – Tovar *et al.* 2014). *Phycosiphon* es común en zonas de *shoreface* inferior, *offshore* y ambientes marinos profundos, generalmente con disponibilidad de nutrientes y poco oxigenados, afectados por corrientes de fondo, hiperpicnitas y tormentas (Wetzel y Uchman 2001, Mángano *et al.* 2002, Wetzel *et al.* 2008, Callow *et al.* 2013, Rodríguez – Tovar *et al.* 2014, Kanust 2017).

4.2.7.1 *Phycosiphon incertum* Fischer-Ooster 1858

Material: Seis muestras de mano correspondientes a areniscas muy finas y pelitas con numerosos ejemplares de *Phycosiphon incertum*. Numerosos ejemplares observados en afloramiento, en areniscas muy finas.

Descripción: Lóbulos recurrentes en forma de U con *spreite*, que se presentan en su mayoría, paralelos a la estratificación. En sección transversal, muestran dos núcleos oscuros (0,4 - 0,8 mm de ancho) rodeados por halos claros (0,3 - 0,09 mm de ancho) (Fig. 4.11a), estos últimos conectados por un *spreite* de color claro (Fig. 4.11d). Se preservan como relieve completo (Fig. 11a-d).

Distribución: *Phycosiphon incertum* fue observado en las tres localidades estudiadas. Esta icnoespecie se encuentra asociada a depósitos de fangolitas de ambientes de *offshore* – plataforma, y depósitos de areniscas finas a medias relacionados a posiciones de albardón de canales hiperpícnicos (Fig. 4.11a), y depósitos de tormenta en la Sierra de Chacaico. En el anticlinal de Picún Leufú, los ejemplares de *P. incertum* se encuentran preservados en depósitos de fangolitas del *offshore* y prodelta (Fig. 4.11b). *Phycosiphon incertum* fue también observado en depósitos de albardón producidos por corrientes de densidad en la localidad de Chacay Melehue (Fig. 4.11c - d).

Comentarios: los ejemplares de *Phycosiphon incertum* analizados no presentan un *spreite* evidente entre los lóbulos. Los ejemplares de *Phycosiphon incertum* presentan una morfología similar a los asignados a *Nereites* isp., pero a diferencia de estos últimos, *Phycosiphon incertum* tiene *spreite* y un menor tamaño.

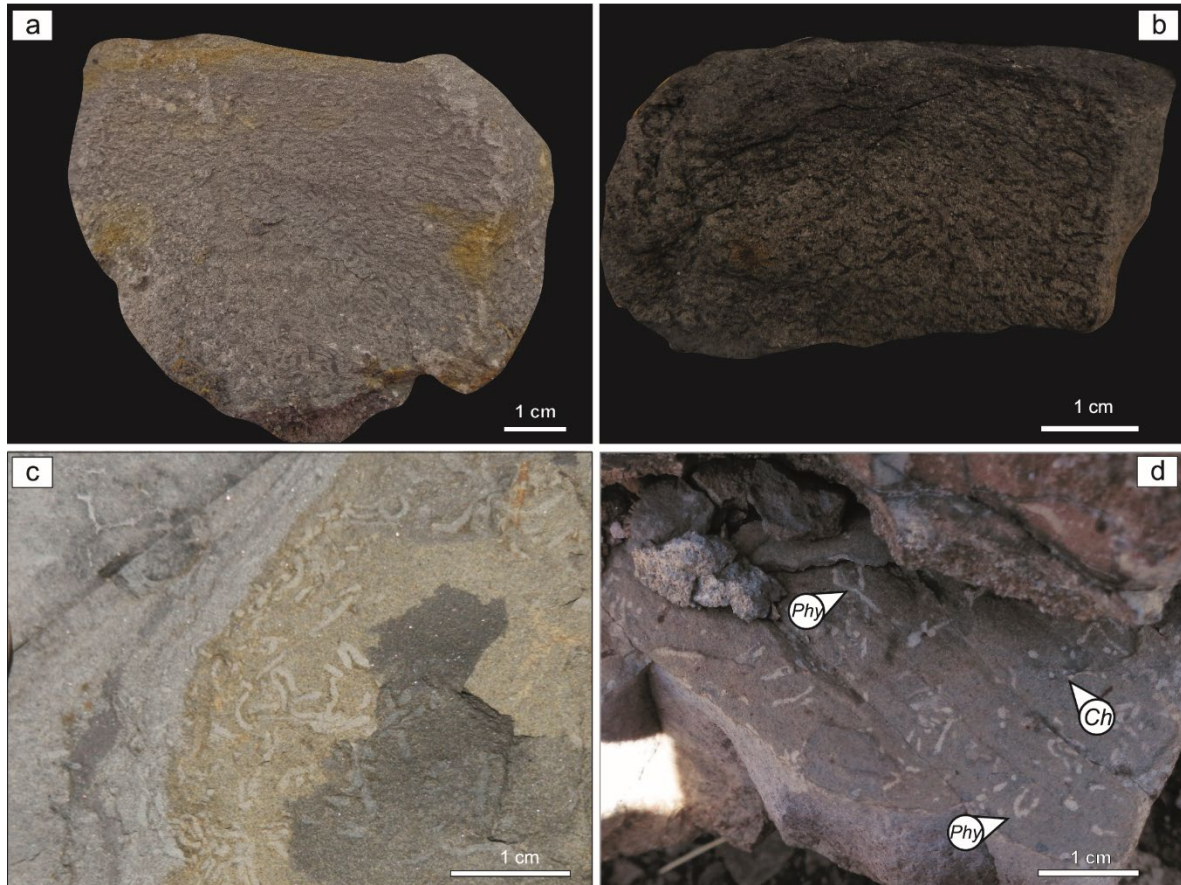


Figura 4.11. (a). *Phycosiphon incertum* en areniscas finas a medias asociadas a depósitos de frente deltaico distal en el Anticlinal de Picún Leufú. Notesé asociación con *Chondrites* isp. (b). *Phycosiphon incertum* en areniscas finas a medias de depósitos de prodelta en el Anticlinal de Picún Leufú. (c) – (d). Ejemplares de *Phycosiphon incertum* (*Phy*) dispuestos en areniscas finas a medias asociadas a depósitos de albardones de descargas de densidad en la zona de Chacay Melehue. Nótese asociación con *Chondrites* isp. (*Ch*).

4.2.8 Icnogénero *Phymatoderma* Brongniart 1849

Discusión: Estructura horizontal a subhorizontal con forma general digitada, compuesta de lóbulos ramificados irregularmente que se extienden desde un punto en común (Uchman y Gaździcki 2010, Izumi 2015). Los lóbulos presentan forma de palma,

bordes irregulares, y se encuentran rellenos con pellets dispuestos de forma perpendicular al eje más largo del lóbulo (Fu 1991, Uchman y Gaździcki 2010, Izumi 2015). El rango estratigráfico de *Phymatoderma* es desconocido ya que este icnogénero suele ser reconocido como *Chondrites* de gran tamaño (Miller 1998). El icnogénero *Phymatoderma* sería generado por organismos depositívoros superficiales (Izumi 2012), y es común en ambientes marinos, sobre todo en la plataforma exterior o en entornos más profundos (Uchman y Gaździcki 2010). *Phymatoderma* suele estar presente en pelitas negras (Izumi 2012), y refleja condiciones de buena oxigenación de la columna de agua, y condiciones de disoxia en el agua poral (Izumi 2012, Lima y Netto 2012, Baucon *et al.* 2015).

4.2.8.1 *Phymatoderma* isp.

Material: Algunos ejemplares observados en afloramiento en depósitos con estratificación mixta. Muestras de mano con varios ejemplares, pertenecientes a depósitos heterolíticos.

Descripción: Sistema de excavaciones dispuesto de forma horizontal a subhorizontal con lóbulos que se ramifican a partir de un punto en común. Las excavaciones poseen una longitud que varía entre 17.97 – 28.42 mm, y un desarrollo vertical que alcanza los 5.72 mm (Fig. 4.12a - d). Los lóbulos pueden poseer una terminación redondeada (Fig. 4.12a - b), o irregular en forma de palma (Fig. 4.12d), y poseen diámetros que varían entre 0.98 – 1.47 mm. Los lóbulos se encuentran rellenos por areniscas muy finas masivas, no distinguiéndose pellets a simple vista.

Distribución: Los ejemplares de *Phymatoderma* isp. se observaron en las localidades de Sierra de Chacaicó y en el Anticlinal de Picún Leufú asociados a depósitos heterolíticos y fangolitas. En la localidad de Sierra de Chacaico los ejemplares se disponen 4 m por arriba del contacto entre las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles.

Comentarios: *Phymatoderma* isp. ocurre en depósitos de *offshore*. Los ejemplares observados fueron asignados a *Phymatoderma* isp. debido a que no se pudieron identificar características diagnósticas para su clasificación a nivel icnoespecífico. *Phymatoderma* isp. se encuentra asociada con ejemplares de *Chondrites intricatus* en el área del anticlinal de Picún Leufú y en la localidad de Sierra de Chacaicó. En esta última localidad también se la encontró retrabajando una icnofábrica previa de *Phycosiphon incertum*.

Phymatoderma isp. es más abundante en el perfil de Sierra de Chacaicó (área de Arroyo Lapa).

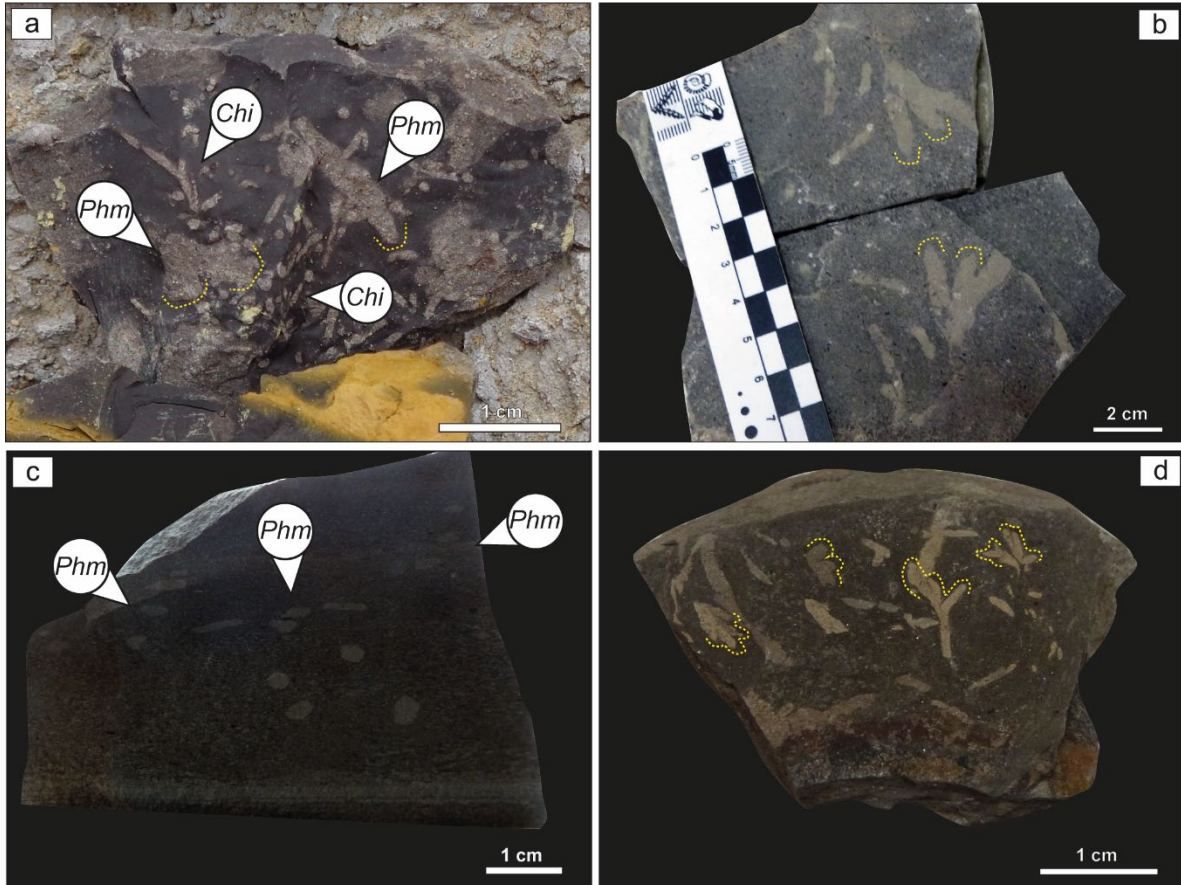


Figura 4.12. (a). Vista oblicua de ejemplares de *Phymatoderma* isp. (*Phm*) y *Chondrites intricatus* (*Chi*) en heterolitas interpretadas como ambientes de *offshore* en la zona del Anticlinal de Picún Leufú. Note la terminación redondeada de los lóbulos (indicada con línea punteada amarilla) en *Phymatoderma* isp. (*Phm*). (b). Vista de una sección horizontal de depósitos heterolíticos acumulados en ambientes de *offshore*, con ejemplares de *Phymatoderma* isp. , en la localidad de la Sierra de Chacaicó. Obsérvese la terminación redondeada de los lóbulos (indicada con línea punteada amarilla). (c). Vista en sección transversal de ejemplares de *Phymatoderma* isp. (*Phm*) en heterolitas arenosas (Sierra de Chacaicó). Note que *Phymatoderma* isp. (*Phm*), se encuentra cortando una icnofábrica de *Phycosiphon*. (d). Vista en planta de *Phymatoderma* isp. en heterolitas de ambientes de *offshore* en la localidad de la Sierra de Chacaico. Obsérvese la terminación en forma de palma de los lóbulos (indicada con línea punteada amarilla).

4.2.9 Icnogénero *Planolites* Nicholson 1873

Discusión: *Planolites* comprende excavaciones simples, rectas a sinuosas sin ramificación, que carecen de una pared distintiva (Uchman 1995, Kaur *et al.* 2021). La superficie de esta traza fósil puede ser suave a rugosa (Kaur *et al.* 2021). En sección transversal estas excavaciones se observan cilíndricas a elípticas, y poseen variadas dimensiones. El relleno difiere de la roca hospedante y se presenta masivo (Pemberton y Frey 1982, Pemberton *et al.* 1992, Uchman 1995, Stachacz 2012). *Planolites* se reconoce desde el Precámbrico hasta la actualidad (Häntzschel 1975, Uchman *et al.* 2005), y se interpreta como generada por organismos vermiformes depositívoros (Keighley y Pickerill 1995, Kaur *et al.* 2021). *Planolites* se encuentra presente tanto en ambientes continentales (*e.g.* llanuras de inundación fluviales), como en ambientes marinos desde someros a profundos (Pemberton *et al.* 1992, Uchman 1995).

4.2.9.1 *Planolites* isp.

Material: Tres ejemplares estudiados en muestras de mano compuestas por fangos y areniscas finas. Variosejemplares observados en afloramientos de depósitos heterolíticos.

Descripción: En sección transversal, los ejemplares analizados presentan una forma elíptica, con el eje mayor que varía entre 80 – 2.86 mm, y el eje menor que varía entre 1.21-2.89 mm. Se encuentran rellenos por areniscas tobáceas muy finas (Fig. 4.13a - d) y, en algunos ejemplares, puede observarse la presencia de un revestimiento pared muy delgado compuesta por fango (Fig. 4.13a - b). Se encuentran preservados en relieve completo y epirelieve positivo.

Distribución: *Planolites* fue identificada únicamente en los depósitos que se encuentran en el Anticlinal de Picún Leufú, en pelitas masivas y en areniscas finas tobáceas.

Comentarios: *Planolites* isp. fue reconocido en ambientes de *offshore* y prodelta. En algunos casos, los ejemplares de *Planolites* isp. se encuentran retrabajando una icnofábrica previa de *Phycosiphon incertum*, en depósitos de heterolitas fangosas (Fig. 4.13c). La escasa preservación de los ejemplares no permitió una determinación a nivel icnoespecífico.



Figura 4.13. (a). *Planolites* isp. en areniscas finas tobáceas. Puede observarse la excavación revestida por una capa de fango. (b). *Planolites* isp. en heterolitas fangosas. Se observan ejemplares de *Planolites* isp. de gran tamaño revestidos de fango. (c). *Planolites* isp. en areniscas muy finas en la localidad de Picún Leufú. (d). *Planolites* isp. en areniscas finas tobáceas en la localidad de Bajada Los Molles (Anticlinal de Picún Leufú).

4.2.10 Icnógenero *Skolithos* Haldemann 1840

Discusión: *Skolithos* comprende excavaciones simples, rectas a levemente curvadas sin ramificación, dispuestas de forma perpendicular a la estratificación, que pueden o no presentar su apertura superior en forma de embudo (Uchman 1995, Schlirf y Uchman 2005, Knaust *et al.* 2018). *Skolithos* puede poseer una pared distintiva, o no presentar pared, y su relleno suele ser masivo y de litología similar a la roca hospedante (Uchman 1995, Knaust *et al.* 2018). En sección transversal se observan trazas cilíndricas a elípticas de variadas dimensiones (Alpert 1974, Bhattacharya *et al.* 2021). *Skolithos* se reconoce desde el Neoproterozoico hasta la actualidad (Howard y Frey 1975, Mángano y Buatois 2004, Schlirf y Uchman 2005), y se propone que es generada por organismos

suspensívoros o depositívoros como poliquetos, anélidos y forónidos (Desjardins *et al.* 2010, Knaust *et al.*, 2018, Bhattacharya *et al.* 2021). *Skolithos* se asocia a ambientes conrelativa alta energía y someros (Desjardins *et al.* 2010, Knaust 2017), comúnmente en ambientes marinos marginales tales como zonas de *shoreface* o zona submareal (Desjardins *et al.* 2010, Knaust *et al.* 2018). También se lo vinculó a ambientes marinos marginales con ocurrencia de descargas hiperpícnicas (Bhattacharya *et al.* 2021).

4.2.10.1 *Skolithos linearis* Haldemann 1840

Materiales: Doce ejemplares observados en afloramiento, preservados en niveles de areniscas finas y medias.

Descripción: Excavaciones cilíndricas rectas a suavemente curvadas, verticales, de diámetros que varían entre 3 - 12 mm y longitudes entre 30 - 128 mm. No se observa pared y el relleno se presenta masivo, pudiendo ser arenoso o fangoso. Se encuentran preservadas como relieve completo (Fig. 4.14 a, b).

Distribución: *Skolithos linearis* fue observado únicamente en depósitos de areniscas medias a gruesas del área de Bajada de Los Molles, en el anticlinal de Picún Leufú.

Comentarios: Esta icnoespecie se observó en ambientes de *shoreface* inferior, ocasionalmente afectados por tormentas. *Skolithos linearis* no se encontró asociado a otros icnotaxones, y su abundancia es baja a lo largo de todas las secciones medidas en el anticlinal de Picún Leufú.

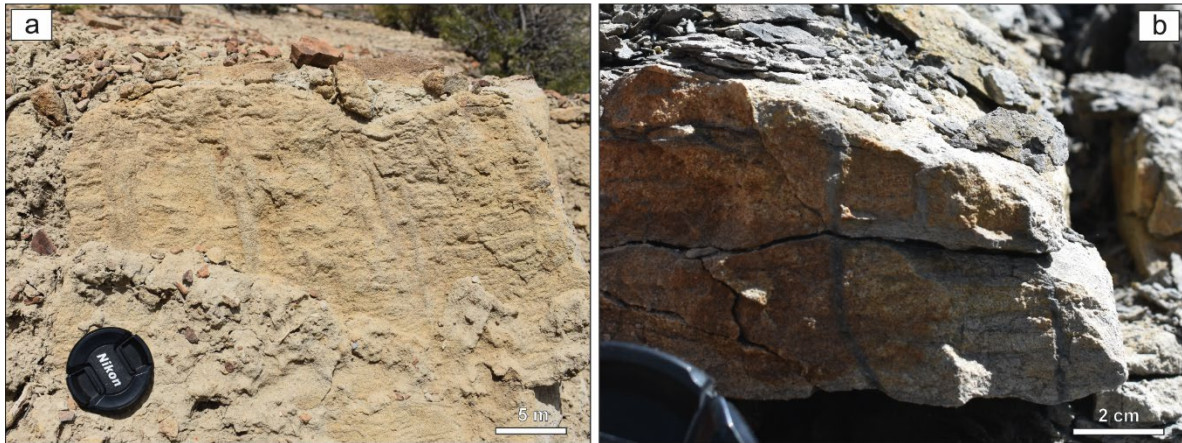


Figura 4.14. (a). *Skolithos linearis* en areniscas medias a gruesas pertenecientes a ambientes de *shoreface*. Obsérvese el relleno arenoso de estas estructuras. **(b).** *Skolithos linearis* en capas de areniscas finas a medias de prodelta. Nótese el relleno fangoso.

4.2.11 Icnogénero *Teichichnus* Seilacher 1955

Discusión: *Teichichnus* incluye aquellas excavaciones con *spreite*, rectas, sinuosas o en zig-zag, que se forman por el desplazamiento vertical de tubos horizontales u oblicuos. El tubo causativo puede o no preservarse (Schrilf 2000, Knaust 2018). El *spreite* puede ser tanto protrusivo como retrusivo. Pueden presentar o no ramificaciones y no poseen pared (Schrilf y Bromley 2007, Knaust 2018). *Teichichnus* se reconoce desde el Cámbrico inferior al Holoceno (Knaust 2018). Se considera que esta estructura es generada por organismos vermiformes depositívoros y artrópodos (Knaust 2018). *Teichichnus* ocurre comúnmente en ambientes marinos y de transición.

4.2.11.1 *Teichichnus rectus* Seilacher 1955

Material: Dos ejemplares analizados en muestras de mano preservados en depósitos heterolíticos. Varios ejemplares analizados en afloramiento.

Descripción: Estructuras verticales a oblicuas con *spreite*. La longitud del *spreite* varía entre 5 - 14.1 mm, alcanzando un valor máximo de 18 mm. Se encuentran preservados como relieve completo (Fig. 4.15a - d).

Distribución: *Teichichnus rectus* fue observado únicamente en depósitos de areniscas muy finas a finas que ocurren en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas, en el área del anticlinal de Picún Leufú.

Comentarios: *Teichichnus rectus* fue observado en depósitos de *offshore*. Si bien los ejemplares analizados no presentan una preservación destacada, fueron asignados a esta icnoespecie debido a su disposición principalmente vertical, y a la presencia de *spreite* compuesto por láminas paralelas apiladas, dispuestas de forma vertical respecto al plano de estratificación (Buckman 1992, Knaust 2018).

4.2.12 Icnogénero *Thalassinoides* Ehrenberg 1944

Discusión: *Thalassinoides* incluye sistemas de excavaciones compuestas por galerías cilíndricas verticales, inclinadas y horizontales con ramificaciones en forma de “Y” o “T”, pudiéndose observar ensanchamientos en las zonas de bifurcación (Frey y Howard 1985, Ekdale 1992). Las excavaciones presentan relleno pasivo y suelen presentar límites suaves (Yanin y Baraboshkin 2013). *Thalassinoides* se reconoce desde el Cámbrico Tardío al Holoceno (Myrow 1995, Nickell y Atkinson 1995), y esta estructura se atribuye a la actividad de crustáceos decápodos, tanto depositívoros como suspensívoros, desde el Pérmico al Holoceno (Ekdale y Bromley 2003, Yanin y Baraboshkin 2013). Sin embargo, para los ejemplares paleozoicos, se considera que otros artrópodos y organismos vermiformes podrían haber sido los organismos productores de estas estructuras (Ekdale y Bromley 2003, Cherns *et al.* 2006). *Thalassinoides* ocurre comúnmente en ambientes marinos y de transición (Pemberton *et al.* 1992, Ekdale y Bromley 1991, Yanin y Baraboshkin 2013). También es posible encontrar este icnogénero en sustratos firmes como componente de la icnofacies de *Glossifungites* (Savrda *et al.* 2001, Buatois y Mángano 2011, Knaust 2017, Savrda 2019).

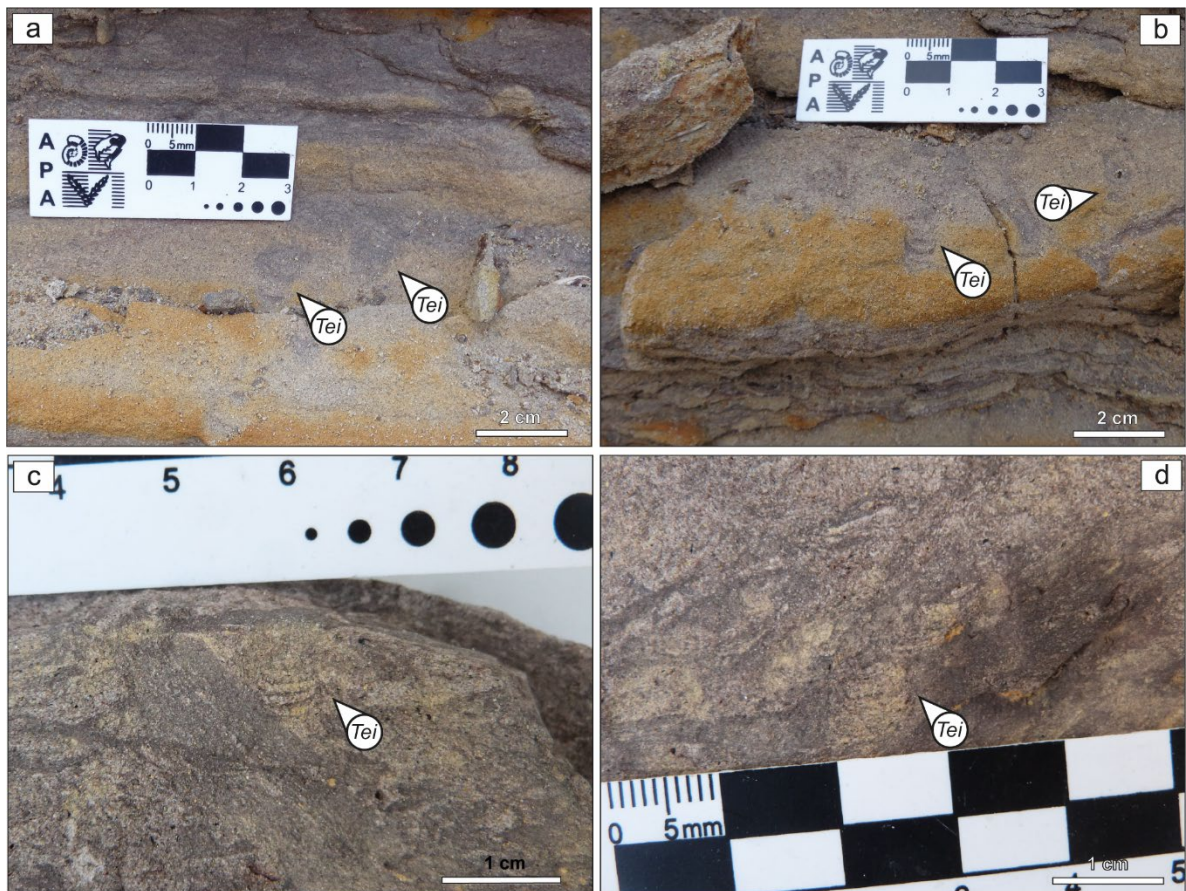


Figura 4.15. (a) – (b). Vista oblicua de ejemplares de *Teichichnus rectus* (*Tei*) en facies de areniscas finas a muy finas asociadas a ambientes de *offshore*. Estos ejemplares fueron observados en el flanco noreste del Anticlinal Picún Leufú (Estancia Los Pozuelos). **(c) – (d).** Vista oblicua de *Teichichnus rectus* (*Tei*) en facies de areniscas finas a muy finas asociadas a ambientes de *offshore*. Estos ejemplares fueron observados en el flanco sur del Anticlinal Picún Leufú (Zona Bajada de Los Molles).

4.2.12.1 *Thalassinoides* isp.

Materiales: Un ejemplar en muestra de mano preservado en niveles de fangolitas masivas.

Descripción: Sistema de excavaciones cilíndricas predominantemente horizontales con ramificaciones en forma de “Y”. Las galerías tienen diámetros irregulares que varían entre 4 – 7 mm, y ensanchamientos en las zonas de bifurcación. Presentan un relleno masivo oxidado, sin pared (Fig. 4.16a). En corte transversal las excavaciones se observan con forma elíptica y poseen un diámetro que varía entre 3.7 – 6 mm (Fig. 4.16b). Se preservan como relieve completo.

Distribución: *Thalassinoides* isp. fue observado únicamente en depósitos de la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas, en el área del anticlinal de Picún Leufú.

Comentarios: Este ejemplar de *Thalassinoides* isp. ocurre asociado a pelitas de *offshore*. Debido a que sólo se cuenta con un ejemplar, no se pudo realizar una asignación icnoespecífica. Es importante destacar que este ejemplar presenta oxidación en sus galerías, y que además se encuentra dispuesto en un sustrato que parecería firme al momento de su emplazamiento, ya que sus límites son netos.



Figura 4.16. Ejemplar de *Thalassinoides* isp. en pelitas de ambientes de *offshore*. **(a).** Vista horizontal en la que se puede observar la ramificación en forma de “Y”, y el ensanchamiento en las zonas de bifurcación. **(b).** Vista transversal, donde se pueden observar la sección elíptica y los límites netos de la estructura.

4.2.13 Ichnogénero *Trichichnus* Frey 1970

Discusión: *Trichichnus* comprende una excavación cilíndrica recta a sinuosa, poco ramificada o sin ramificaciones, que puede orientarse en diferentes ángulos con respecto a la estratificación (Uchman 1999, Stachacz 2012). Las excavaciones pueden o no tener pared, y se encuentran rellenas de sulfuros como pirita (Kedzierski *et al.* 2015). *Trichichnus* se reconoce desde el Cámbrico al Holoceno (Wetzel 1983, Stachacz 2012, Kedzierski *et al.* 2015). Interpretaciones previas consideraban que el icnogénero *Trichichnus* era generado por un organismo invertebrado oportunista tolerante a condiciones de baja oxigenación (McBride y Picard 1991, Uchman 1995). A partir de imágenes de microtomografía, Kedzierski *et al.* (2015) proponen que *Trichichnus* podría ser generado por bacterias que forman matas microbiales en ambientes disóxicos.

Trichichnus fue descrito en sedimentos marinos de someros a profundos, comúnmente en sustratos de grano fino con aguas porales disóxicas (Kotlarczyk y Uchman 2012, Kedzierski *et al.* 2015).

4.2.13.1 *Trichichnus appendicus* Uchman 1999

Materiales: Seis ejemplares preservados en afloramientos, en niveles de pelitas y areniscas finas.

Descripción: Excavaciones rectas a sinuosas, ramificadas, orientadas preferencialmente de forma paralela u oblicua respecto a la estratificación (Fig. 4.17a, b). Las ramificaciones se disponen de forma lateral a la excavación principal, y presentan longitudes que varían entre 2 - 10 mm. Las excavaciones se encuentran rellenas por piritita y presentan un halo de color distinto al de la roca hospedante (Fig. 4.17a, b). El diámetro de los túneles es constante y varía entre 0.1 - 0.3 mm (Fig. 4.17a, b). Los ejemplares están preservados en relieve completo.

Distribución: *Trichichnus appendicus* fue observado en niveles de pelitas y areniscas finas el área de Chacay Melehue, mientras que en Sierra de Chacaicó ocurre en niveles de fangolitas.

Comentarios: *Trichichnus appendicus* fue principalmente reconocido en ambientes de *offshore* y, de manera subordinada, en albardones construidos por corrientes de densidad. Si bien no se observaron ejemplares de *Trichichnus appendicus* bajo el microscopio de barrido electrónico, el relleno de los ejemplares asignados a esta icnoespecie es idéntico al observado en los ejemplares asignados a *Trichichnus isp.*

4.2.13.2 *Trichichnus isp.*

Material: Tres ejemplares analizados en muestras de mano compuestas por fangolitas y areniscas finas. Seis ejemplares estudiados en afloramiento en fangolitas y areniscas finas.

Descripción: Excavaciones rectas a sinuosas, no ramificadas, orientadas preferencialmente de forma perpendicular o levemente oblicua respecto a la estratificación (Fig. 4.17c, d, f). Las excavaciones se encuentran rellenas por piritita (Fig. 4.17e), y presentan un halo de color distinto al de la roca hospedante (Fig. 4.17c, d, f). El

diámetro de los túneles es constante y varía entre 0.1 - 0.3 mm (Fig. 4.17c - f). Los ejemplares están preservados en relieve completo.

Distribución: *Trichichnus* isp. fue observado en las tres localidades estudiadas, aunque se encontró con mayor frecuencia y abundancia en el área de Chacay Melehue. *Trichichnus* isp. se asocia principalmente con niveles de pelitas y areniscas finas y, en Chacay Melehue también ocurre en niveles de fangolitas. Es una traza fósil muy recurrente en todos los perfiles de la Formación Los Molles.

Comentarios: *Trichichnus* isp. ocurre en depósitos de albardones generados por descargas de densidad y en ambientes de *offshore*. Si bien los ejemplares representados en las Fig. 4.17c, d, f no presentan ramificaciones, la preservación de la pared no es clara, por lo que no se pudo distinguir entre *T. simplex* y *T. linearis*. Es por este motivo que se designó a estos ejemplares sólo a nivel icnogénérico.

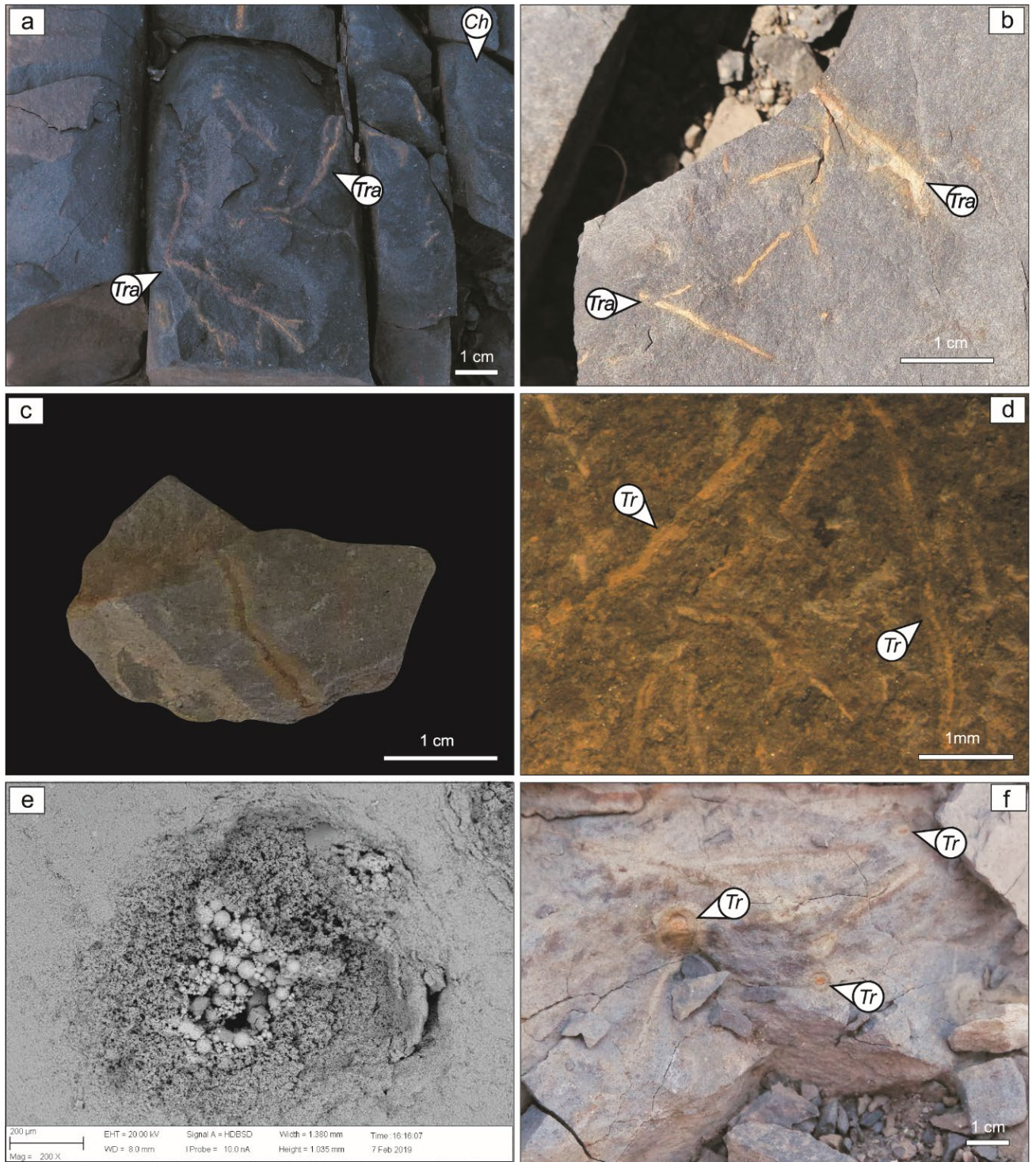


Figura 4.17. (a). Corte oblicuo de ejemplares de *Trichichnus appendicus* (*Tra*) en fangolitas depositadas en ambientes de *offshore* – plataforma en la localidad de Chacay Melehue. Nótese las diversas ramificaciones que presenta esta estructura. **(b).** Vista en planta de ejemplares *Trichichnus appendicus* (*Tra*) en facies de areniscas finas en ambientes de *offshore* – plataforma en la localidad de Chacay Melehue. **(c).** Vista en sección de *Trichichnus* isp. en fangolitas de la localidad de Sierra de Chacaico. **(d).** Vista en planta de ejemplares *Trichichnus* isp. (*Tr*) en depósitos fangosos de *offshore* – plataforma que ocurren en la localidad de Chacay Melehue. Nótese el relleno de pirita framboidal en el núcleo de las trazas fósiles (fotografía tomada con lupa binocular). **(e).** Imagen tomada con Microscopio de Barrido Electrónico. Note el relleno del túnel con pirita framboidal y el retrabajo del sedimento dispuesto alrededor del túnel. Ejemplar encontrado en la localidad de Chacay Melehue **(f).** Sección transversal de *Trichichnus* isp. dispuesto en areniscas tobáceas de depósitos de albardón asociados a descargas de densidad, en la localidad de Chacay Melehue.

4.3 REFERENCIAS

- Alpert, S.P. 1974. Systematic Review of the Genus *Skolithos*. *Journal of Paleontology*, 48: 661-669.
- Baucon, A., Bednarz, M., Dufour, S., Felletti, F., Malgesini, G., de Carvalho, C.N., Niklas, K.J., Wehrmann, A., Batstone, R., Bernardini, F. and Briguglio, A. 2020. Ethology of the trace fossil *Chondrites*: form, function and environment. *Earth-Science Reviews*, 202: 102989p.
- Baucon, A., Venturini, C., Neto de Carvalho, C., Felletti, F., de Carvalho, C.N., Felletti, F. and Muttoni, G. 2015. Behaviours mapped by new geographies: ichnonetwork analysis of the Val Dolce Formation (lower Permian; Italy-Austria). *Geosphere*, 11: 744–776.
- Belaústegui, Z. and de Gibert, J.M. 2013. Bow-shaped, concentrically laminated polychaete burrows: A *Cylindrichnus concentricus* ichnofabric from the Miocene of Tarragona, NE Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 381–382: 119–127.
- Bertling, M., Braddy, S.J., Bromley, R.G., Demathieu, G.R., Genise, J., Mikuláš, R., Nielsen, J.K., Nielsen, K.S.S., Rindsberg, A.K., Schlirf, M. and Uchman, A. 2006. Names for trace fossils: a uniform approach. *Lethaia*, 39: 265 –286.
- Bhattacharya, B., Bhattacharjee, J., Banerjee, S., Roy, T and Bandyopadhyay, S. 2021. Palaeogeographic implications of ichnotaxa assemblages from early Permian fluvio-marine Barakar Formation, Raniganj Basin, India. *Journal of Earth System Science*, 130: 12. <https://doi.org/10.1007/s12040-020-01522-w>
- Buatois, L.A., Mángano, M.G. 2004. Terminal Proterozoic-Early Cambrian ecosystems: ichnology of the Puncoviscana Formation, northwest Argentina. *Fossils Strata*, 51: 1–16.
- Buatois, L.A., and Mángano, M.G. 2011. *Ichnology, Organism- Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press. London. 358 pp.
- Buatois, L. A., Carmona, N. B., Allen Curran, H., Netto, R. G., Mángano, M. G., Wetzel, A. 2016. The Mesozoic Marine Revolution. In Mángano M.G. and Buatois L.A.

- eds., The trace-fossil record of major evolutionary changes, vol. 2: Mesozoic and Cenozoic. *Topics in Geobiology*, 40: 19-134.
- Bromley, R.G. 1990. Trace fossil. Biology and taphonomy. Unwin Hyman. London. 280 pp.
- Bromley, R.G. 1996. Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications. Chapman and Hall. Londres. 361 pp.
- Brongniart, A.T. 1823. Observations sur les fucoids. *Société d'Histoire Naturelle de Paris, Mémoires*, 1: 301-320.
- Brongniart, A.T. 1849. Tableau des genres de végétaux fossiles considérés sous le point de vue de leur classification botanique et de leur distribution géologique. *Dictionnaire Universel d'Histoire Naturelle*, 13: 1–127.
- Buckman, J.O. 1992. Lower Carboniferous trace fossils from northwest Ireland. Queen's University of Belfast. PhD Thesis. 356pp.
- Callow, R.H.T., McIlroy, D. and Brasier, M.D. 2011. John Salter and the Ediacara Fauna of the Longmyndian Supergroup. *Ichnos* 18: 176–187.
- Callow, R.H.T., McIlroy, D., Kneller, B. and Dykstra, M. 2013. Integrated ichnological and sedimentological analysis of a Late Cretaceous submarine channel-levee system: the Rosario Formation, Baja California, Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 41: 277-294.
- Campbell, K.A., Nesbitt, E.A. and Bourgeois, J. 2006. Signatures of storms, oceanic floods and forearc tectonism in marine shelf strata of the Quinault Formation (Pliocene), Washington, USA. *Sedimentology*, 53: 945 –969.
- Campetella, D.M., Carmona, N.B., Ponce, J.J., Wetzell, A., Rodriguez, M.N. y Parada, M.N. 2020. Trace fossils as tools to unravel oxygen conditions: A case study from Los Molles Formation (Toarcian-lower Callovian). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77: 463 – 477.
- Carmona, N.B. 2005. Icnología del Mioceno marino en la Región del Golfo San Jorge. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral. 250pp.

- Carmona, N.B., Buatois, L.A. and Mángano, M.G. 2004. The trace fossil record of burrowing decapod crustaceans: evaluating evolutionary radiations and behavioural convergence. *Fossils Strata*, 51:141–153.
- Chamberlain, C.K. and Baer, J.L. 1973. *Ophiomorpha* and a new thalassinoid burrow from the Permian of Utah. *Brigham Young University Geology Studies*, 20: 79–94.
- Cornish, F.G. 1986. The trace-fossil Diplocraterion: evidence of animal-sediment interactions in Cambrian tidal deposits. *Palaios*, 1: 478-491.
- D'Alessandro, A. and Bromley, R.G. 1987. Meniscate trace fossils and the Muensteria Taenidium problem. *Palaeontology*, 30: 743-763.
- Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. 2005. Tafonomía y modo de vida de especies de *Retroceramus* (Bivalvia) del Jurásico medio de Argentina. *Ameghiniana*, 42: 23.
- Dashtgard, S.E., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. 2008. Grain-size controls on the occurrence of bioturbation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 257:224–243.
- Desai, B.G., Shukla, R. and Saklani, R.D. 2010. Ichnology of the Early Cambrian Tal Group, Nigalidhar Syncline, Lesser Himalaya, India. *Ichnos*, 17:233–245.
- Desjardins, P.R., Mángano, M.G., Buatois, L.A. and Pratt, B.R. 2010. *Skolithos* pipe rock and associated ichnofabrics from the southern Rocky Mountains, Canada: colonization trends and environmental controls in an early Cambrian sand-sheet complex. *Lethaia*, 43: 507–528.
- Díez-Canseco, D., Buatois, L., Mángano, M., Díaz-Molina, M. and Benito, M. 2016. Ichnofauna from coastal meandering channel systems (Upper Cretaceous Tresp Formation, South-Central Pyrenees, Spain): Delineating the fluvial-tidal transition. *Journal of Paleontology*, 90: 250-268. doi:10.1017/jpa.2016.12
- Ehrenberg, K. 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift*, 23: 354-359.

- Ekdale, A.A. 1992. Muckraking and mudslinging: the joys of deposit feeding. In Trace Fossil, eds., C.G. Maples and R.R. West. Paleontological Society Short Course Notes, 5: 145–171.
- Ekdale, A.A. 1977. Abyssal trace fossils in worldwide Deep Sea Drilling Project cores. Trace Fossils: 163 - 182.
- Ekdale, A.A. 1985. Paleoecology of the marine endobenthos. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 50: 63–81.
- Ekdale, A.A. and Bromley, R.G. 2003. Paleoethologic interpretation of complex Thalassinoides in shallow marine limestones, Lower Ordovician, Southern Sweden. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 192: 221–227
- Ekdale, A.A. and Harding, S.C. 2015. *Cylindrichnus concentricus* Toots. in Howard, 1966 (trace fossil) in its type locality, Upper Cretaceous, Wyoming. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 427–432.
- Ekdale, A.A. and Mason, T.R. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. Geology, 16: 720–723.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G. and Pemberton, S.G. 1984. Ichnology, Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes, 15.
- Fischer-Ooster, C. von. 1858. Die fossilen Fucoïden der Schweizer Alpen, nebst Erörterung über deren geologisches Alter. Huber und Companie. Bern. 74 pp.
- Frey, R.W. 1970. Trace fossils of Fort Hays Limestone Member of Niobrara Chalk (Upper Cretaceous), West-Central Kansas. University of Kansas Paleontological Contributions, 53: 1–41.
- Frey, R.W. 1990. Trace fossils and hummocky cross-stratification, Upper Cretaceous of Utah. Palaios, 5:203–218.
- Frey, R.W. and Howard, J.D. 1985. Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Cretaceous), Coal Creek Canyon, Utah. Journal of Paleontology, 59: 370–404.

- 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., Pemberton, S.G. and Saunders, T.D.A. 1990. Ichnofacies and bathymetry: A passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64: 155–158.
- Fu, S. 1991. Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophocteniider Lebensspuren. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 135: 1-79.
- Fürsich, F.T. 1974. On *Diplocraterion* Torell 1870 and the significance of morphological features in vertical, spreiten-bearing, U-shaped trace fossils. *Journal of Paleontology*, 48: 952-962.
- Fürsich, F.T., Alberti, M. and Pandey, D.K. 2017. Behavioural variants of the trace fossil *Gyrochorte*. *Zitteliana* 89: 13–22.
- Gaillard, C. and Racheboeuf, P.R. 2006. Trace fossils from nearshore to offshore environments: Lower Devonian of Bolivia. *Journal of Paleontology*, 80: 1205-1226.
- de Gibert, J.M. and Benner, J.S. 2002. The trace fossil *Gyrochorte*: ethology and paleoecology. *Revista Española de Paleontología*, 17: 1–12.
- Gingras, M.K., Pemberton, S.G., Saunders, T.D.A. and Clifton, H.E. 1999. The ichnology of Modern and Pleistocene brackish-water deposits at Willapa Bay, Washington: Variability in estuarine settings. *Palaios*, 14: 352–374.
- Goldring, R. 1996. The sedimentological significance of concentrically laminated burrows from Lower Cretaceous Cabentonites, Oxfordshire. *Journal of the Geological Society*, 153: 255–263.
- Goldring, R. 1964. Trace fossils and the sedimentary surface in shallow water marine sediments. *Developments in Sedimentology*, 1: 136–143.
- Goldring, R., Pollard, J.E. and Taylor, A.M. 1991. *Anconichnus horizontalis*: a pervasive ichnofabric-forming trace fossil in post-Paleozoic offshore siliciclastic facies. *Palaios*, 6:250–263.
- 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. Paludina and Anculosa. J. Dobson, Philadelphia:3 pp.
- Hall, J. 1843. Geology of New York. Part 4. Survey of the Fourth Geological District. Carroll and Cook. Albany. 683 pp.
- Häntzschel, W. 1975. Trace fossils and problematica (revised and enlarged). In C. Teichert, eds., Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplement 1. Geological Society of America. University of Kansas Press. 269pp.
- Heer, O. 1865. Die Urwelt der Schweiz. Friedrich Schulthess Zürich. 662 pp.
- Howard, J.D. and Frey, R.W. 1975. Regional animal-sediment characteristics of Georgia estuaries. *Senckenbergiana Maritima*, 7: 33-103.
- Hudson, J.D. 1990. Salinity from faunal analysis and geochemistry. In *Palaeobiology, a Synthesis*, ed. D.E.G. Briggs and P.R. Crowther, Oxford, UK: Blackwell Science: 406–410.
- Izumi, K. 2012. Formation process of the trace fossil *Phymatoderma granulata* in the Lower Jurassic black shale (Posidonia Shale, southern Germany) and its paleoecological implications. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 353-355: 116–122.
- Izumi, K. 2015. First report of the ichnogenus *Phymatoderma* from the Hayama Group (Miocene, Japan): Paleobiological and paleoecological implications. *Geobios*, 48: 321–329.
- Kaur, R., Singh, B.P., Bhargava, O.N., Mikuláš, R., Singla, G., Prasad, S.K. and Stopden, S. 2021. Ichnology and biostratigraphic significance of Cambrian trace fossils from the lowest stratigraphic level of Kunzam La Formation, Chandra Valley, Lahaul and Spiti, India. *Ichnos*, 28: 176–207.
- Kędzierski, M., Uchman, A., Sawlowicz, Z. and Briguglio, A. 2015. Fossilized bioelectric wire: the trace fossil *Trichichnus*. *Biogeosciences*, 12: 2301-2309.
- Keighley, D.G. and Pickerill, R.K. 1995. The Ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: Historical perspectives and recommendations. *Ichnos*, 3: 301–309.

- Kineke, G.C., Sternberg, R.W., Trowbridge, J.H. and Rockwell, G.W. 1996. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, 16: 667–696.
- Knaust, D. 2017. *Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation*. Springer. Dordrecht, Heidelberg, New York. 209 pp.
- Knaust, D. 2018. The ichnogenus *Teichichnus* Seilacher, 1955. *Earth-Science Reviews*, 177: 386–403.
- Knaust, D. 2021. *Rosselichnidae* ifam. nov.: burrows with concentric, spiral or eccentric lamination. *Papers in palaeontology*, 7: 1847-1875.
- Kotlarczyk, J. and Uchman, A. 2012. Integrated ichnology and ichthyology of the Oligocene Menilite Formation, Skole and Subsilesian nappes, Polish Carpathians: A proxy to oxygenation history. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 331-332: 104-118.
- Leszczyński, S. 1991. Oxygen-related controls on predepositional ichnofacies in turbidites, Guipúzcoan Flysch (Albian-Lower Eocene), Northern Spain. *Palaios*, 6: 271–280.
- Levin, L.A., Rathburn, A.E., Gutierrez, D., Munoz, P. And Shankle, A. 2003. Bioturbation by symbiont-bearing annelids in near-anoxic sediments; implications for biofacies models and paleo-oxygen assessments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 199: 129–140.
- Lima, J.H.D. and Netto, R.G. 2012. Trace fossils from the Permian Teresina Formation at Cerro Caveiras (S Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 15: 5–22.
- Lucas, S.G. 2019. The trace fossil *Ophiomorpha* from the Upper Cretaceous Trinidad Sandstone, northeastern New Mexico. *New Mexico Geology*, 41: 40–43.
- Lundgren, S.A.B. 1891. Studier ofver fossilförande lösa block. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 13: 111–121.
- MacEachern, J.A. and Gingras, M. 2007. Recognition of brackish-water trace fossil assemblages in the Cretaceous western interior seaway of Alberta. In *Sediment-Organis Interactions: A Multifaceted Ichnology*, eds., R. Bromley, L.A. Buatois,

- M.G. Mángano, J. Genise and R. Melchor. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 88: 149–194.
- 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. In: S.G. Pemberton eds., Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop. Society for Sedimentary Geology Core Workshop, 17: 57–84.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P. and Howell, C.D. Jr. 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides. In River Deltas: Concepts, Models, and Examples, L. Giosan and J.P. Bhattacharya eds., Society for Sedimentary Geology Special Publication, 8: 49–85.
- Macleay, W.S. 1839. Note on the Annelida. En: R.I. Murchinson, The Silurian System, II. J. Murray. London. 2 pp.
- Mángano, M.G. and Buatois, L.A. 2004. Reconstructing early Phanerozoic intertidal ecosystems: Ichnology of the Cambrian Campanario Formation in northwest Argentina. In Webby B.D., Mángano M.G. and Buatois L.A. eds., Trace fossils in Evolutionary Palaeoecology. Fossils and Strata, 51: 17-38.
- Mángano, M.G. and Buatois, L.A., 2014. Decoupling of body-plan diversification and ecological structuring during the Ediacaran–Cambrian transition: evolutionary and geobiological feedbacks. Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences, 281(1780), p.20140038.
- Mángano, M.G. and Buatois, L.A. 2016. The Cambrian explosion. In: Mángano M.G. and Buatois L.A. eds., The trace-fossil record of major evolutionary changes, 1: Precambrian and Paleozoic. Topics in Geobiology, 39: 73-126.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., West, R.R. and Maples, C.G. 2002. Ichnology of Pennsylvanian equatorial tidal flat. The Stull Shale Member at Waverly, Eastern Kansas. Kansas Geological Survey Bulletin, 245: 133 pp.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., Maples, C.G. and West, R.R. 2000. A new ichnospecies of *Nereites* from Carboniferous tidal-flat facies of eastern Kansas, USA:

- Implications for the Nereites-Neonereites debate. *Journal of Paleontology*, 74: 149-157.
- Martinsson, A. 1970. Toponomy of trace fossils. In: T.P. Crimes and J.C. Harper eds., *Trace Fossils, Geological Journal Special Issue*, 3: 323–330.
- McBride, E.F. and Picard, M.D. 1991. Facies implications of *Trichichnus* and *Chondrites* in turbidites and hemipelagites, Marnoso arenacea Formation (Miocene), Northern Apennines, Italy. *Palaios*, 6: 281- 290.
- McIlroy, D. 2022. Were the First Trace Fossils Really Burrows or Could They Have Been Made by Sediment-Displacive Chemosymbiotic Organisms? *Life*, 12: 136pp. <https://doi.org/10.3390/life12020136>
- Miller III, W. and Vokes, E.H. 1998. Large *Phymatoderma* in Pliocene slope deposits, Northwestern Ecuador: Associated ichnofauna, fabrication, and behavioral ecology. *Ichnos*, 6: 23–45.
- Monaco, P. 1995. Relationships between trace-fossil communities and substrate characteristics in some Jurassic pelagic deposits in the Umbria-Marche Basin, central Italy. *Geobios, Memoire Special*, 18: 299 –311.
- Morelle, C. and Denayer, J. 2020. First description of the ichnofauna from the type locality of the Famennian stage (Late Devonian) of S Belgium. *Ichnos*, 27: 384–405.
- Neto de Carvalho, C. and Baucon, A. 2010. Nereites trails and other sandflat trace fossils from Portas de Almourão geomonument (Lower Ordovician, Naturtejo Geopark). *e-Terra*, 17:1–4.
- Netto, R. G., Benner, J.S., Buatois, L.A., Uchman, A., Mángano, M.G., Ridge, J.C., Kazakauskas, V. and Gaigalas, A. 2012. Glacial Environments. *Developments in Sedimentology*, 64: 299-327.
- Nicholson, H.A. 1873. Contributions to the study of the errant annelids of the older Paleozoic rocks. *Royal Society of London*, 21: 288-290.
- Nilsen, T.H. and Kerr, D.R. 1978. Turbidites, redbeds, sedimentary structures, and trace fossils observed in DSDP Leg 38 cores and the sedimentary history of the Norwegian-Greenland Sea. *Deep Sea Drilling Project: Supplement to Volumes*

- XXXVIII, XXXIX, XL and XLI. Government Printing Office, Washington, DC, 29 pp.
- Olariu, C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W. and Gingras, M.K. 2012. Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 279: 134–155. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.018>
- Orłowski, S. 1989. Trace fossils in the Lower Cambrian sequence in the Świętokrzyskie Mountains, Central Poland. *Acta Palaeontológica Polónica*, 34: 211–231.
- Osgood, R.G. Jr. 1970. Trace fossils of the Cincinnati area. *Palaeontographica Americana*, 6: 281-444.
- Pickerill, R.K. and Brenchley, P.J. 1991. Benthic macrofossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies. *Geoscience Canada*, 18: 119 –138.
- Pemberton, S.G., and Frey, R.W. 1982. Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, 56: 843–881.
- Pemberton, G.S., Frey, R.W., Ranger, M.J. and MacEachern, J. 1992. The conceptual framework of ichnology. In Pemberton, G.S. eds., *Application of ichnology to petroleum exploration* Society of Economic Geologists and Paleontologists, Core Workshop 17: 1-31.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D. and Sinclair, I.K. 2001. *Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems. Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin.* Geological Association of Canada Short Course Notes, 15, St. John's.
- Pollard, J.E., Goldring, R. and Buck, S.G. 1993. Ichnofabrics containing Ophiomorpha: significance in shallow - water facies interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 149 –164.
- Ponce, J.J., Carmona, N., Montagna, A.O. 2018. Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas. Descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigo corona y registros de imágenes de pozo. Fundación YPF. Argentina. 166pp.

- 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.
- Rieth, A. 1932. Neue Funde spongiomorpher Fucoiden aus Jura Schwabens. *Geologische und Paläontologische Abhandlungen*, 19: 257–294.
- Rindsberg, A.K. and Kopaska-Merkel, D.C., 2005, *Treptichnus* and *Arenicolites* from the Steven C. Minkin Paleozoic Footprint Site (Langsettian, Alabama, USA): Alabama. Paleontological Society, Monograph 1: 121-141.
- Rhoads, D.C. and Morse, J.W. 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, 4: 413–428.
- Rodríguez, M.N., Campetella, D.M., Carmona, N.B., Ponce, J.J., Parada, M.N. 2018. Estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana en depósitos de la Formación Los Molles, cordillera del viento, Cuenca Neuquina. Argentina. General Roca. Libro. Resumen. Congreso. Reunión Argentina de Sedimentología. Universidad Nacional de Río Negro, Sede Alto Valle y Valle Medio.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Nagy, J. and Reolid, M. 2014. Palaeoenvironment of Eocene prodelta in Spitsbergen recorded by the trace fossil *Phycosiphon incertum*. *Polar Research*, 33: 23786.
- Salter, J.W. 1857. On annelide-burrows and surface-markings from the Cambrian rocks of the Longmynd. *Journal of the Geological Society of London*, 13: 199–206.
- Savrda, C.E. 1992. Trace fossils and benthic oxygenation. In C.G. Maples and R.R. eds., *Trace Fossils*, West Paleontological Society Short Course Notes, 5: 172–196.
- Savrda, C.E. 2019. Bioerosion of a modern bedrock stream bed by insect larvae (Conecuh River, Alabama): Implications for ichnotaxonomy, continental ichnofacies, and biogeomorphology. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 513: 3–13.
- Savrda, C.E., Browning, J.V., Krawinkel, H. and Hesselbo, S.P. 2001. Firmground ichnofabrics in deep-water sequence stratigraphy, Tertiary clinof orm-toe deposits, New Jersey slope. *PALAIOS*, 16: 294–305.

- Schlirf, M. and Uchman, A. 2005. Revision of the ichnogenus *Sabellarifex* Richter, 1921 and its relationship to *Skolithos* Haldeman, 1840 and *Polykladichnus* Fürsich, 1981. *Journal of Systematic Palaeontology*, 3: 115-131.
- Seike, K., Nara, M., Takagawa, T. and Sato, S. 2015. Paleoecology of a marine endobenthic organism in response to beach morphodynamics: Trace fossil *Macaronichnus segregatis* in Holocene and Pleistocene sandy beach deposits. *Regional Studies in Marine Science*, 2: 5-11.
- Schäfer, W. 1956. Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband. *Senckenbergiana lethaea*, 37: 183–263.
- Schlirf, M. 2000. Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France). *Geologica et Paleontologica*, 34:145–213
- Schlirf, M. and Bromley, R.G. 2007. *Teichichnus duplex* n. isp., new trace fossil from the Cambrian and the Triassic. *Beringeria*, 37: 133–141.
- Seilacher, A. 1955. Spuren und Fazies im Unterkambrium. In *Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan)*, O.H. Schindewolf and A. Seilacher eds., *Akademieder Wissenschaften und der Literatur zu Mainz. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse. Abhandlungen*, 10: 373 –399.
- Seilacher, A. 1960. Lebensspuren als Leitfossilien. *Geologische Rundschau*, 49: 41 –50.
- Seilacher, A. 1964. Sedimentological classification and nomenclature of trace fossil. *Sedimentology*, 3: 256 –253.
- Seilacher, A. 2007. *Trace Fossil Analysis*. Springer Science and Business Media. 225pp.
- Simpson, S. 1957. On the trace fossil *Chondrites*. *Quarterly Journal Geological Society of London*, 112: 475 –479.
- Stachacz, M. 2012. Ichnology of Czarna Shale Formation (Cambrian, Holy Cross Mountain, Poland). *Annales Society Geologia Polonica*, 82: 105–120.
- Sternberg, K.M.G. von 1833. Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. Teil 5 und 6. Spurny. Prague. 80 pp.
- Tonkin, N.S. 2012. Deltas. In: Knaust D, Bromley RG eds., *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. *Developments in Sedimentology*, 64: 507–528.

- Torell, O. 1870. Petrificata Suecana Formationis Cambricae. Lunds Universitets Arsskrift, 8: 1–14.
- Tyson, R.V. and Pearson, T.H. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: An overview. In: R.V. Tyson and T.H. Pearson eds., Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. Geological Society Special Publication, 58: 1–24.
- Uchman, A. 1995. Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: The Marnoso arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, 15: 1-114.
- Uchman, A. 1999. Ichnology of the Rhenodanubian flysch (Lower Cretaceous–Eocene) in Austria and Germany. *Beringeria*, 25: 65-171.
- Uchman, A. 2009. The *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of the Nerites ichnofacies: characteristics and constraints. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 276: 107-119.
- Uchman, A. and Gaździcki, A. 2010. *Phymatoderma melvilleensis* isp. nov. and other trace fossils from the Cape Melville Formation (Lower Miocene) of King George Island, Antarctica. *Polish Polar Research*, 31: 83–99.
- Uchman, A., Caruso, C. and Sonnino, M. 2012. Taxonomic review of *Chondrites affinis* (Sternberg, 1833) from Cretaceous-Neogene offshore-deep-sea Tethyan sediments and recommendation for its further use. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 118: 313-324.
- Uchman, A., Hanken, N.-M. and Binns, R. 2005. Ordovician bathyal trace fossils from metasiliciclastics in central Norway and their sedimentological and paleogeographical implications. *Ichnos*, 12: 105–133.
- Wetzel A, 1983. Biogenic structures in modern slope to deep-sea sediments in the Sulu Sea Basin (Philippines). *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 42:285–304.
- Wetzel, A. and Bromley, R. G. 1994. *Phycosiphon incertum* revisited-*Anconichnus horizontalis* is its junior subjective synonym: *Journal of Paleontology*, 68: 396-402.

- Wetzel, A. and Uchman, A. 1997. Ichnology of deep-sea fan overbank deposits of the Ganei Slates (Eocene. Switzer land) A classical flysch trace fossil locality studied first Oswald Heer. *Ichnos*, 5: 139-162.
- Wetzel, A. and Uchman, A. 1998. Deep-sea benthic food content recorded by ichnofabrics: A conceptual model based on observations from Paleogene Flysch, Carpathians, Poland. *Palaios*, 13: 533 –546.
- Wetzel, A., Uchman, A. 2001. Sequential colonization of muddy turbidites in the Eocene Beloveža Formation, Carpathians, Poland. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 168:171–186.
- Wetzel, N. and Wijayananda, P. 1990. Biogenic sedimentary structures in outer Bengal Fan deposits drilled during Leg 116. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 16.1* R Cochran and D. A V Stos eds. *Ocean Drilling Program*: 15-24.
- Wetzel, A., Werner, F. and Stow, D.A.V. 2008. Bioturbation and biogenic sedimentary structures in contourites. In: Rebesco M, Camerlenghi A eds., *Contourites. Developments in sedimentology*, 60: 183–202.
- Wetzel, A., Tjallingii, R. and Wiesner, M.G. 2011. Bioturbational structures record environmental changes in the upwelling area off Vietnam (South China Sea) for the last 150,000 years. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 311: 256-267.
- Wetzel, A., Carmona, N., Ponce, J.J. 2020. *Gyrochorte* 'highways' and their environmental significance in shallow-marine sediments. *Acta Palaeontologica Polonica*, 65.
- Yanin, B.T. and Baraboshkin, E.Y. 2013. *Thalassinoides* burrows (Decapoda dwelling structures) in Lower Cretaceous sections of southwestern and central Crimea. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 21: 280–290.
- Zhang, L.J., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Qi, Y.-A. and Tai, C. 2017. Middle Cambrian *Diplocraterion parallelum* from North China: Ethologic significance and facies controls. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 56: 117-12.

CAPÍTULO V

Discusiones

5.1 ICNOASOCIACIONES

Los estudios icnológicos realizados en la Formación Los Molles permitieron reconocer diversos icnogéneros e icnoespecies, evaluar la diversidad y abundancia de trazas fósiles, e inferir cuáles fueron los principales parámetros paleoambientales que controlaron su establecimiento y desarrollo. Los términos icnodiversidad e icnoabundancia refieren a conceptos diferentes. Mientras que la icnodiversidad hace referencia al número de taxones identificados en función de la diferenciación de las icnotaxabases, el término icnoabundancia se refiere a un análisis cualitativo, que permite evaluar en qué grado se encuentra bioturbado/retrabajado un sedimento, es decir, si aún se puede reconocer o no su fábrica sedimentaria primaria (Buatois y Mángano 2011, Knaust *et al.* 2014). Tal como se expresa en el Capítulo 4, tanto la icnodiversidad e icnoabundancia como los índices de bioturbación observados en la Formación Los Molles, son bajos en relación con estudios realizados en ambientes similares bajo condiciones marinas normales (*e.g.* Fürsich 1981, Schlirf 2003). Además, es importante destacar que los distintos icnogéneros reconocidos presentan muy pequeño tamaño y conforman asociaciones de trazas fósiles de muy baja diversidad y abundancia, con una distribución en parches. Otro rasgo importante a tener en cuenta es la ocurrencia de icnoespecies como *Chondrites* y *Trichichnus* en todas las icnoasociaciones descritas. Debido a estas características, se decidió trabajar en el reconocimiento y caracterización de icnoasociaciones (Fig. 5.1) en cambio de utilizar las típicas icnofacies, como ocurre tradicionalmente en estos tipos de estudios. Sobre la base de la información obtenida en este estudio, fue posible identificar seis icnoasociaciones, tres de ellas representadas en todas las localidades analizadas y tres solamente reconocidas en dos de ellas.

- a- **Icnoasociación de *Offshore* – plataforma:** se encuentra principalmente integrada por estructuras biogénicas asignadas a *Chondrites intricatus*, *Trichichnus appendicus*, *Trichichnus* isp. y *Phycosiphon incertum*. De manera subordinada, se identificaron ejemplares de *Phymatoderma* isp., *Cylindrichnus concentricus*, *Teichichnus rectus* y *Thalassinoides* isp.
- b- **Icnoasociación de Sistemas tubidíticos:** compuesta por estructuras biogénicas asignadas a *Chondrites intricatus*, *Chondrites patulus*, *Phycosiphon incertum* y *Trichichnus* isp., que de manera subordinada incorpora ejemplares de *Phymatoderma* isp. en depósitos de fangolitas tobáceas, y de *Nereites*

missouriensis al techo de niveles de areniscas calcáreas, ambos icnogeneros fueron observados solamente en la localidad de Arroyo Lapa.

- c- **Icnoasociación de Plataforma dominada por tormentas:** esta icnoasociación se encuentra integrada principalmente por trazas fósiles de *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum* y *Nereites* isp. y en menor medida por *Skolithos linearis*, *Planolites* isp., *Arenicolites* isp., *Ophiomorpha* isp. y *Gyrochorte comosa*.
- d- **Icnoasociación de Shoreface:** esta icnoasociación fue solamente reconocida en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas de la sección ubicada en la localidad de Bajada de Los Molles. Dentro de esta icnoasociación se reconocieron ejemplares asignados a *Arenicolites* isp., *Ophiomorpha* isp. y *Skolithos linearis*.
- e- **Icnoasociación de Prodelta:** reconocida solamente en la localidad de Picún Leufú, específicamente en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas. Dentro de la misma se incluyen ejemplares asignados a *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum* y *Planolites* isp.
- f- **Icnoasociación de Frente Deltaico distal:** esta icnoasociación fue reconocida solamente en la localidad de Picún Leufú y se encuentra integrada por estructuras biogénicas asignadas principalmente a *Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum* y *Nereites* isp. De manera subordinada se observaron *Skolithos linearis* y *Ophiomorpha* isp.

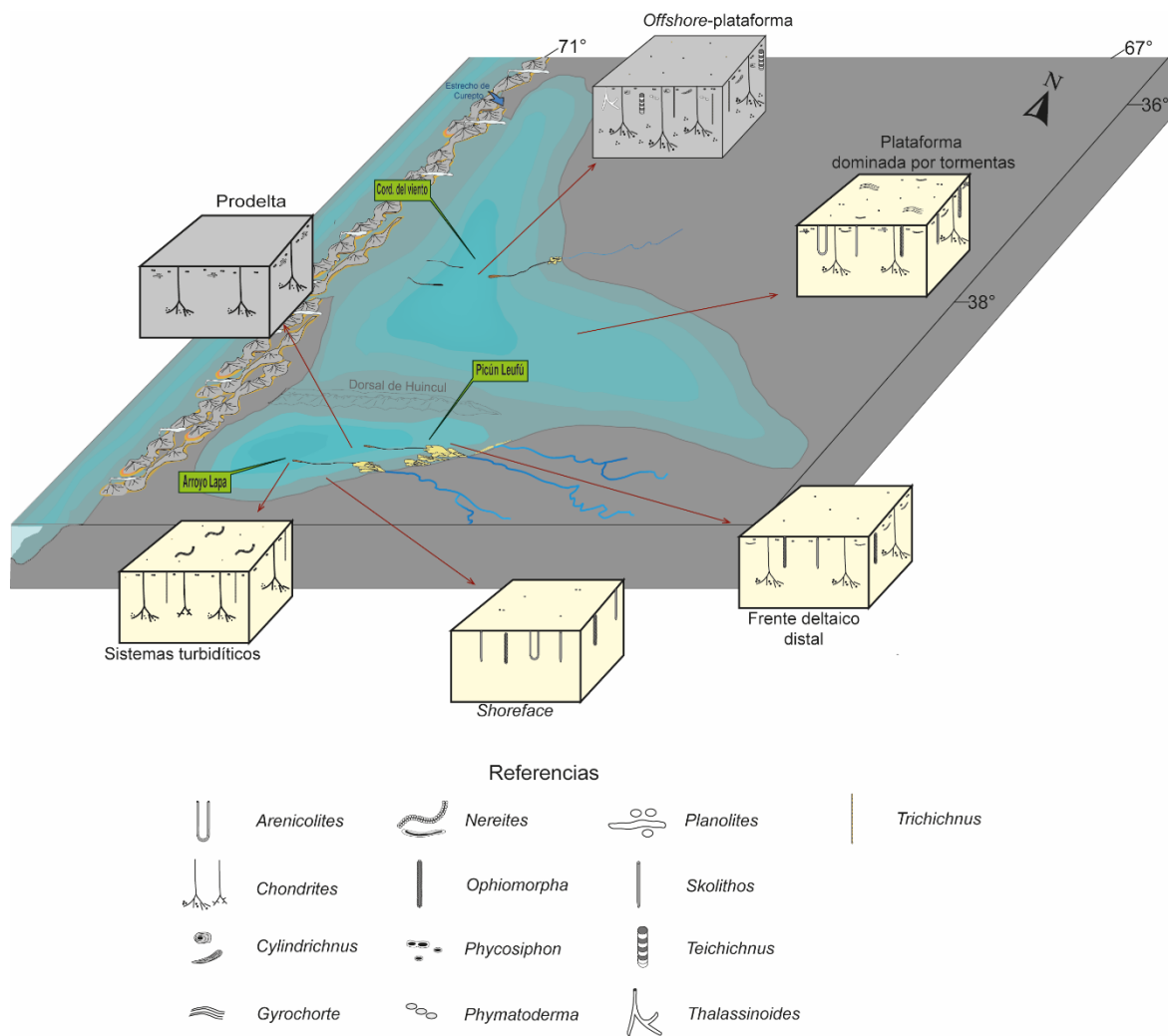


Figura 5.1. Modelo deposicional general e icnoasociaciones identificadas para la Formación Los Molles

5.2 PARÁMETROS DE CONTROL MEDIOAMBIENTALES RECONOCIDOS EN LA FORMACIÓN LOS MOLLES

Las trazas fósiles resultan de la respuesta de los organismos a las variaciones ambientales (Ekdale *et al.* 1984, Buatois y Mángano 2011, Seike *et al.* 2015). Las mismas representan la evidencia del comportamiento de los organismos en relación con el sustrato, por lo que su estudio nos permite conocer qué factores ambientales fueron dominantes durante la depositación de los sedimentos y, por lo tanto, hacer un análisis más detallado de las facies sedimentarias. Los parámetros ambientales tales como batimetría, energía hidrodinámica, turbidez, tasa de sedimentación, salinidad, disponibilidad de alimento, sustrato y oxigenación, son los que más afectan la supervivencia de los organismos y por lo tanto el desarrollo de trazas fósiles (Buatois y Mángano 2011).

5.2.1 Batimetría

Actualmente se considera que la batimetría no constituye un factor estrictamente condicionante en el desarrollo de las asociaciones de trazas fósiles, sino que existen algunos otros factores relacionados con la profundidad, que varían de forma paralela con la misma, como, por ejemplo, la energía, la turbidez, la tasa de sedimentación, la disponibilidad de nutrientes y el contenido de oxígeno. (Fig. 5.2) (Frey *et al.* 1990, Buatois y Mángano 2011). En el caso de los depósitos de la Formación Los Molles, las variaciones batimétricas no muestran marcados cambios en las asociaciones de trazas fósiles. Esto se debe a que no existen cambios ambientales significativos ya que dominan los depósitos de *offshore*-plataforma y, por otro lado, a que las trazas fósiles conforman icnoasociaciones que se distribuyen en parches y muestran una baja diversidad y abundancia. Estas características no permiten aplicar los clásicos modelos en los que se analiza el patrón de apilamiento que muestran las diferentes icnofacies para reconocer etapas de somerización o profundización del sistema.

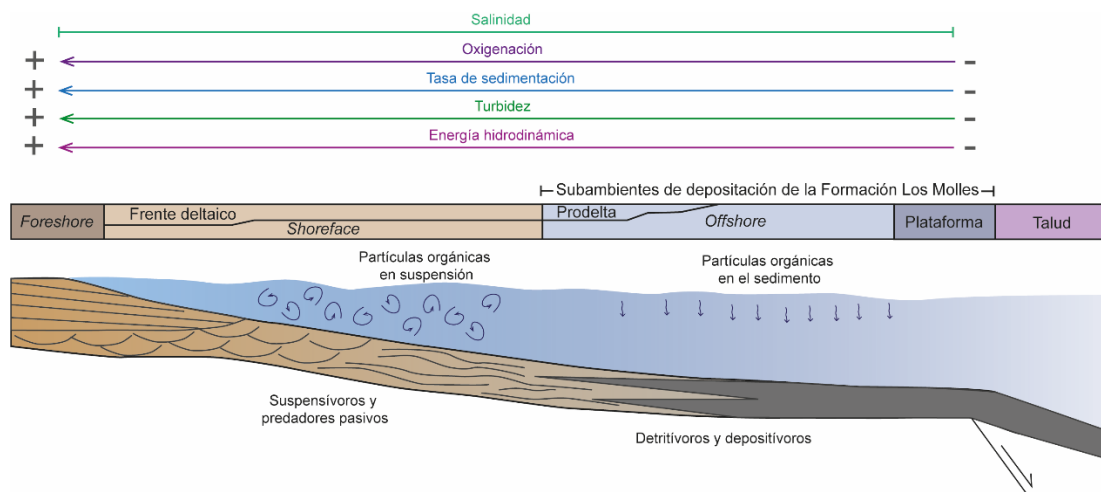


Figura 5.2: Esquema simplificado en el que se indican las variaciones de los parámetros paleoambientales que controlan el desarrollo de trazas fósiles bajo condiciones marinas normales. En este modelo se puede inferir que muchos de los factores que controlan el desarrollo de trazas fósiles varían de forma paralela con el aumento o la disminución de la profundidad. Note que, a diferencia del resto de los parámetros, la salinidad se mantiene constante. Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011).

5.2.2 Energía hidrodinámica

La energía hidrodinámica del sistema influye tanto en la presencia o ausencia de algunos organismos, como en la preservación de las estructuras biogénicas (*e.g.* Seike *et al.* 2015) y, por lo tanto, es posible identificar diferentes asociaciones de trazas fósiles dependiendo de si la energía del sistema es baja o alta. Cuando la energía es baja, habrá un predominio de estructuras horizontales desarrolladas por organismos depositívoros, detritívoros o predadores (Fig. 5.2). Por el contrario, si la energía es moderada a alta habrá un predominio de trazas de habitación verticales producidas por organismos suspensívoros o predadores (Fig. 5.2) (Buatois y Mángano 2011). Estas variaciones en las condiciones de energía se ven claramente reflejadas en la Formación Los Molles. En el caso de las icnoasociaciones de *offshore* – plataforma, las cuales son dominantes en la unidad, se reconoció una suite de trazas fósiles que se estableció bajo condiciones de baja energía, siendo predominantes las estructuras horizontales o subverticales (*e.g.* *Chondrites intricatus*, *Trichichnus appendicus*, *Trichichnus isp.*, *Phycosiphon incertum*) desarrolladas por organismos detritívoros, depositívoros y quemosimbiontes y, en menor medida por trazas fósiles asignadas a *Phymatoderma isp.*, *Cylindrichnus concentricus* y *Teichichnus rectus*. En estos ambientes, tanto los episodios de tormenta como las

descargas de densidad generan cambios en la energía hidrodinámica del sistema y en las condiciones del sustrato (Fig. 5.3). Estos eventos de mayor energía afectan el desarrollo de la fauna residente mencionada previamente (fauna pre-evento), permitiendo el establecimiento de faunas oportunistas (*Arenicolites* isp., *Gyrochorte comosa*, *Nereites missouriensis* e isp., *Ophiomorpha* isp., *Skolithos linearis*, *Thalassinoides* isp.) que permiten inferir un incremento en la tasa de sedimentación y un régimen hidrodinámico mayor. Depósitos de tormenta en la Formación Los Molles fueron documentados en diversos trabajos (Spalletti 1995, Arregui *et al.* 2011, Ponce *et al.* 2015, Campetella *et al.* 2018, 2020, 2022), siendo reconocidos en ambientes de *offshore* – plataforma interna como en los depósitos que integran la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas, relacionados con ambientes de *shoreface-offshore* y prodelta-frente deltaico distal.

En su tramo cuspidal, la Formación Los Molles forma parte de un cortejo regresivo que muestra un pasaje en transición hacia la Formación Lajas. El análisis de esta transición en el área de Picún Leufú, permitió reconocer facies que corresponden a sistemas de *offshore-shoreface*, prodelta-frente deltaico (Zavala 1996, Canale *et al.* 2015, Ponce *et al.* 2015, Canale 2016, Canale *et al.* 2020). Tanto las descargas fluviales normales, que dan lugar a la depositación de barras de desembocadura deltaica distal-prodelta, como las extraordinarias que producen descargas hiperpícnicas, generan importantes variaciones de la energía hidrodinámica del sistema y en la salinidad del medio. Las icnoasociaciones de frente deltaico distal muestran el establecimiento de estructuras biogénicas (*Skolithos linearis* y *Ophiomorpha* isp.) generadas por organismos suspensívoros durante las etapas más energéticas de la construcción de las barras, y por organismos depositívoros oportunistas (*Phycosiphon incertum*, *Nereites* isp.) y depositívoros infaunales quemosimbiontes (*Chondrites intricatus*), que colonizan durante las etapas de menor energía o con posterioridad a la construcción de las barras. Algunos de los depósitos de corrientes de densidad observados en la Formación Los Molles se habrían originado como turbiditas clásicas como fue sugerido por Gulisano y Guitierrez Pleimling (1995), Leanza *et al.* (1977), Giacomone *et al.* (2020, 2021), mientras que otros autores reconocen un origen relacionado con flujos hiperpícnicos (Paim *et al.* 2011, Ponce *et al.* 2015, Campetella *et al.* 2020). Muchos de los depósitos producidos por corrientes de densidad conforman espesos paquetes que muestran un pasaje transicional de estructuras sedimentarias, presencia de abundante fitodetrito, y en general, ausencia de trazas fósiles, lo que permite relacionar estos arreglos a corrientes hiperpícnicas (Fig. 5.3).

Arreglos similares han sido descritos para la Cuenca Neuquina y otras cuencas del mundo por Mulder *et al.* (2003), Zavala *et al.* (2006, 2012), Zavala (2020) y asignados a hiperpicnitas. En las descargas hiperpícnicas se pudo reconocer una icnoasociación particular que solamente se encuentra desarrollada en posiciones distales de albardones, integrada por estructuras biogénicas asignadas a *Chondrites intricatus*, *Chondrites patulus*, *Phycosiphon incertum* y *Trichichnus* isp., que indican diferentes tiempos de colonización del sustrato. Finalmente, la icnoasociación de prodelta se encuentra conformada por una suite de trazas fósiles marcadamente empobrecida, en la que dominan las estructuras horizontales generadas por organismos detritívoros y depositívoros (*Chondrites intricatus*, *Phycosiphon incertum* y *Planolites* isp.). Esta asociación icnológica representa la colonización del sustrato durante condiciones de energía moderada a baja (MacEachern *et al.* 2005, Buatois y Mángano 2011).

5.2.3 Turbidez

En relación directamente proporcional con el aumento o disminución de la energía hidrodinámica del sistema, ocurren variaciones en la turbidez de la columna de agua y en la tasa de sedimentación. La turbidez del agua juega un rol fundamental en el desarrollo de las trazas bentónicas (Buatois y Mángano 2011). En áreas someras, la turbidez se encuentra generalmente asociada a la presencia de plumas hipopícnicas vinculadas a descargas fluviales que se desplazan cuenca adentro (Fig. 5.3) (Kineke *et al.* 1996, MacEachern *et al.* 2005). Esto produce un aumento en la concentración de sedimento finos en la columna de agua, suprimiendo la presencia de trazas de habitación y favoreciendo el desarrollo de estructuras biogénicas horizontales (Carmona y Ponce 2011, Buatois y Mángano 2011, Zavala 2020). En aquellos casos en los que existe una alta concentración de sedimentos en suspensión y mezcla de agua dulce y salada, es muy frecuente reconocer depósitos de fango fluido floculado (MacEachern *et al.* 2005). Si bien en la Formación Los Molles, la turbidez no habría sido un parámetro de control significativo a escala de cuenca, la presencia de niveles de fango fluido con gran concentración de fitodetrito, ha sido observada en la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas, principalmente vinculada a depósitos de prodelta y a facies distales de hiperpicnitas. En estos depósitos, la ausencia de trazas fósiles se vincula con el desarrollo de períodos con condiciones de disoxia y anoxia cerca del lecho, lo que habría limitado o inhibido la existencia de una comunidad bentónica. Esta observación es consistente con

interpretaciones recientemente realizadas para la Formación Lajas, unidad a la cual se le da un origen deltaico fluvio- dominado (Canale *et al.* 2020). En estos sistemas, la gran abundancia de canales distributarios favorece el desarrollo de plumas hipopícnicas e hiperpícnicas con alta concentración de fitodetritos en suspensión que favorecen el desarrollo de procesos de floculación. Estos procesos de floculación producen fangos masivos los cuales podrían haberse depositado por una rápida sedimentación común durante el desarrollo de plumas hipopícnicas e hiperpícnicas (MacEachern *et al.* 2005). Por otro lado, Zavala *et al.* (2018) describe niveles de fango masivos de hasta 15 cm para la Formación Los Molles. Según estos autores los mismos podrían haberse depositado a partir de un flujo fluido de fango. Tanto la ocurrencia de rápida sedimentación como de flujos fluidos de fango habrían aumentado la turbidez del sistema.

Durante el Jurásico Temprano – Medio, la Cuenca Neuquina evolucionó desde una etapa de syn-rift a una etapa de postrift (Howell *et al.* 2005), asociada al desarrollo de un arco magmático Ándico que habría aportado abundante material piroclástico y volcanoclástico a los sedimentos que se iban depositando en la cuenca (Franzese *et al.* 2003, Howell *et al.* 2005). En este contexto se produce la acumulación de delgadas capas de tobas en ambientes de *offshore*-plataforma, cuya recurrencia indica una marcada ciclicidad de la actividad del arco volcánico. Estas cenizas habrían generado un incremento en la turbidez y variaciones en las condiciones hidroquímicas de la columna de agua (acidificándola), que habría afectado, y en algunos casos inhibido el desarrollo del bentos (Uchman *et al.* 2004, Aiuppa *et al.* 2021).

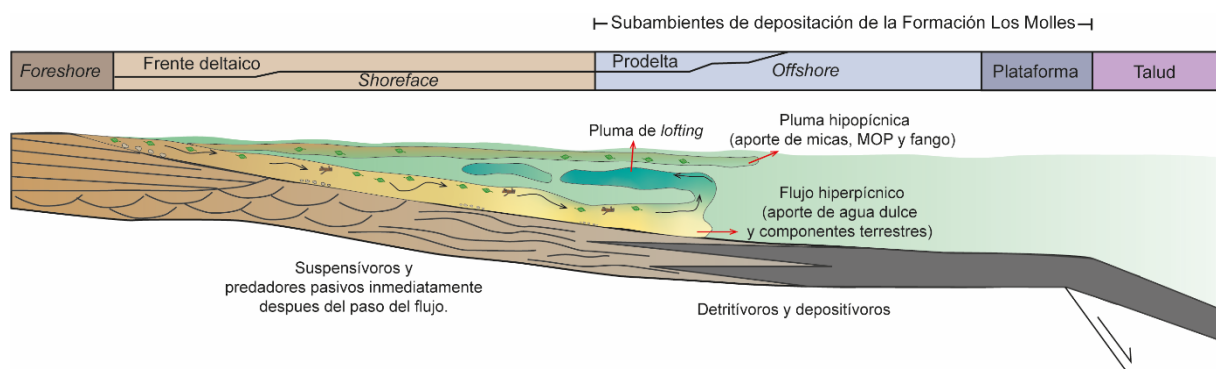


Figura 5.3: Esquema en el que se indican los principales tipos de plumas que habrían incrementado la turbidez en los diferentes ambientes depositacionales de la Formación Los Molles. En el caso de las plumas hiperpícnicas, no sólo se produce el aporte de materiales continentales a la cuenca marina, sino que también varían las condiciones de salinidad de la columna de agua y la tasa de sedimentación. Tomada y modificada de Buatois y Mángano (2011) y Zavala *et al.* (2014).

5.2.4 Tasa de sedimentación

La variación en la tasa de sedimentación también está relacionada directamente con el ascenso o descenso de la energía hidrodinámica (Goldring 1964, Campbell *et al.* 2006). En aquellos casos en los que la tasa de sedimentación cambia de manera gradual, los organismos pueden moverse para encontrar su profundidad óptima (Monaco 1995). Por el contrario, cuando la tasa de sedimentación es muy elevada (por ejemplo, en el caso de eventos de tormenta o corrientes de densidad), los organismos no pueden establecerse en la profundidad adecuada para desarrollar sus funciones biológicas, y mueren en el acto, siendo reemplazados por organismos oportunistas que colonizan el sustrato con posterioridad al evento de sedimentación (Pollard *et al.* 1993, Buatois y Mángano 2011). Como se mencionó en el apartado de energía hidrodinámica, las variaciones en la tasa de sedimentación se pueden inferir claramente al analizar las icnoasociaciones reconocidas en la Formación Los Molles. Por un lado, la presencia de trazas fósiles generadas por organismos que actúan como oportunistas (*Skolithos linearis*, *Planolites* isp., *Arenicolites* isp., *Gyrochorte comosa*, *Nereites missouriensis* y *N.* isp.) indican una tasa de sedimentación elevada, propia de los depósitos interpretados como eventos de tormenta y corrientes de densidad, mientras que el dominio de las icnoasociaciones de *offshore*-plataforma reconocidas y dominantes en la unidad, indican que la fauna residente en general, colonizó un sustrato que se acumuló bajo condiciones de sedimentación muy baja.

5.2.5 Salinidad.

La salinidad juega un rol muy importante en el desarrollo de las estructuras biogénicas ya que condiciona el establecimiento y la supervivencia de los organismos (MacEachern *et al.* 2005). Tanto los deltas como las hiperpícnitas se encuentran entre los sistemas depositacionales que más influyen en la variación de la salinidad en ambientes marinos

(Fig. 5.3) (Buatois y Mángano 2011, Ponce y Carmona 2011). Las asociaciones de trazas fósiles desarrolladas bajo condiciones de salinidad normal están caracterizadas por presentar una alta icnodiversidad y abundancia, presencia de trazas infaunales y epifaunales y ocurrencia de asociaciones multiespecíficas en zonas distales (MacEachern 2005, Buatois y Mángano 2011). En general, las icnofaunas de aguas salobres poseen menos icnodiversidad y abundancia que aquellas desarrolladas bajo condiciones marinas normales (Pickerill y Brenchley 1991, MacEachern y Pemberton 1992, Mángano y Buatois 2004). Asimismo, se caracterizan por el predominio de trazas infaunales, presencia de asociaciones monoespecíficas y trazas fósiles de pequeño tamaño (Mángano y Buatois 2004). En este estudio, variaciones en la salinidad han sido inferidas en los depósitos que integran la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas donde se produce la acumulación de facies deltaicas y descargas hiperpícnicas, ambas caracterizadas por mostrar una baja diversidad y abundancia de trazas fósiles. Sin embargo, esto no explica la baja diversidad y abundancia de trazas fósiles observada en toda la columna estratigráfica de la Formación Los Molles, donde deben haber existido controles en la circulación marina interna a escala de cuenca, posiblemente con características similares a la reconocida por Paz (2021) y Paz *et al.* (2022) para la Formación Vaca Muerta, donde la oxigenación resulta ser uno de los principales parámetros de control para el establecimiento y desarrollo del bentos.

5.2.6 Nutrientes.

La cantidad y el tipo de alimento disponible en el sustrato va a determinar la estrategia de alimentación que los organismos van a desarrollar, y por lo tanto el tipo de trazas fósiles que hallaremos luego. De acuerdo a lo propuesto por Pemberton *et al.* (2001), el alimento disponible varía con el aumento de la profundidad, siendo más abundante en zonas más proximales y más escaso en áreas distales. En cuanto a la distribución vertical de la materia orgánica dentro del sustrato, se registra que es más abundante cerca de la interfase agua-sedimento, disminuyendo su cantidad y calidad con su soterramiento (Buatois y Mángano 2011). Cuando el alimento es escaso cerca de la interfase agua-sedimento, se ve reflejado en el desarrollo de trazas fósiles de morfología compleja que evidencian estrategias de alimentación sofisticadas como cultivo o quemosimbiosis (Buatois y Mángano 2011). La quimiosimbiosis es un modo de alimentación en el que un organismo se asocia con bacterias autolitrotroficas las cuales tienen la capacidad de

oxidar el ácido sulfúrico, produciendo la fijación de carbono y la posterior producción de carbohidratos y enzimas que son utilizadas como alimento por los organismos de mayor tamaño (Bromley 1996). Como contraparte, los organismos proporcionan a las bacterias un hábitat favorable, ya sea dentro de sus cuerpos o en una excavación que suele revestirse y rellenarse de sulfuros (Bromley 1996, Kęzdziński *et al.* 2015, McIlroy 2022).

Durante el desarrollo de esta tesis doctoral se recopilaron y realizaron análisis de COT en las distintas localidades con el fin de conocer la cantidad de materia orgánica presente en los sedimentos. En este sentido, es de importancia destacar que la Formación Los Molles posee valores que se encuentran entre 0.23 y 4.53 para la asociación de facies de *offshore*-plataforma, 1.48 y 5.19 para la asociación de facies de prodelta, y de 0.81 y 2.04 para la asociación de facies de descargas de densidad. Estos valores reflejan altos contenidos de carbono orgánico en los sedimentos. Si bien no se realizó un análisis de pirólisis para conocer la proveniencia de estos contenidos de COT, es posible inferir a partir de diversos estudios realizados por otros autores, que estos valores se corresponden con la presencia de querógenos tipo II y III (Cruz *et al.* 2002, Jorgensen *et al.* 2013, Stinco y Barredo 2021), que evidencian materia orgánica mixta y terrestre. A su vez esto es equiparable con la abundancia de fitodetritos reconocida en las secciones. Estos restos vegetales pueden quedar enterrados antes de su completa oxidación, siendo utilizados por organismos que se alimentan en las profundidades del sedimento (MacEachern *et al.* 2005) como *Chondrites intricatus*, *Chondrites patulus*, *Trichichnus intricatus* y *Trichichnus* isp. La abundancia de fitodetritos y de estas cuatro icnoespecies, en relación con el resto de los icnotaxones, sugiere que la quimiosimbiosis habría sido uno de los principales mecanismos de alimentación para los organismos que habitaban los depósitos de la Formación Los Molles.

La abundancia relativa de trazas fósiles como *Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp., *Cylindrichnus concentricus*, *Teichichnus rectus*, *Nereites missouriensis*, *Nereites* isp., *Planolites* isp., *Ophiomorpha* isp. y *Gyrochorte comosa* permite inferir la presencia de organismos detritívoros y depositívoros que se alimentan obteniendo los nutrientes a partir del sustrato. Trazas fósiles como *Thalassinoides* isp., *Arenicolites* isp., *Skolithos linearis* y *Ophiomorpha* isp. reflejan la presencia de organismos suspensívoros que captan los nutrientes desde la columna de agua, cuando estos son transportados y/o puestos en suspensión por procesos esporádicos como descargas hiperpícnicas o durante eventos de

tormenta. Tanto el aporte de cenizas, como el aporte de sedimentos, habrían influenciado la concentración de nutrientes en los sedimentos, debido a que el aumento en la tasa de sedimentación disminuye la concentración de nutrientes en el sedimento (Uchman *et al.* 2004, Wetzel 2009, Buatois y Mángano 2011).

5.2.7 Tipo de sustrato.

El tipo de sustrato y las propiedades mecánicas que el mismo presenta son de gran importancia en el desarrollo de las estructuras biogénicas, ya que determinará la técnica de excavación que utilizarán los organismos que viven en ese nivel (Bromley 1996, Buatois y Mángano 2011). Dentro de las propiedades mecánicas más importantes se puede mencionar la consistencia del sustrato, la cual puede variar en todas las direcciones dentro de una capa, aunque la variación más importante es la que se observa en el eje vertical, ya que la misma resulta de la mayor o menor cantidad de agua dentro del sustrato, lo que a su vez influye en el grado de compactación (Buatois y Mángano 2011). Esto determinará los diferentes niveles de profundidad de colonización de las estructuras biogénicas. Los sustratos de composición clástica pueden clasificarse, según lo propuesto por Ekdale (1985), en sopusos, blandos, firmes y consolidados, de acuerdo al contenido de agua que presentan. Mientras más sopuso sea el sustrato, menos posibilidad de preservación tienen las trazas fósiles, y posiblemente el organismo deba generar una pared construccional para mantener su estructura. Por el contrario, cuando los sustratos son firmes, los organismos no necesitan reforzar las paredes y las estructuras biogénicas suelen preservarse mejor y presentar límites netos (Fig. 5.4) (Buatois y Mángano 2011). Es importante destacar que en sustratos sopusos muchas veces se generan estructuras biodeformacionales que no pueden ser clasificadas taxonómicamente (Schäfer 1956, Wetzel *et al.* 2011). De acuerdo a las observaciones realizadas, en la Formación Los Molles las condiciones de sustrato constituyen un elemento de control significativo en el establecimiento de la fauna bentónica. En este contexto, la mayoría de las trazas fósiles se desarrollaron en condiciones de sustratos blandos y, de manera subordinada, en sustratos sopusos y firmes. La presencia recurrente de estructuras biogénicas más profundas como son las asignadas a los icnogéneros *Trichichnus* y *Chondrites*, sugiere que los sustratos blandos sobre los que colonizaron estos organismos deben haber tenido un grado de deshidratación mayor que le dio más firmeza al sustrato y permitió mantener

un sistema de galerías abiertas. Los sustratos sopusos, se encuentran evidenciados por delgados niveles de fango deformado que muestran un moteado vinculado a bioturbación indiferenciada (Fig. 5.4) o no poseen bioturbación. Estos niveles de fango deformado podrían haberse acumulado en la Formación Los Molles tanto por floculación y rápida sedimentación relacionada con la presencia de fitodetritos aportados por plumas hipopícnicas e hiperpícnicas (MacEachern *et al.* 2005), como por la depositación de fangos a partir de flujos fluidos de fango (Zavala *et al.* 2018). Estos dos procesos permiten la depositación de fangos con abundante contenido de agua poral que conforman sustratos sopusos. Por otro lado, los sustratos firmes están representados por niveles de fango deformado y laminado. Estos se forman por deshidratación de sustratos sopusos y blandos como consecuencia de la compactación ocurrida luego de la depositación. Estos sustratos se hallan en la Formación Los Molles y son colonizados por ejemplares de *Thalassinoides* isp. (Fig. 5.4).

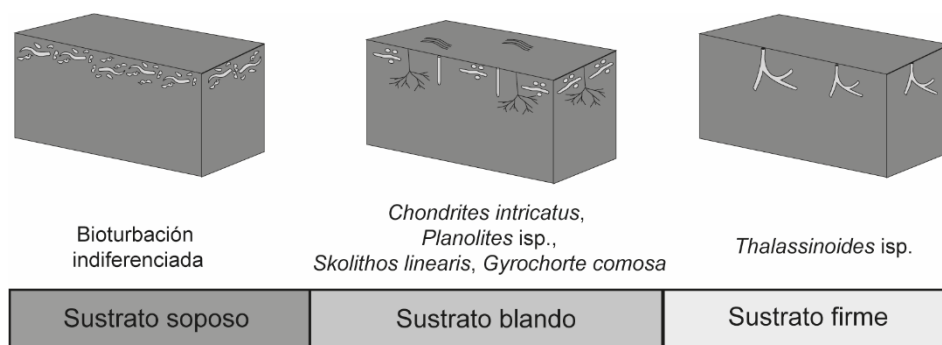


Figura 5.4: Tipos de sustratos observados en la Formación Los Molles. Tomado y modificado de Buatois y Mángano (2011).

5.2.8 Oxigenación.

Tyson y Pearson (1991) proponen un modelo que considera los siguientes valores de oxigenación: aguas óxicas (8.0 – 2.0 ml O₂/l H₂O), aguas disóxicas (2.0 – 0.2 ml O₂/l H₂O), aguas subóxicas (0.2 – 0.0 ml O₂/l H₂O), y anóxicas (0.0 ml O₂/l H₂O), siendo las biofacies correspondientes aeróbicas, disaeróbicas, casi anaeróbicas y anaeróbicas. Por su parte, Levin *et al.* (2003) registraron la presencia de abundante bioturbación en sedimentos con valores de oxígeno entre 0.02 – 0.03 ml O₂/l H₂O (aguas porales casi

anóxicas), lo que permite inferir que existen organismos que toleran condiciones de muy baja oxigenación (Buatois y Mángano 2011). Un ejemplo de estos organismos son las bacterias que pueden formar comunidades entre ellas o desarrollar simbiosis con otros organismos (Kęzdziński *et al.* 2015, Rodríguez *et al.* 2018). Según el modelo propuesto por Ekdale y Mason (1988), si tanto el agua intersticial como el agua cercana al fondo son anóxicas, no se observa bioturbación y se produce la preservación de las estructuras físicas primarias (Fig. 5.5) (Ekdale y Mason 1988, Buatois y Mángano 2011). Si las aguas intersticiales son anóxicas, pero la columna de agua presenta aguas al menos disóxicas, pueden hallarse estructuras de alimentación que mantienen conexión con la superficie, lo que permite el ingreso de aguas más oxigenadas dentro del sedimento con menos oxígeno (Fig. 5.5) (Ekdale y Mason 1988, Buatois y Mángano 2011). En estos casos suele haber baja icnodiversidad y el desarrollo de asociaciones monoespecíficas (Ekdale y Mason 1988, Buatois y Mángano 2011), siendo comunes la presencia de icnogéneros como *Chondrites*, *Phycosiphon* y *Trichichnus*. Si las aguas intersticiales son disóxicas y la columna de agua presenta condiciones disóxicas u óxicas, los organismos desarrollarán trazas de pastoreo (Fig. 5.5) (Ekdale y Mason 1988, Wetzel, 2010, Buatois y Mángano 2011). En este último caso, los organismos no necesitan tener conexión con la superficie debido a que los sedimentos no son totalmente anóxicos (Ekdale y Mason 1988, Buatois y Mángano 2011). En condiciones totalmente óxicas predominan trazas de habitación permanente como *Skolithos* (Fig. 5.5) (Ekdale y Mason 1988, Buatois y Mángano 2011). En el caso de que estos ambientes se vean afectados por descargas de densidad, sean turbiditas o hiperpicnitas, puede generarse mayor oxigenación del medio, lo que puede aumentar la icnodiversidad y abundancia de trazas fósiles (Leszczyński 1991, Buatois y Mángano 2011).

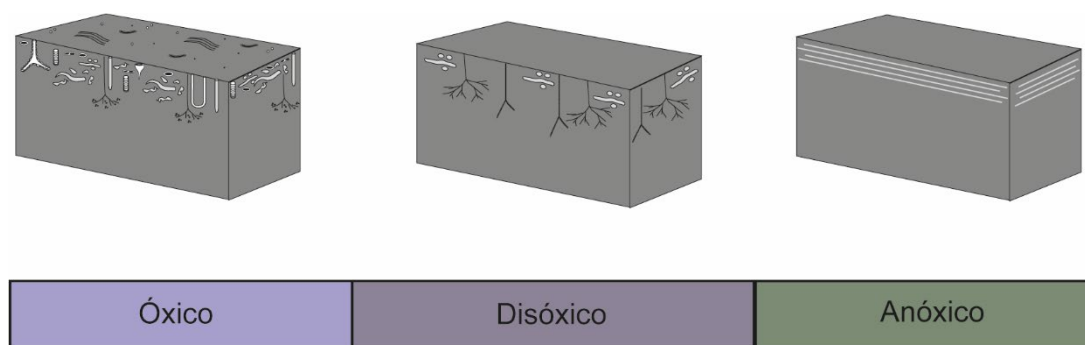


Figura 5.5: Relación entre contenido de oxígeno y diversidad y abundancia de trazas fósiles.

Como se mencionó previamente, la característica distintiva de la Formación Los Molles es la baja icnodiversidad y abundancia de trazas fósiles, con predominio de estructuras biogénicas típicas de ambientes de baja energía con deficiencia en oxigenación. Las asociaciones de facies más representativas a lo largo de las secciones relevadas son las de *offshore* y plataforma. En estas asociaciones de facies *Chondrites intricatus*, *Trichichnus appendicus* y *Trichichnus* isp. son comunes, siendo el resto de las icnoespecies reconocidas (*Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp., *Cylindrichnus concentricus*, *Teichichnus rectus* y *Thalassinoides* isp.) menos abundantes. Se considera que tanto el productor de *Chondrites intricatus* como de *Trichichnus appendicus* y *Trichichnus* isp. desarrollan la quimiosimbiosis como estrategia de alimentación, y se encuentran vinculados a condiciones disoxia a anoxia. Asociado a estas trazas fósiles se hallaron estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana (Rodríguez *et al.* 2018), las cuales también se encuentran relacionadas a ambientes de baja oxigenación. Moldes de bivalvos de la especie *Possidonitis cancellata*, los cuales poseen adaptaciones morfológicas para poder vivir en condiciones de baja oxigenación, son frecuentes en esta unidad (Ros – Franch *et al.* 2019). Esta especie se encuentra adaptada a condiciones de hipoxia permanente y son de gran abundancia durante el Pliensbachiano tardío y el Toarciano temprano (Ros-Franch *et al.* 2019), períodos en los que se reconocieron para la localidad de Arroyo Lapa, condiciones que evidencian un Evento Oceánico Anóxico (Al-suwaidi *et al.* 2010, 2016). También se reconoció, asociado a estos depósitos, abundante pirita framboidal, la cual se habría generado por la actividad de tapetes microbiales o por procesos diagenéticos vinculados a la presencia de sedimentos anóxicos-disóxicos (Wignall y Newton 1998, Rickard 2019). Estas observaciones, sumado a la frecuente presencia de la icnoasociación integrada por *Trichichnus appendicus*, *Trichichnus* isp. y *Chondrites intricatus* en los depósitos de *offshore*-plataforma, asociada a niveles de tapetes microbiales, apoyan la interpretación de que gran parte de la Formación Los Molles fue acumulada bajo condiciones de anóxia-disoxia (Fig. 5.5). Situaciones similares fueron documentadas en otras cuencas del mundo (Uchman 1995, Wignall y Newton 1998, Knaust 2017).

5.3 CONSIDERACIONES FINALES.

Una característica distintiva de la Formación Los Molles es la baja icnodiversidad y abundancia de trazas fósiles, con predominio de estructuras biogénicas típicas de ambientes de baja energía con deficiencia en oxigenación. En este contexto, son dominantes las estructuras biogénicas producidas por la actividad de organismos depositivos, detritivos, quemosismbiontes y bacteriana (*Chondrites*, *Cylindrichnus*, *Nereites*, *Phycosiphon*, *Phymatoderma*, *Planolites*, *Teichichnus* y *Trichichnus*), respecto a las generadas por organismos suspensivos y predadores pasivos (*Arenicolites*, *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Gyrochorte*). Las condiciones de baja energía resultan consistentes con la baja tasa de sedimentación que caracteriza a los ambientes de *offshore* y plataforma en la unidad. La ocurrencia de descargas producidas por corrientes de densidad y de eventos de tormenta afectaron el desarrollo de la fauna residente (*Chondrites intricatus*, *Chondrites patulus*, *Cylindrichnus concentricus*, *Nereites missouriensis*, *Nereites* isp., *Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp., *Planolites* isp., *Teichichnus rectus*, *Trichichnus appendicus* y *Trichichnus* isp.), permitiendo el establecimiento de faunas oportunistas (*Arenicolites* isp., *Gyrochorte comosa*, *Nereites* isp., *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Thalassinoides*) que indican una alta tasa de sedimentación y un régimen hidrodinámico mayor.

Dos icnoasociaciones, distribuidas en parches, son las que se encuentran más representadas dentro de las secciones analizadas en la Formación Los Molles. Una de ellas, integrada por *Chondrites* y *Trichichnus*, vinculadas con actividad de organismos quemosismbiontes y microbiana, respectivamente, dominantes en depósitos de *offshore*-plataforma; y otra integrada por *Chondrites*, *Trichichnus* y *Phycosiphon*, este último icnogénero indica niveles con incrementos en la oxigenación y aporte de nutrientes al sistema, que mostro mayor frecuencia en los depósitos de *offshore* y en albardones distales de canales producidos por turbiditas extracuencas. Ambas icnoasociaciones se encuentran vinculadas a rocas ricas en materia orgánica muy bien preservada, principalmente vinculadas a condiciones disaeróbicas a anaeróbicas en la parte inferior de la columna de agua y en la interfase agua-sedimento, aunque la presencia de *Phycoshyphon* indica condiciones temporales con una columna de agua y/o interfase agua-sedimento subaeróbica a aeróbica (ver también Wetzel y Uchman 1998). La recurrente presencia de pirita framboidal en los depósitos de *offshore* y plataforma se

vincula en gran medida con un origen diagenético a partir de la presencia de sedimentos anóxicos-disóxico (Wignall y Newton 1998, Rickard 2019). Estas observaciones y la frecuente presencia de la icnoasociación integrada por *Trichichnus* y *Chondrites* en los depósitos de *offshore*-plataforma, así como de niveles con tapetes microbiales (Rodríguez *et al.* 2018), apoyan la interpretación de que la gran mayoría de los depósitos de la Formación Los Molles fueron acumulados en condiciones anóxicas-disóxicas. Estas observaciones permiten inferir que los principales parámetros de control en la Formación Los Molles fueron la oxigenación y la tasa de sedimentación. La disponibilidad de nutrientes, la turbidez, las condiciones del sustrato y la salinidad, no fueron parámetros de control que condicionaron el establecimiento de las trazas fósiles a escala de cuenca.

5.4. REFERENCIAS

- Aiuppa, A., Hall-Spencer, J. M., Milazzo, M., Turco, G., Caliro, S. and Di Napoli, R. 2020. Volcanic CO₂ Seep Geochemistry and Use in Understanding Ocean Acidification. *Biogeochemistry* 152: 93-115.
- Al-Suwaidi, A.H., Angelozzi, G.N., Baudin, F., Damborenea, S.E., Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Manceñido, M.O. and Riccardi, A.C. 2010. First record of the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event from the Southern Hemisphere, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society London*, 167: 633-636.
- Al-Suwaidi, A.H., Hesselbo, S.P., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Jenkyns, H.C., Riccardi, A.C., Angelozzi, G.N. and Baudin, F. 2016. The Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) in the Neuquén Basin, Argentina: A reassessment of age and carbon isotope stratigraphy. *Journal of Geology*, 124: 171–193.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico temprano-medio) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., and Vallés, J.M., eds., *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén: 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 77-89*, Buenos Aires.
- Buatois, L.A., and Mángano, M.G. 2011. *Ichnology, Organism- Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press. London. 358 pp.
- Bromley, R.G. 1996. *Trace Fossils. Biology, taphonomy and applications*. Chapman and Hall. Londres. 361 pp.
- Campbell, K.A., Nesbitt, E.A. and Bourgeois, J. 2006. Signatures of storms, oceanic floods and forearc tectonism in marine shelf strata of the Quinault Formation (Pliocene), Washington, USA. *Sedimentology*, 53: 945 –969.
- Campetella, D.M., Rodriguez, M.N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Parada, M.N., Canale, N., Irastorza, A. 2022. Análisis icnológico e implicancias paleoambientales de las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles en el área de Arroyo Lapa, Cuenca Neuquina, Argentina. Argentina. Puerto Madryn. 2022. Libro. Resumen. Congreso. XXI Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina.
- Campetella, D.M., Carmona, N.B., Ponce, J.J., Wetzell, A., Rodriguez, M.N. y Parada, M.N. 2020. Trace fossils as tools to unravel oxygen conditions: A case study from

- Los Molles Formation (Toarcian-lower Callovian). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.: Asociación Geológica Argentina, 77: 463 – 477.
- Campetella, D.M., Rodriguez, M.N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Wetzel, A., Parada, M.N., Canale, N. Análisis icnológico de la Formación Los Molles en la Cordillera del Viento, Cuenca Neuquina, Argentina. Argentina. General Roca. 2018. Libro. Resumen. Congreso. Reunión Argentina de Sedimentología. Universidad Nacional de Río Negro, Sede Alto Valle y Valle Medio.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N. B., Parada, M.N. y Drittanti, D. I. 2020. Sedimentología e icnología de un delta fluvio-dominado, Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 47: 179-206.
- Canale, N. 2016. Análisis icnológico y sedimentológico para la caracterización paleoambiental de las sucesiones hiperpícnicas que integran las Formaciones Lajas y Lotena (Jurásico medio), Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad Nacional del Sur, 259 pp.
- Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Drittanti, D.I., Olivera D. E., Martínez, M.A. y 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: 114-138.
- Carmona, N. B., and Ponce, J. J. 2011. Ichnology and sedimentology of Miocene hyperpycnites of the Austral foreland basin (Tierra del Fuego, Argentina): Trace fossil distribution and paleoecological implications, in R. M. Slatt and C. Zavala, eds., *Sediment transfer from shelf to deep water- Revisiting the delivery system*. AAPG Studies in Geology 61: 171– 192.
- Cruz, C.E., Boll, A., Gómez Omil, R., Martínez, E.A., Arregui, C., Gulisano, C., Laffitte, G.A. y Villar, H.J. 2002. Hábitat de hidrocarburos y sistemas de carga de Los Molles y Vaca Muerta en el sector central de la Cuenca Neuquina. Argentina”. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.
- Ekdale, A.A. 1985. Paleocology of the marine endobenthos. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 50: 63 –81.
- Ekdale, A.A. and Mason, T.R. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, 16: 720 –723.

- Ekdale, A.A., Bromley, R.G. and Pemberton, S.G. 1984. Ichnology, Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes, 15 pp.
- Franzese, J., Spalletti, L., Gómez-Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andes foothills of Argentina (32°- 54°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 81-90.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. and Saunders, T.D.A. 1990. Ichnofacies and bathymetry: A passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64: 155 –158.
- Fürsich, F.T. 1981. Invertebrate trace fossils from the Upper Jurassic of Portugal. *Comunicações Serviço Geológico de Portugal*, 67: 153 –168.
- Fürsich, F.T., Alberti, M. and Pandey, D.K. 2017. Behavioral variants of the trace fossil *Gyrochorte*. *Zitteliana* 89: 13–22.
- Giacomone, G., Olariu, C., Steel, R. and Shin, M. 2020. A coarse-grained basin floor turbidite system—the Jurassic Los Molles Formation, Neuquen Basin, Argentina. *Sedimentology*, 67: 3809–3843.
- Giacomone, G., Olariu, C. and Steel, R. 2021. The influence of topography on subaqueous gravity flows: a case study from the Jurassic Los Molles Formation, Neuquen Basin, Argentina. 10.13140/RG.2.2.22798.89920.
- Goldring, R. 1964. Trace fossils and the sedimentary surface in shallow water marine sediments. *Developments in Sedimentology*, 1: 136 –143.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Serie C 2, 111 p., Buenos Aires.
- 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. y Schwarz, E. eds., *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society London, Special Publication 252: 1-14.
- Jorgensen, L., Lopez Pezéz, G. A. y Pisani, F. 2013. Caracterización de la Fm. Los Molles como reservorio de tipo Shale Gas en el ámbito Norte de la Dorsal de Huincul,

- Cuenca Neuquina, Argentina, mostrando su analogía con reservorio de Shale Gas probado en EEUU. Society of Petroleum Engineers.
- Kędzierski, M., Uchman, A., Sawlowicz, Z. and Briguglio, A. 2015. Fossilized bioelectric wire: the trace fossil *Trichichnus*. *Biogeosciences*, 12: 2301-2309.
- Kineke, G.C., Sternberg, R.W., Trowbridge, J.H. and Rockwell, G.W. 1996. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, 16: 667–696.
- Knaust, D. 2017. *Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation*. Springer. Dordrecht, Heidelberg, New York. 209 pp.
- Knaust, D., Warchoń, M., Kane, I.A. 2014. Ichnodiversity and ichnoabundance: revealing depositional trends in a confined turbidite system. *Sedimentology*, 62:2218–2267.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969 - III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de la Carta Geológica a escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 218: 1-135.
- Leszczyński, S. 1991. Oxygen-related controls on predepositional ichnofacies in turbidites, Guipúzcoan Flysch (Albian-Lower Eocene), Northern Spain. *Palaios*, 6: 271–280.
- Levin, L.A., Rathburn, A.E., Gutierrez, D., Munoz, P. And Shankle, A. 2003. Bioturbation by symbiont-bearing annelids in near-anoxic sediments; implications for biofacies models and paleo-oxygen assessments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 199: 129–140.
- 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. In: S.G. Pemberton eds., *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*, Society for Sedimentary Geology Core Workshop, 17: 57–84.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P. and Howell, C.D. Jr. 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms,

- and tides. In *River Deltas: Concepts, Models, and Examples*, L. Giosan and J.P. Bhattacharya. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 8: 49–85.
- Mángano, M.G. and Buatois, L.A. 2004. Ichnology of Carboniferous tideinfluenced environments and tidal l at variability in the North American Midcontinent. In: D. McIlroy eds., *The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis*, Geological Society Special Publication, 228: 157–178.
- Martínez, M.A., Prámparo, M.B., Quattrocchio, M.E., 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*, 35:279–305.
- McIlroy, D. 2022. Were the First Trace Fossils Really Burrows or Could They Have Been Made by Sediment-Displacive Chemosymbiotic Organisms? *Life*, 12: 136. <https://doi.org/10.3390/life12020136>
- Monaco, P. 1995. Relationships between trace-fossil communities and substrate characteristics in some Jurassic pelagic deposits in the Umbria-Marche Basin, central Italy. *Geobios, Memoire Special*, 18: 299–311.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.C. and Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20: 861–882.
- Paim, P.S.G., Lavina, E.L.C., Faccini, U.F., Silveira, A.S., Leanza, H. and d'Avila, R.S.F. 2011. Fluvial-derived turbidites in the Los Molles formation (Jurassic of the Neuquén basin): Initiation, transport, and deposition. 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*, 61: 95–116, doi: 10.1306/13271252St613437
- Paz, M. 2021. *Sedimentology, Ichnology and Sequence Stratigraphy of Black Shales from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina*. PhD thesis, University of Saskatchewan, 476pp.
- Paz, M., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Desjardins, P. R., González Tomassini, R., Rodríguez, M. N., Ponce, J. J., Carmona, N. B. and Vallejo, M. D. 2022. Contourites in the upper Jurassic-lower Cretaceous Vaca Muerta Formation:

- implications for the depositional model and sequence stratigraphy. Libro de actas. Resumen. XXI Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Chubut.
- Pemberton, S. G., Spila, M., Pulham, A. J., Saunders, T., MacEachern, J. A., Robbins, D. and Sinclair, I. K. 2001. Ichnology & Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems. In Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin, Vol. 15, 343 Geological Association of Canada, Short Course Notes.
- Pickerill, R.K. and Brenchley, P.J. 1991. Benthic macrofossils as paleoenvironmental indicators in marine siliciclastic facies. *Geoscience Canada*, 18: 119 –138.
- Pollard, J.E., Goldring, R. and Buck, S.G. 1993. Ichnofabrics containing Ophiomorpha: significance in shallow - water facies interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 149 –164.
- Ponce, J. J., and Carmona, N. 2011. Coarse-grained sediment waves in hyperpycnal clinoform systems, Miocene of the Austral foreland basin, Argentina. *Geology*, 39: 763-766.
- Ponce, J.J., Carmona, N.B., Montagna, A.O. y Canale, N. 2015. Sedimentología e Icnología de los Sistemas Petroleros no Convencionales de la Cuenca Neuquina. (Los Molles-Lajas y Vaca Muerta Quintuco). Guía de Campo. Universidad Nacional de Río Negro – Fundación YPF, 112 pp., General Roca.
- Rhoads, D.C. and Morse, J.W. 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, 4: 413 –428.
- Rickard, D., 2019. Sedimentary pyrite framboid size-frequency distributions: A meta-analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 522: 62-75.
- Rodriguez, M.N., Campetella, D.M., Carmona, N.B., Ponce, J.J., Parada, M.N. 2018. Estructuras sedimentarias inducidas por actividad microbiana en depósitos de la Formación Los Molles, cordillera del viento, Cuenca Neuquina. Argentina. General Roca. Libro. Resumen. Congreso. Reunión Argentina de Sedimentología. Universidad Nacional de Río Negro, Sede Alto Valle y Valle Medio.
- Ros-Franch, S., Echevarría, J., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Jenkyns, H.C., Al-Suwaidi, A., Hesselbod, S.P. and Riccardi, A.C. 2019. Population response during

- an Oceanic Anoxic Event: The case of *Posidonotis* (*Bivalvia*) from the Lower Jurassic of the Neuquén Basin, Argentina. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 525: 57-67.
- Schäfer, W. 1956. Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband. *Senckenbergiana lethaea*, 37: 183–263.
- Schlirf, M. 2003. Palaeoecologic significance of Late Jurassic trace fossils from the Boulonnais, N France. *Acta Geológica Polónica*, 53:123-142.
- Seike, K., Nara, M., Takagawa, T. and Sato, S. 2015. Paleoecology of a marine endobenthic organism in response to beach morphodynamics: Trace fossil *Macaronichnus segregatis* in Holocene and Pleistocene sandy beach deposits. *Regional Studies in Marine Science*, 2: 5-11.
- Spalletti, L. A. 1995. Jurásico medio de la Cuenca Neuquina, República Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 3 pp.
- Stinco, L. and Barredo, S. 2021. Geomechanics and Electrofacies Characterization of the Los Molles Formation (lower to Middle Jurassic), Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences* 110: 103338.
- Tyson, R.V. and Pearson, T.H. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: An overview. In: R.V. Tyson and T.H. Pearson eds., *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*, Geological Society Special Publication, 58: 1 –24.
- Uchman, A. 1995. Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: The Marnoso arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, 15: 1-114.
- Uchman, A., Janbu, N.E. and Nemeč, W. 2004. Trace fossils in the Cretaceous-Eocene flysch of the Sinop-Boyabat Basin, central Pontides, Turkey. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 197 –235.
- Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60: 221-250.
- Wetzel, A. 2009. The preservation potential of ash layers in the deep sea: the example of the 1991 Pinatubo ash in the South China Sea. *Sedimentology*, 56: 1992 –2009.

- Wetzel, A. 2010. Deep-sea ichnology: observations in modern sediments to interpret fossil counterparts. *Acta Geologica Polonica*, 60: 125–138.
- Wetzel, A. and Uchman, A. 1998. Deep-sea benthic food content recorded by ichnofabrics: A conceptual model based on observations from Paleogene Flysch, Carpathians, Poland, *Palaios*, 13: 533–546.
- Wetzel, A., Tjallingii, R. and Wiesner, M.G. 2011. Bioturbational structures record environmental changes in the upwelling area off Vietnam (South China Sea) for the last 150,000 years. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 311: 256-267.
- Wignall, P.B., and Newton, R. 1998. Pyrite framboid diameter as a measure of oxygen deficiency in ancient mudrocks. *American Journal of Science*, 298: 537-552.
- Zavala, C.A. 1996. High-Resolution Sequence Stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquén Basin, Argentina. In: Riccardi, A.C eds., *Advances in Jurassic Research*. Transtec Publications, Geo- Research Forum 1-2: 295-304. Switzerland.
- Zavala, C.A. 2020. Hyperpycnal (over density) flows and deposits. *Journal of Palaeogeography* 9: 17 pp. <https://doi-org.cyber.usask.ca/10.1186/s42501-020-00065-x>
- Zavala, C., and Arcuri, M. 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337: 36–54. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.008>.
- Zavala, C., Arcuri, M. and Blanco Valiente, L. 2012. The importance of plant remains as a diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie*, 11: 457–469.
- Zavala, C. and Pan, S.X. 2018. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. *Lithologic Reservoirs*, 30: 1–27.
- Zavala, C., Gamero, H. y Arcuri, M. 2006. Lofting rhythmites: A diagnostic feature for the recognition of hyperpycnal deposits. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 38, 541 pp.

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., y Zorzano, A. (2014). Depósitos de turbiditas intra y extracuencas: Origen y Características distintivas. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 225-244.

CAPÍTULO VI

Conclusiones

6.1. CONCLUSIONES

El análisis icnológico y sedimentológico de la Formación Los Molles en las localidades de Sierra Chacaicó, Picún Leufú y Cordillera del Viento permitió reconocer seis asociaciones de facies correspondientes a depósitos de *offshore*, plataforma, *shoreface*, frente deltaico distal, prodelta y descargas de densidad. De todas ellas, la asociación de facies de *offshore* – plataforma es la más recurrente y se puede encontrar truncada por depósitos correspondientes a la asociación de facies de descargas de densidad. El resto de las asociaciones de facies han sido reconocidas solamente en los intervalos estratigráficos que incluyen la transición entre las formaciones Los Molles y Lajas. Teniendo en cuenta la diversidad, abundancia y el contenido icnológico que muestran las trazas fósiles en cada una de las asociaciones de facies definidas, se pudieron reconocer y caracterizar seis icnoasociaciones: 1-icnoasociación de *offshore* – plataforma, 2- icnoasociación de sistemas turbidíticos, 3-icnoasociación de plataforma dominada por tormentas, 4- icnoasociación de *shoreface*, 5- icnoasociación de prodelta, y 6- icnoasociación de frente deltaico distal.

Una característica distintiva de la Formación Los Molles es la baja icnodiversidad y abundancia de trazas fósiles, con predominio de estructuras biogénicas típicas de ambientes de baja energía con deficiencia en oxigenación. En este contexto, son dominantes las estructuras biogénicas producidas por la actividad de organismos depositívoros, detritívoros, quimiosimbiontes y bacteriana (*Chondrites intricatus*, *Chondrites patulus*, *Cylindrichnus concentricus*, *Nereites missouriensis*, *Nereites* isp., *Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp., *Planolites* isp., *Teichichnus rectus*, *Trichichnus appendicus* y *Trichichnus* isp.), respecto a las generadas por organismos suspensívoros y predadores pasivos (*Arenicolites* isp., *Ophiomorpha* isp., *Skolithos linearis* y *Gyrochorte comosa*). Las condiciones de baja energía resultan consistentes con la baja tasa de sedimentación que caracteriza a los ambientes dominantes de la unidad (*offshore* y plataforma). La ocurrencia de descargas producidas por corrientes de densidad y de eventos de tormenta afectaron el desarrollo de la fauna residente (*Chondrites intricatus*, *Chondrites patulus*, *Cylindrichnus concentricus*, *Nereites missouriensis*, *Nereites* isp., *Phycosiphon incertum*, *Phymatoderma* isp., *Planolites* isp., *Teichichnus rectus*, *Trichichnus apendicus* y *Trichichnus* isp.), cambiando las condiciones del sustrato y permitiendo el establecimiento de faunas oportunistas (*Arenicolites* isp., *Gyrochorte comosa*, *Nereites missouriensis*, *Nereites* isp., *Ophiomorpha* isp., *Skolithos linearis*,

Thalassinoides isp.) que reflejan una alta tasa de sedimentación y un régimen hidrodinámico mayor.

Dos icnoasociaciones, distribuidas en parches, son las que presentan mayor dominio dentro de las secciones analizadas en la Formación Los Molles. Una de ellas se encuentra integrada por *Chondrites intricatus* y *Trichichnus* isp., vinculadas con actividad de organismos quimiosimbiontes y microbianos, respectivamente, dominantes en depósitos de *offshore*-plataforma; y la otra se encuentran integrada por *Chondrites intricatus*, *Trichichnus* isp. y *Phycosiphon incertum*. Este último icnogénero permite inferir períodos con incrementos en la oxigenación y aporte de nutrientes al sistema, y ocurre con mayor frecuencia en los depósitos de *offshore* y en albardones distales de canales producidos por descargas de corrientes de densidad. Ambas icnoasociaciones se encuentran vinculadas a depósitos ricos en materia orgánica muy bien preservada, principalmente vinculada a condiciones disaeróbicas a anaeróbicas en la parte inferior de la columna de agua y en la interfase agua-sedimento, aunque la presencia de *Phycosiphon incertum* indicaría condiciones temporales subaeróbicas a aeróbicas en la columna de agua y/o interfase agua-sedimento. La presencia recurrente de pirita framboidal en los depósitos de *offshore* y plataforma se vincula en gran medida, con un origen diagenético a partir de la presencia de sedimentos anóxicos-disóxicos. Estas observaciones apoyan la interpretación de que la gran mayoría de los depósitos de la Formación Los Molles, fueron acumulados bajo condiciones anóxicas-disóxicas, y permiten inferir que los principales parámetros de control en esta formación fueron la oxigenación y la tasa de sedimentación. Si bien otros parámetros como la disponibilidad de nutrientes, la turbidez, las condiciones del sustrato y la salinidad habrían afectado el establecimiento y el desarrollo de las comunidades bentónicas a escala local, no habrían sido parámetros de control a escala de cuenca.

Sin lugar a dudas el contexto paleogeográfico de la Cuenca Neuquina durante gran parte del Jurásico y Cretácico, vinculado con una etapa en la cual se comportó como una cuenca de retroarco y conectada al océano proto-Pacífico a través de estrechos pasajes entre la cadena de islas volcánicas, controló la circulación interna de la cuenca, afectando la estratificación de la columna de agua y sus propiedades físico-químicas. Esta situación condicionó el establecimiento de las comunidades bentónicas, favoreció la generación de niveles ricos en materia orgánica, frecuentemente asociados a tapetes microbiales




























Se propone para la Formación Los Molles un ambiente de depositación poco profundo dominado por condiciones de baja energía y baja tasa de sedimentación, baja disponibilidad de nutrientes, condiciones del sustrato principalmente sopusas y condiciones de la interfase agua-sedimento salobres y al menos disóxicas.

CAPÍTULO VII

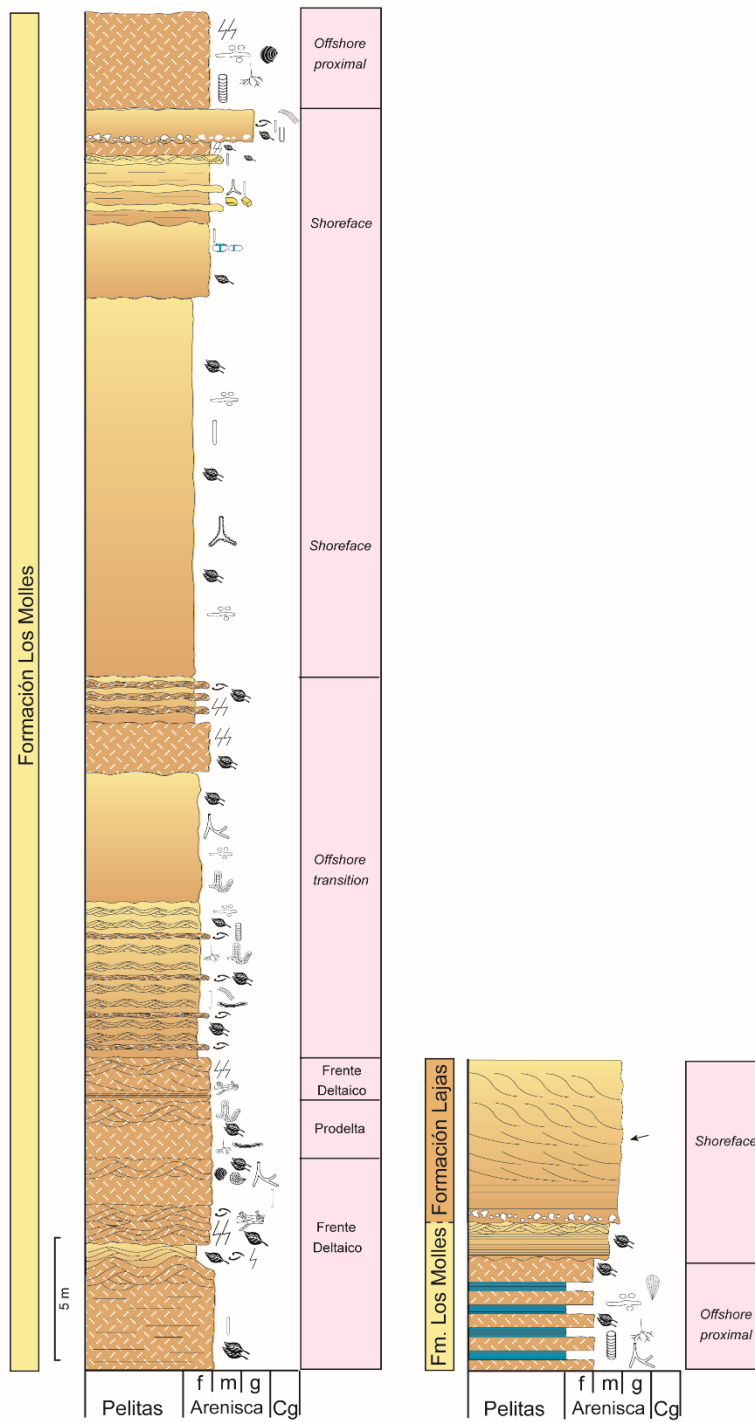
Anexo

7.1 SECCIONES DE DETALLE DEL ÁREA DE PICÚN LEUFÚ

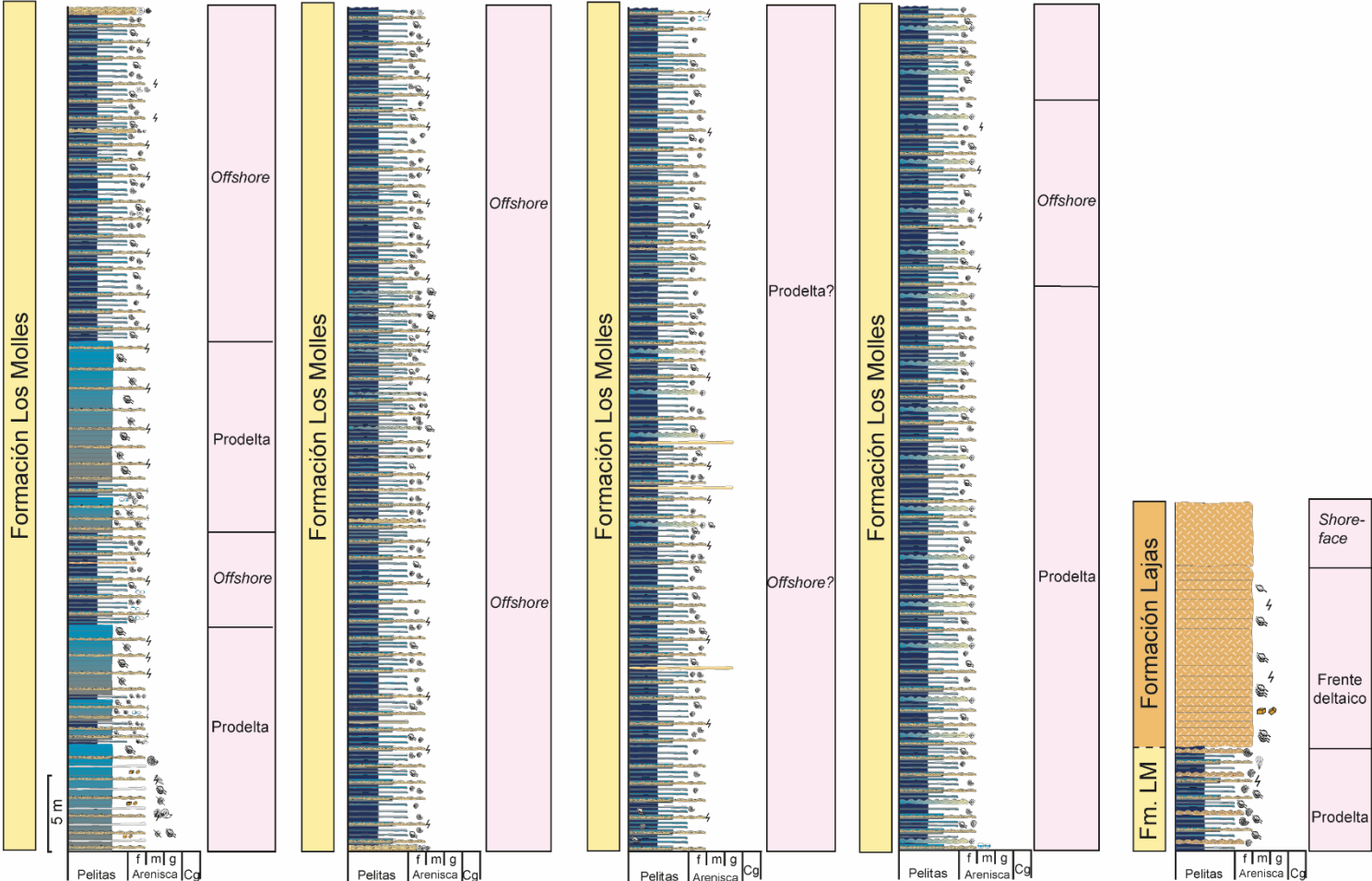
En este anexo se presentan las seis columnas completas relevadas en la localidad de Picún Leufú. Los últimos 60m de las mismas se encuentran representadas en el panel de correlación realizado para esta zona (Fig. 3.8).

REFERENCIAS		
 Pelitas	 Bioturbación indiferenciada	 Óndulas simétricas
 Areniscas tufáceas	 <i>Chondrites</i>	 Estratificación cruzada tangencial
 Areniscas	 <i>Phycosiphon</i>	 Laminación paralela
 Areniscas	 <i>Skolithos</i>	 Óndulas asimétricas
 Fitodetritos	 <i>Thalassinoides</i>	 Estratificación cruzada hummocky
 Amonites	 <i>Nereites</i>	 Deformación por carga
 Bivalvos	 <i>Gyrochorte</i>	 Estratificación cruzada en artesa
 Belemnites	 <i>Planolites</i>	 Óndulas escalantes
 Pinnas	 <i>Arenicolites</i>	
 Valvas fragmentadas	 <i>Ophiomorpha</i>	
 Gastrópodos	 <i>Teichichnus</i>	
 Corales	 <i>Cylindrichnus</i>	
 Pirita	 Paleocorrientes	
 Concreciones		

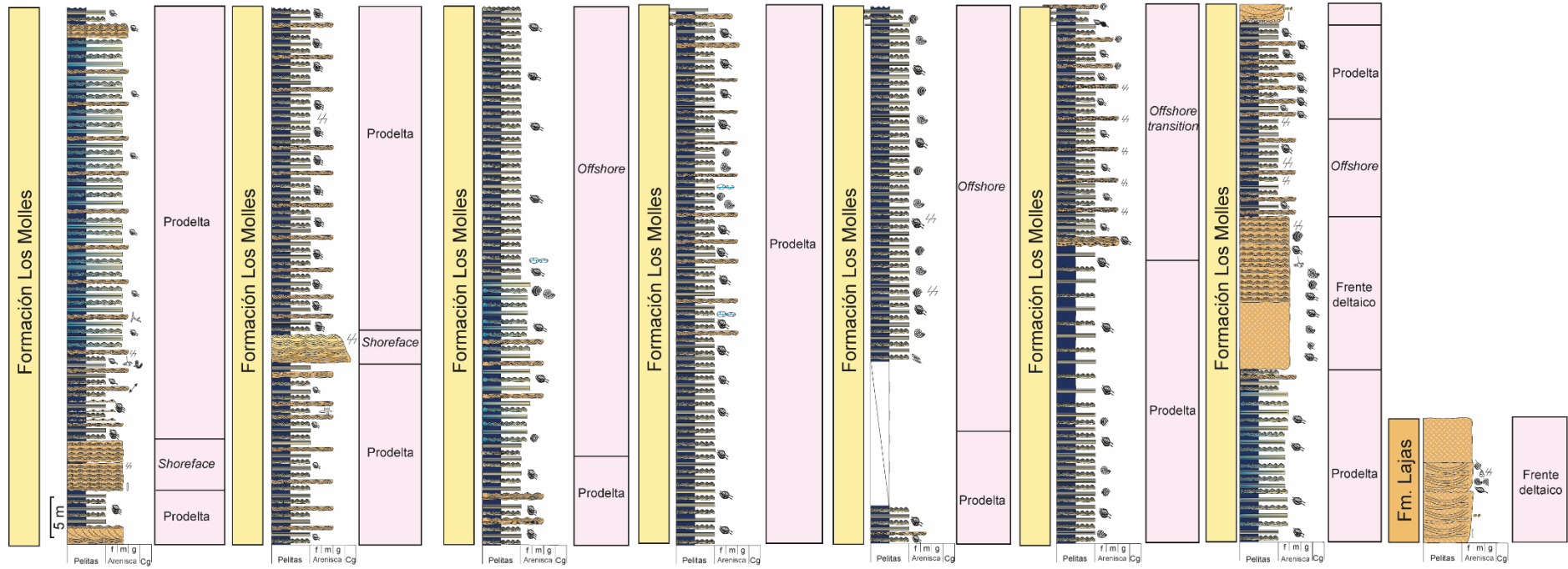
7.1.1 Sección 1 - Bajada de Los Molles



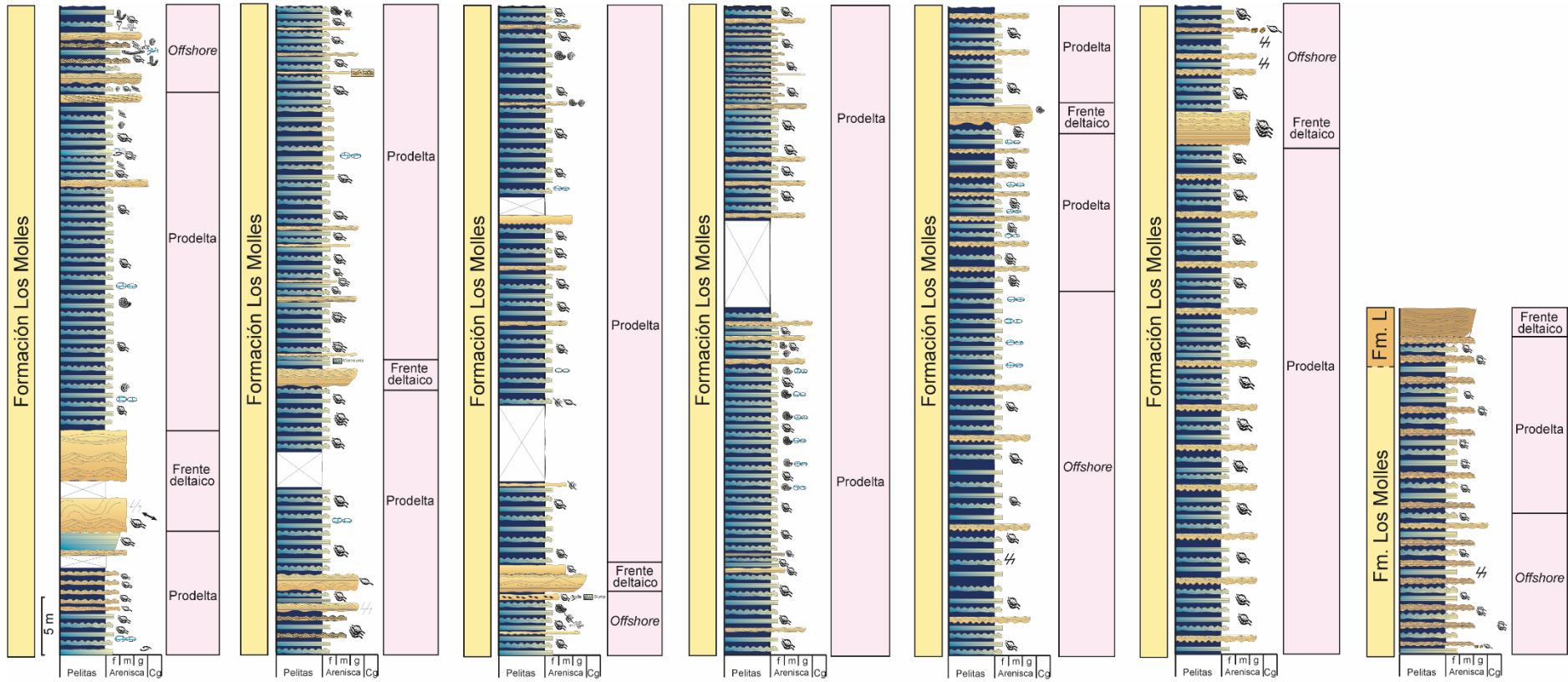
7.1.2 Sección 2 – Zona de la Quebrada del Sapo



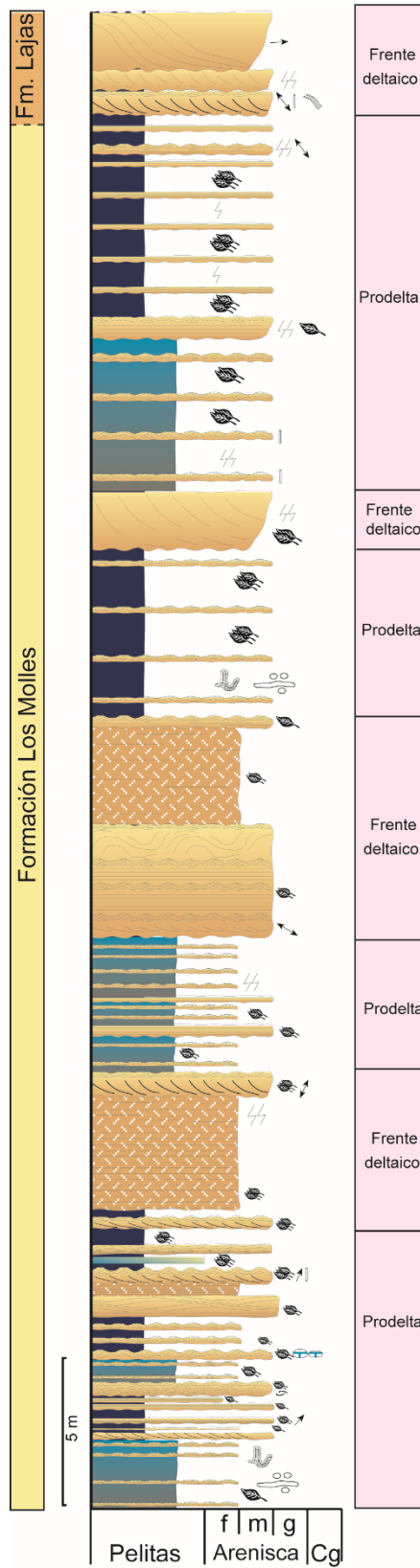
7.1.3 Sección 3 – Frente a la Escuela N° 293



7.1.4 Sección 4 – 39° 21' 11.17" S / 70° 08' 29.05" O



7.1.5 Sección 5 – Puesto Los Pozuelos



7.1.6 Sección 6 – Puesto Los Pozuelos

