



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Tesis Doctora en Geología

Origen y distribución de los sistemas progradantes en el Miembro Agua de la Mula (Hauteriviano). Cuenca Neuquina, Argentina.

Ainara Irastorza

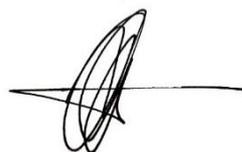
BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2022

Prefacio

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geología de la Universidad Nacional del Sur 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 Departamento de Geología durante el periodo comprendido entre Junio de 2017 y Abril del 2022, bajo la dirección del Dr. Carlos Zavala (profesor adjunto de Geología Histórica y Estratigráfica en la Universidad Nacional del Sur y presidente de GCS Argentina), y del Dr. Martín Turienzo (asistente de Geología Estructural en la Universidad Nacional del Sur, profesor adjunto de Geología Estructural en la Universidad Nacional del Comahue e investigador adjunto de Conicet).



Lic. Ainara Irastorza



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el 14/07/2022, mereciendo la calificación de 10 (SOBRESALIENTE).

14 de Julio de 2022

Departamento de Geología

Universidad Nacional del Sur

Certifico que fueron incluidos los cambios y correcciones sugeridas por los jurados.

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'C. Zavala', with a large, sweeping flourish at the end.

Dr. Carlos Zavala

A handwritten signature in blue ink, appearing to be 'M. Turienzo', with a large, sweeping flourish at the end.

Dr. Martín Turienzo

“Surfea la ola”

A mamá, papá y Mai.

A Fer.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mis directores de tesis, los Dres. Carlos Zavala y Martín Turienzo por guiarme durante todos estos años, por permitirme trabajar en libertad y brindarme su confianza, por transmitirme la pasión por la geología y enseñarme que la misma “entra por los pies”. A Lito, le agradezco por guiarme dentro de esta temática que tanto me gusta, por su generosidad para compartir sus conocimientos, por su humildad, por empujarme a dar lo máximo de mí, hasta cuando yo creí que no era capaz. A Martín, por enseñarme a complementar las disciplinas geológicas, por su paciencia y sus palabras en los momentos indicados, por el acompañamiento y consejos durante todos estos años, por darme el espacio y herramientas para que me encuentre en este camino, por las campañas y viajes compartidos.

A los miembros del jurado, los Dres. Daniel Gregori, Silvio Casadío y Juan José Ponce por tomarse el tiempo de leer esta tesis y por mostrar un gran interés en el trabajo aquí presentado. Sus correcciones ayudaron enormemente a mejorar y enriquecer la tesis. Gracias por su buena predisposición siempre.

Al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y al Ingeosur-Conicet por brindarme un cómodo espacio de trabajo durante todos estos años, por permitirme usar las instalaciones y equipamiento con total responsabilidad y libertad, y por brindarme el financiamiento que me permitió realizar estos estudios de posgrado.

A la Subsecretaría de Minería e Hidrocarburo de la Provincia de Neuquén, que nos brindó la información para realizar los estudios estructurales en la zona de trabajo.

Quiero agradecer a los colegas y amigos que durante todos estos años de estudio no dudaron en darme una mano, brindarme su conocimiento o simplemente una palabra de guía y aliento: Natalia Sánchez, Daniela Olivera, Marcelo Martínez, Gabriela Ferracutti, Lucia Asiain, Leonardo Scherger, Fernando Lebinson, Natalia Fortunatti y a los chicos de GCS.

Mi experiencia como docente es algo relativamente nuevo, pero la gente que conocí ahí no lo es. Tuve el placer de conocerlos como compañeros/amigos de cursada y colegas en mis primeros años de estudio, y siempre me brindaron su conocimiento y apoyo. Como grupo de trabajo todo mejoró, me brindaron energías y fuerzas para cerrar este ciclo y todas las herramientas para que pueda llegar hoy a este punto. Gracias Gabi Ferracutti, Lu Asiain, Vicky Zanella y Juan Tanzola.

A mis hermosos precarios, a cada uno de los integrantes de la oficina que, a pesar de vagar en distintas ramas de la geología, nos unió la aventura en este camino. Gracias por

su compañía, por sus palabras. A Juani, precario fundador con quien compartí mi primer tiempo y de quién me llevo una importante amistad. A Vicky y a Mica, mis amigas, gracias por las risas, la complicidad, los llantos, por esos pequeños momentos de encuentro que me salvaban el día, por apoyarme y alentarme siempre, por no dejarme caer nunca. Gracias por descubrir juntas este camino.

Hubiese sido imposible hacer esta tesis, sin campañas de campo. En los viajes no todo es fácil y encontrar la motivación tampoco. Sin embargo, agradezco haber viajado con hermosas personas que dedicaron días de su tiempo para acompañarme, que pusieron buena onda y predisposición en cada momento, y que también me enseñaron de esta hermosa profesión y del placer que es encontrarnos todos juntos en ella. Gracias Martín Turienzo, Maite Irastorza, Daniela Olivera, Natalia Sánchez, Florencia Peralta, Gaspar Peñalva, Trinidad Durán.

A mis amigos, a mi CCT querido que me acompaña hace muchos años, me entiende y acepta y que me dio un gran empujón en este trayecto final.

A Débora, mi cólega, mi par y amiga. Este camino puede no ser fácil algunas veces y le agradezco a ella por dejarme hacer esto juntas, por no permitirme caer, por ayudarme a creer que esto era posible y que con perseverancia podíamos a llegar a la meta.

A mi familia, por ser uno de los pilares fundamentales en mi vida. A la familia que me regalo Fernando, por entenderme, cuidarme y mimarme durante todos estos años. A mis abuelos, Tely, Lelé y Raúl por ser fieles testigos y participantes de mi crecimiento personal y profesional durante toda mi vida, por alegrarse y acompañarme en cada paso que di.

A Maite, mi amiga y hermana. Me acompañó en mi primer campaña, cuando todo era nuevo, emocionante y a la vez misterioso. No lo dudó y fue a ayudarme. Así como me ayudó y acompañó toda la vida, me alentó y me cuidó. Agradezco compartir con ella, ésta hermosa profesión y ésta pasión. Gracias por ser un pilar tan importante en mi vida y un sostén a largo de todos estos años.

Nunca me van a alcanzar las palabras de agradecimiento para mamá y papá. Con todo su esfuerzo, me regalaron la gran posibilidad de estudiar una carrera universitaria y convertirme en geóloga, sin que nunca me falte nada. Creyeron en mí desde el día uno y antes que nadie, para hacer este estudio de posgrado. Imposible olvidar las palabras “si hay alguien que puede con esto, sos vos”. Me guiaron y acompañaron, me aconsejaron en cada momento de este crecimiento personal y profesional.

A Fer, mi amigo, compañero de mi vida, mi amor. Su paciencia, cariño y bondad me dieron fuerzas para seguir. Su seguridad y confianza en mí, sus abrazos y palabras de aliento me permitieron llegar a este día con la frente en alto. Gracias por permitirme caminar

juntos durante todos estos años, por interesarte en mi trabajo, por querer aprender de él, por ser cada día un “poco mas geólogo”.

A Niki, Luna y Homero.

Resumen

La Formación Agrio constituye la cuarta y última transgresión marina vinculada al océano proto-Pacífico, desarrollada durante el Valanginiano tardío – Hauteriviano tardío. Esta tesis se focaliza en la realización de un estudio sedimentológico y estratigráfico detallado del miembro superior de esta unidad, denominado Miembro Agua de la Mula (Hauteriviano medio-tardío). El estudio de campo consistió principalmente en el relevamiento de seis columnas estratigráficas del Miembro Agua de la Mula, medidas desde el contacto basal con el Miembro Avilé hasta el contacto superior con el Miembro Troncoso inferior (Formación Huitrín). Las columnas estratigráficas relevadas totalizan 2996,6 m de espesor y corresponden a las localidades: 1) El Mojado, 2) Bajada del Agrio, 3) La Quebrada, 4) Jara, 5) Pichi Mula y 6) Balsa Huitrín. De modo adicional, en el flanco oriental del anticlinal Pichi Mula se relevaron cuatro secciones estratigráficas parciales que comprenden los últimos ~170 m del Miembro Agua de la Mula. A partir del análisis detallado de todas las columnas relevadas, se identificaron seis facies de areniscas (SfM, SfL, SfX, SfW, SfH, SfR), tres facies de heterolitas (HeF, HeW, HeL), dos facies de pelitas (FM, FL) y una facies calcárea (Ca). El posterior análisis de las facies sedimentarias identificadas, permitió reconocer tres asociaciones de facies, correspondientes a: A) asociación de facies de prodelta/*offshore*, B) asociación de facies de frente deltaico distal y C) asociación de facies de frente deltaico proximal. En afloramiento, se observa que las facies sedimentarias identificadas se disponen formando arreglos grano-estrato crecientes que gradan transicionalmente desde pelitas a areniscas, para culminar con niveles calcáreos bioclásticos. Estos arreglos, constituyen secuencias progradantes y somerizantes. A escala regional, se pudieron identificar siete secuencias de cuarto orden (AM1-AM7), las que a su vez se componen por secuencias deposicionales elementales de quinto orden, todas ellas de carácter alocíclico. Cada secuencia muestra internamente un arreglo somerizante, lo que le confiere a toda la unidad un carácter progradante. Las evidencias de campo y el estudio de facies, permiten inferir que el Miembro Agua de la Mula representan ambientes deltaicos, acumulados en una rampa homoclinal de muy bajo gradiente. El análisis de facies, sugiere que esta rampa se habría originado por una progradación clástica relacionada a una combinación entre flujos hiperpícnicos diluidos y el accionar de procesos de difusión marina, principalmente oleaje. Estos sistemas deltaicos poco conocidos corresponden a Deltas Litorales Hiperpícnicos. Estos deltas estarían alimentados por descargas de ríos sucios (*dirty rivers*) de larga duración, las cuales debido a su exceso de densidad se hundirían en la zona costera conformando flujos hiperpícnicos diluidos. Este efecto habría sido enfatizado por la posible existencia de un medio marino salobre, lo cual habría permitido que estos flujos y sus depósitos se extiendan cientos de

kilómetros cuenca adentro con pendientes menores a los $0,02^\circ$, ayudados por la acción del oleaje. La disminución (o cese) del aporte de ríos sucios, controlado por factores alocíclicos (climáticos?) contribuiría a restablecer las condiciones marinas “normales” en la cuenca. En este sentido, la disminución del influjo de agua dulce y materiales en suspensión turbulenta habría permitido el desarrollo de niveles calcáreos (bioclásticos) de extensión regional, a menudo reconocidos hacia el tope de las secuencias progradantes. Estos niveles bioclásticos conformarían intervalos condensados, los cuales posiblemente involucrarían un intervalo de tiempo igual o mayor que el requerido para la acumulación de los depósitos de frente deltaico de los deltas litorales hiperpícnicos.

Abstract

The Agrio Formation constitutes the third and last marine transgression related to the proto-Pacific Ocean, developed during the late Valanginian - late Hauterivian. This PhD thesis will focus on a detailed sedimentological and stratigraphic study of the upper member of this unit, named Agua de la Mula Member (middle-late Hauterivian). The fieldwork consisted mainly on the measure of six stratigraphic columns of the Agua de la Mula Member, from the basal contact with the Avilé Member to the upper contact with the lower Troncoso Member (Huitrín Formation). The stratigraphic columns have a total thickness of 2996,6 m and correspond to the localities of: 1) El Mojado, 2) Bajada del Agrio, 3) La Quebrada, 4) Jara, 5) Pichi Mula and 6) Balsa Huitrín. Additionally, four partial stratigraphic sections comprising the last ~170 m of the Agua de la Mula Member were measured on the eastern limb of the Pichi Mula anticline. From the detailed analysis of the stratigraphic sections, six sandstone facies (SfM, SfL, SfX, SfW, SfH, SfR), three heterolite facies (HeF, HeW, HeL), two mudstone facies (FM, FL) and one calcareous facies were identified. Subsequent analysis of the identified sedimentary facies allowed us to recognize three facies associations, corresponding to: A) prodelta/offshore facies association, B) distal deltaic front facies association and C) proximal deltaic front facies association. In outcrop, it is observed that these facies comprise thickening and coarsening upward arrangements that grade from mudstone to sandstones, ending with bioclastic calcareous levels. These arrangements constitute progradational and shallowing upwards sequences. At a regional scale, seven fourth-order sequences (AM1-AM7) could be identified, which in turn are composed of fifth-order elemental depositional sequences, all of them of allocyclic character. Each sequence internally shows shallowing upwards arrangement, which gives the whole unit a progradational character. The field evidence and facies analysis allow us to infer that the Agua de la Mula Member correspond to a deltaic system, accumulated in a homoclinal ramp of very low gradient. The facies analysis suggests that this ramp would have been originated by a clastic progradation related to a combination of dilute hyperpycnal flows and the action of marine diffusion processes, mainly wave-action. These poorly known deltaic systems correspond to Hyperpycnal Littoral Deltas. These deltas would be fed by discharges of dirty rivers of long duration, which can sink in the coastal zone due to their greater density, creating dilute hyperpycnal flows. This effect would have been emphasized by the possible existence of a brackish marine environment, which would have allowed these flows to extend hundreds of kilometers basinward, with slopes less than 0.02° , aided by wave action. The decrease (or cessation) of dirty river input, controlled by allocyclic (climatic?) factors, would contribute to re-establishment of "normal" marine conditions in the basin. In this sense, the decrease in the influx of fresh water and turbulent

suspended materials would have allowed the development of calcareous (bioclastic) levels of regional extension, often recognized towards the top of the progradational sequences. These bioclastic levels would form condensed intervals, which would possibly involve a time interval equal to or longer than that required for the accumulation of the deltaic front deposits of the hyperpycnal littoral deltas.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: Introducción, objetivos, materiales y métodos.

1.1. Introducción	18
1.2. Objetivos generales	20
1.2.1. Objetivos específicos.....	21
1.3. Zona de estudio	21
1.4. Materiales y métodos.....	24
1.4.1. Tareas de campo	24
1.4.1.1. Relevamiento de datos estructurales	24
1.4.1.2. Levantamiento de columnas	24
1.4.1.3. Muestreo.....	25
1.4.1.4. Medición de rayos Gamma	25
1.4.2. Tareas de gabinete.....	25
1.4.2.1. Recopilación bibliográfica y antecedentes.....	25
1.4.2.2. Procesamiento de datos	26
1.4.2.3. Análisis de facies	26
1.4.2.4. Análisis de secciones delgadas	26
1.4.2.5. Análisis de microfósiles.....	27

CAPÍTULO 2: Marco geológico.

2.1. Marco geológico.....	29
2.1.1. Triásico Tardío – Jurásico Temprano (rift)	29
2.1.2. Jurásico Temprano – Cretácico Temprano (subsistencia termal o SAG).....	30
2.1.3. Cretácico Tardío – Cenozoico (cuenca de antepaís)	30
2.2. Marco estratigráfico regional	33
2.2.1. Grupo Precuyo	34
2.2.2. Grupo Cuyo.....	35
2.2.3. Grupo Lotena	36

2.2.4. Grupo Mendoza.....	36
2.2.5. Grupo Bajada del Agrio	38
2.2.6. Grupo Neuquén.....	38
2.2.7. Grupo Malargüe	39
2.3. La Formación Agrio.....	41
2.3.1. El Miembro Agua de la Mula.....	43
2.4. Marco tectónico – estructural del área de estudio	47

CAPÍTULO 3: Procesos de sedimentación en sistemas marinos transicionales.

3.1. Introducción	53
3.2. Deltas y corrientes relacionadas	54
3.3. Estratigrafía secuencial de los sistemas prográdantes.....	61

CAPÍTULO 4: Columnas estratigráficas.

4.1. Introducción	64
4.2. Columna El Mojado.....	64
4.2.1. Ubicación geográfica	64
4.2.2. Descripción sedimentológica	65
4.2.3. Interpretación secuencial.....	68
4.3. Columna Bajada del Agrio	71
4.3.1. Ubicación geográfica	71
4.3.2. Descripción sedimentológica	72
4.3.3. Interpretación secuencial.....	74
4.4. Columna La Quebrada.....	77
4.4.1. Ubicación geográfica	77
4.4.2. Descripción sedimentológica	78
4.4.3. Interpretación secuencial.....	81

4.5. Columna Jara	83
4.5.1. Ubicación geográfica	83
4.5.2. Descripción sedimentológica	84
4.5.3. Interpretación secuencial.....	85
4.6. Columna Pichi Mula	88
4.6.1. Ubicación geográfica	88
4.6.2. Descripción sedimentológica	89
4.6.3. Interpretación secuencial.....	90
4.7. Perfil Balsa Huitrín	93
4.7.1. Ubicación geográfica	93
4.7.2. Descripción sedimentológica	94
4.7.3. Interpretación secuencial.....	96

CAPÍTULO 5: Facies sedimentarias y asociaciones de facies.

5.1. Análisis de facies sedimentarias	99
5.1.1. Areniscas masivas (SfM).....	100
5.1.1.1. Descripción	100
5.1.1.2. Interpretación.....	105
5.1.2. Areniscas con laminación paralela (SfL).....	106
5.1.2.1. Descripción	106
5.1.2.2. Interpretación.....	107
5.1.3. Areniscas con <i>hummockys</i> isótropo-anisótropo (SfHi – SfHa)	108
5.1.3.1. Descripción	108
5.1.3.2. Interpretación.....	109
5.1.4. Areniscas con estratificación cruzada y en artesa (SfX)	111
5.1.4.1. Descripción	111
5.1.4.2. Interpretación.....	112
5.1.5. Areniscas con óndulas de oleaje (SfW)	113

5.1.5.1. Descripción	113
5.1.5.2. Interpretación.....	114
5.1.6. Areniscas con óndulas escalantes (SfR)	115
5.1.6.1. Descripción	115
5.1.6.2. Interpretación.....	115
5.1.7. Facies heterolíticas (HeF – HeW – HeL)	116
5.1.7.1. Descripción	116
5.1.7.2. Interpretación.....	119
5.1.8. Facies fangosas (FM, FL y FLc)	119
5.1.8.1. Descripción	119
5.1.8.2. Interpretación.....	124
5.1.9. Facies calcáreas (Ca).....	124
5.1.9.1. Descripción	124
5.1.9.2. Interpretación.....	128
5.2. Asociación de facies	129
5.2.1. Asociación de facies de prodelta/ <i>offshore</i> (FM, FL, Ca, SfM)	129
5.2.2. Asociación de facies de frente deltaico distal (FM, FL, Ca, HeL, HeW, SfM)	130
5.2.3. Asociación de facies de frente deltaico proximal (SfM, SfL, SfW, SfR, SfH, SfX, HeF).....	130

CAPÍTULO 6: Correlación y discusiones.

6.1. Correlación	134
6.1.1. Correlación local.....	134
6.1.2. Correlación regional	137
6.2. Modelo depositacional	140

CAPÍTULO 7: Conclusiones.

7.1. Conclusiones	146
-------------------------	-----

CAPÍTULO 8: Bibliografía.

8.1. Bibliografía.....	149
------------------------	-----

CAPÍTULO 9: Anexo.

9.1. Columnas estratigráficas.....	177
9.1.1. Columna El Mojado	178
9.1.2. Columna Bajada del Agrio.....	178
9.1.3. Columna La Quebrada	178
9.1.4. Columna Jara.....	178
9.1.5. Columna Pichi Mula.....	178
9.1.6. Columna Balsa Huitrín.....	178
9.1.7. Panel I.....	178
9.1.8. Panel II.....	178
9.1.9. Panel III.....	178
9.1.10. Panel IV.....	178

CAPITULO I

Introducción, objetivos, materiales y métodos

1.1. Introducción

La discordancia Araucánica dió lugar al comienzo del Ciclo Ándico y a la acumulación del Grupo Mendoza. El primer ciclo marino (Tithoniano – Valanginiano temprano) está representado por la Formación Vaca Muerta de gran expansión dentro de la cuenca (Arregui *et al.* 2011a). Los ciclos marinos cretácicos subsiguientes también se presentan con grandes extensiones areales, pero con depósitos marinos de bajas profundidades, alternando con periodos de continentalización. El arco volcánico ubicado al oeste de la Cuenca Neuquina, podría haber limitado una constante inundación desde el océano proto-Pacífico, por lo que la salinidad de estos mares someros podría ser influenciada por descargas fluviales hacia la cuenca, con sus sistemas deltaicos asociados. El Miembro Agua de la Mula (Formación Agrio) está caracterizado por un sistema de rampa homoclinal (Spalletti *et al.* 2001a y b, Comerio *et al.* 2019), donde se han reconocido sistemas progradantes (identificados como secuencias grano-estrato crecientes) que no han tenido una explicación adecuada a escala local y regional. El retrabajo por oleaje que se puede observar en esta unidad, no puede ser explicado únicamente por la acción de “tempestitas”, debido a la gran extensión areal que muestran estos depósitos y a la falta de evidencia de desarrollo de ambientes de playa relacionados, en zonas próximas.

Como ya se mencionó, el Miembro Agua de la Mula está caracterizado por sucesivos ciclos progradantes, con presencia de restos vegetales y micas que permitirían vincular a esta unidad con sistemas deltaicos. Sin embargo, los modelos deltaicos actualmente aceptados se centran principalmente en los deltas litorales costeros, con un marcado y notorio desarrollo de la planicie deltaica, frente deltaico y prodelta en plataformas marinas.

El término “delta” fue introducido por el filósofo griego Herodotus (490 BC), a partir de la forma triangular (similar a la letra griega “Δ”) que adoptaban los depósitos acumulados en cercanías a la desembocadura del Río Nilo. Los deltas constituyen un importante elemento de depositación en sistemas litorales marinos y lacustres. Debido a que acumulan grandes cantidades de sedimentos clásticos, sus depósitos han recibido una enorme atención por su capacidad para contener reservorios de hidrocarburos (Slatt 2013). Durante décadas los sistemas deltaicos fueron considerados como elementos exclusivamente costeros, constituidos por tres elementos principales: planicie deltaica, frente deltaico y prodelta (Scruton, 1960).

El frente deltaico ha sido considerado como el elemento más importante desde el punto de vista de reservorios, ya que conceptualmente es el elemento que concentra el mayor volumen de depósitos arenosos. Por el contrario, los depósitos de prodelta han recibido una menor atención, ya que se consideraba que los mismos estaban predominantemente

constituidos por materiales finos resultantes de procesos de decantación. En años recientes, el redescubrimiento y caracterización de los flujos hiperpícnicos ha cambiado este paradigma. Estos flujos se producen cuando un río descarga, en una cuenca lacustre o marina, una mezcla turbulenta de agua y sedimento con una densidad total que excede aquella de la cuenca receptora. En consecuencia, este flujo y sus sedimentos transportados no se acumulan en el área del frente deltaico, sino que siguen su viaje cuenca adentro hacia zonas de prodelta. Este hecho ha cambiado sustancialmente el concepto del prodelta, el cual pasó de ser una zona angosta localizada al pie del frente deltaico, a una rampa clástica extendida cuenca adentro por centenares de kilómetros (Overeem *et al.* 2003, Wilson y Schieber 2014, Zavala *et al.* 2021). A menudo los depósitos asociados a estas hiperpícnitas de prodelta (Wilson y Schieber 2014) se componen por depósitos de pelitas o heterolitas que pasan a delgados bancos de arena con arreglos grano-estrato crecientes, por lo cual comúnmente son asignados a “parasecuencias” o “barras de tormenta” aportando una mayor confusión a su real significado (Bhattacharya y MacEachern 2009). Debido a su gran extensión areal, estos depósitos pueden constituir excelentes reservorios de hidrocarburos, como lo son los depósitos equivalentes del Cretácico del campo Karabashskiy en la cuenca de Siberia Oriental, Rusia (Zavala *et al.* 2016). Uno de los primeros trabajos en evaluar el posible origen hiperpícnico de sucesiones prodeltaicas de areniscas finas y lutitas fue efectuado por Soyinka y Slatt (2008) en el Lewis Shale (Cretácico) en Wyoming.

El Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina presenta excelentes afloramientos con características vinculadas a las parasecuencias progradantes descritas anteriormente. La Formación Agrio (Valanginiano tardío – Hauteriviano tardío) representa la cuarta y última transgresión desde el océano proto Pacífico y tiene excelentes afloramientos en el centro-oeste de esta cuenca (Fig. 1.1). Dentro de esta unidad, la presente contribución se focaliza en el análisis integral del miembro superior de la misma, denominado Miembro Agua de la Mula (Leanza *et al.* 2001), el cual ha sido definido como un sistema mixto (silicoclástico-carbonático) depositado en una rampa de muy bajo gradiente, afectado por oleaje de buen tiempo y de tormenta (Spalletti *et al.* 2001a y b, Lazo *et al.* 2005, Sagasti 2005, Comerio *et al.* 2018, 2019, Fernández *et al.* 2019).

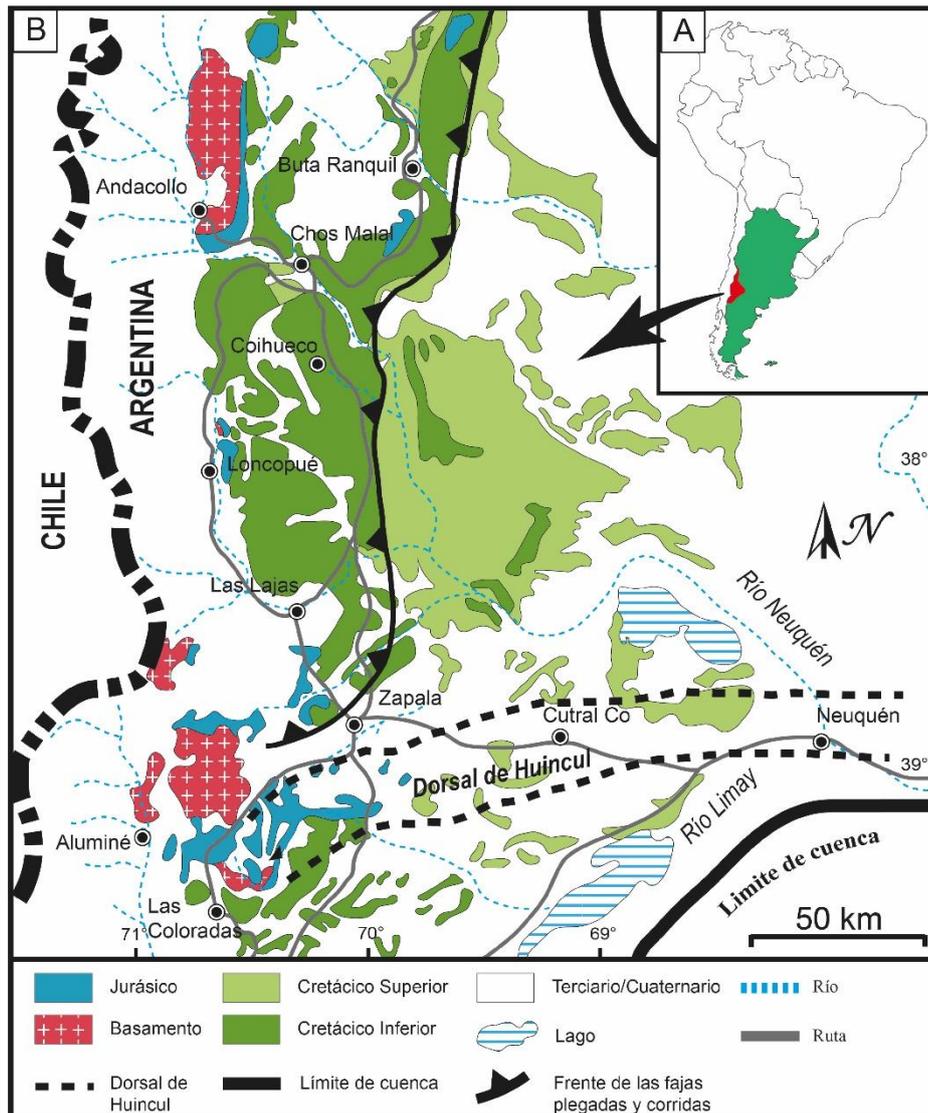


Figura 1.1: A) Ubicación de la Cuenca Neuquina dentro del ámbito de la República Argentina. B) Mapa simplificado de los afloramientos de la Cuenca Neuquina. Modificado de Zavala *et al.* (2006).

1.2. Objetivos generales

El objetivo principal de esta tesis de doctorado es realizar un análisis sedimentológico y estratigráfico de detalle del Miembro Agua de la Mula (Formación Agrio) en las localidades de estudio (apartado 1.3). Los resultados de este estudio permitirán comprender los mecanismos y procesos de transporte y deposición de las descargas de densidad dentro de un sistema marino transicional progradante.

El análisis anteriormente expuesto permitirá proponer un modelo depositacional regional para la unidad, y comprender las variaciones que sufre el sistema progradante en el área de estudio. Estas variaciones se analizarán desde un punto de vista espacial (variabilidad en el desarrollo de los ambientes identificados en las distintas localidades) y

temporal (cambios en las condiciones climáticas, tectónicas, eustáticas, entre otras). Esta tesis pretende también explicar el desarrollo de secuencias grano-estrato crecientes (dentro de las cuales se puede observar un pasaje transicional entre estructuras sedimentarias) y vincularlas a otros procesos alocíclicos y autocíclicos, sin que sea el eutatismo el único factor formador de estas secuencias somerizantes (Van Wagoner *et al.* 1990).

1.2.1. Objetivos específicos

Los objetivos específicos de la presente tesis son:

1- Realizar un análisis de las estructuras sedimentarias presentes y a partir de ello, efectuar una detallada descripción de las distintas facies sedimentarias reconocidas determinando los mecanismos de transporte y depositación que dan origen a las mismas.

2- Caracterizar las distintas trazas fósiles presentes en los depósitos, determinar las asociaciones de trazas fósiles y qué condiciones paleoambientales permiten inferir. Relacionar las trazas con las distintas facies sedimentarias reconocidas.

3- Determinar asociaciones de facies que permitan reconocer paleoambientes de depositación.

4- Elaborar un marco estratigráfico secuencial para las columnas analizadas, a partir de la ciclicidad de alta frecuencia y su calibración con las lecturas de Rayos Gamma medidos en el campo.

5- Efectuar un panel de correlación de detalle de cuatro columnas estratigráficas medidas en los últimos 170 m (aproximadamente) del Miembro Agua de la Mula y separadas entre ellas por unos 1500 m aproximadamente, a los fines de reconocer el desarrollo y variación espacial del sistema a una escala local.

6- Obtener un modelo depositacional regional mostrando el desarrollo y evolución temporo-espacial del sistema deltaico y su relación con las descargas hiperpícnicas, propuestas para el Miembro Agua de la Mula.

1.3. Zona de estudio

El área de estudio se encuentra en la Cuenca Neuquina, ubicada en el margen oeste de América del Sur entre los 32° y 40° de latitud sur, en el centro oeste de la provincia de Neuquén. Los afloramientos estudiados se encuentran excelentemente expuestos al norte de la Dorsal de Huincul y forman parte de la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrío, más específicamente del sector sur de este cinturón plegado (Fig. 1.2).

En el transcurso de esta tesis se relevaron seis columnas estratigráficas del Miembro Agua de la Mula distribuidas en diferentes sectores de la Cuenca Neuquina. De sur a norte, las secciones estudiadas son: (1) El Mojado, (2) Bajada del Agrio, (3) La Quebrada, (4) Jara, (5) Pichi Mula y (6) Balsa Huitrín (Fig. 1.2, Tabla 1.1). La ubicación geográfica para cada columna, será detallada en el capítulo IV.

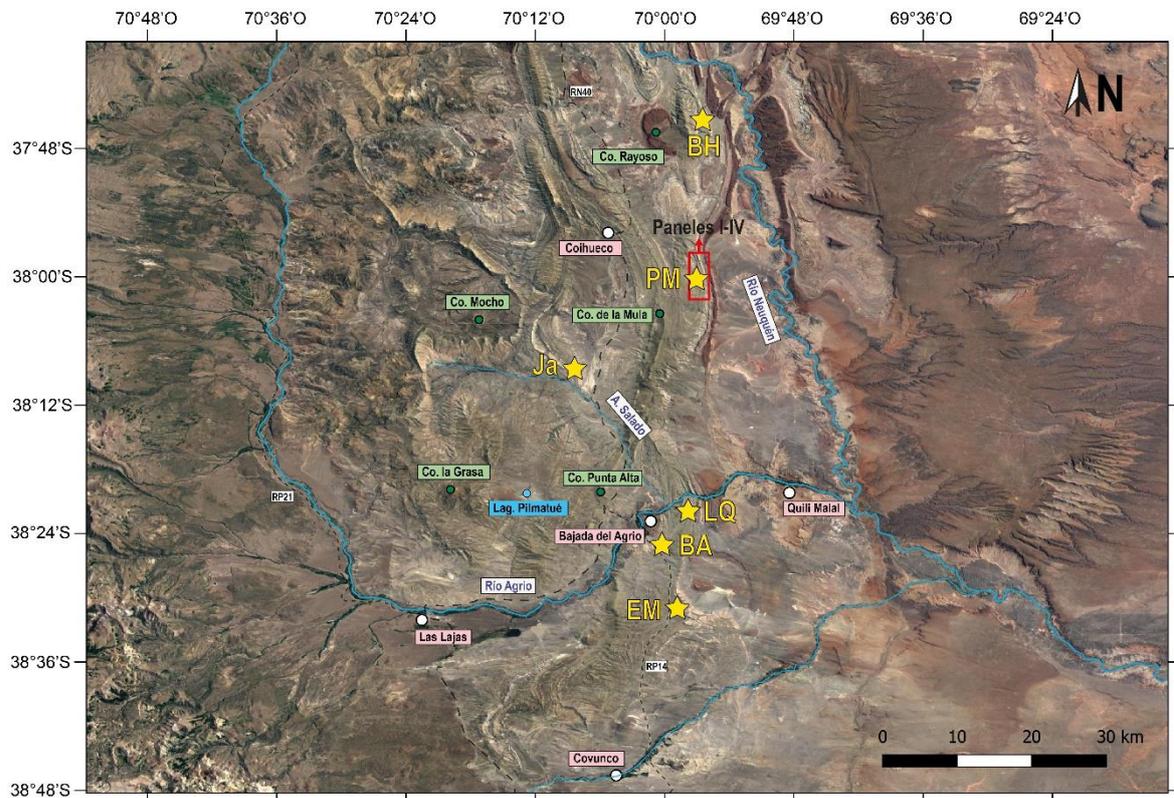


Figura 1.2: Localización de las secciones relevadas en la presente tesis, tanto de las columnas de espesor total del Miembro Agua de la Mula, como de las parciales (paneles 1-4). EM: Columna El Mojado. BA: Columna Bajada del Agrio. LQ: Columna La Quebrada. Ja: Columna Jara. PM: Columna Pichi Mula. BH: Columna Balsa Huitrín.

Sección estratigráfica	Abreviatura	Coordenadas geográficas	Unidades involucradas	Espesor Miembro Agua de la Mula (m)	Espesor total (m)
El Mojado	EM	38°30'56,85"S 69°59'02,51"O	Mb. Avilé, Mb. Agua de la Mula, Fm. Huitrín	441,7 m	446 m
Bajada del Agrio	BA	38°25'37,49"S 69°59'50,35"O	Mb. Avilé, Mb. Agua de la Mula, Fm. Huitrín	436 m	441 m
La Quebrada	LQ	38°22'18,75"S 69°57'52,34"O	Mb. Pilmatué, Mb. Avilé, Mb. Agua de la Mula y Fm. Huitrín	471,8 m	483 m
Jara	Ja	38°9'12,44"S 70°8'42,59"O	Mb. Avilé, Mb. Agua de la Mula, Fm. Huitrín	639,8 m	669,1 m
Pichi Mula	PM	38°0'12,44"S 69°56'51,05"O	Mb. Avilé, Mb. Agua de la Mula, Fm. Huitrín	471,15 m	477 m
Balsa Huitrín	BH	37°44'42,98"S 69°56'55,30"O	Mb. Avilé, Mb. Agua de la Mula, Fm. Huitrín	476 m	480,5 m
TOTAL					2996,6 m

Tabla 1.1: Columnas estratigráficas estudiadas en el presente trabajo. Todas involucran el espesor total del Miembro Agua de la Mula. Formación (Fm.), Miembro (Mb.).

De modo complementario se relevaron 4 columnas estratigráficas de menor espesor, las cuales comprenden solamente la parte superior del Miembro Agua de la Mula (aproximadamente los últimos 170 m de esta unidad, Fig. 1.2, Tabla 1.2). Estas secciones estratigráficas se ubican en el flanco oriental del anticlinal Pichi Mula y se encuentran separadas con una distancia de 1300 – 1600 m entre ellas.

Sección estratigráfica	Abreviatura	Coordenadas geográficas	Espesor Miembro Agua de la Mula (m)	Espesor total (m)
Panel 1	P1	38°0'49,79"S 69°56'18,83"O	119,4 m	121,5 m
Panel 2	P2	38°0'7,67"S 69°56'23,64"O	172,4 m	174 m
Panel 3	P3	37°59'16,01"S 69°56'35,50"O	173,5 m	175,5 m
Panel 4	P4	37°58'34,87"S 69°56'48,49"O	175,8 m	177 m
TOTAL				648 m

Tabla 1.2: Secciones estratigráficas parciales medidas en el anticlinal Pichi Mula.

1.4. Materiales y métodos

1.4.1. Tareas de campo

Las tareas de campo fueron distribuidas en tres campañas realizadas en los años 2017, 2018 y 2019. La primera campaña estuvo enfocada en el relevamiento de datos estructurales (apartado 1.4.1.1) y el levantamiento de dos columnas estratigráficas (Bajada del Agrio y La Quebrada). La segunda campaña, realizada en Noviembre de 2018 tuvo como objetivo el levantamiento de las columnas El Mojado y Pichi Mula. Además, se recolectaron muestras de palinología en la sección Pichi Mula para la realización de una tesis de grado incluida en el marco de este estudio, dentro de nuestro grupo de investigación. En la tercer y última campaña, se midieron las columnas Jara y Balsa Huitrín, y se levantaron las cuatro secciones (Panel I – Panel IV) del flanco este del Anticlinal Pichi Mula.

1.4.1.1. Relevamiento de datos estructurales

Durante el relevamiento de campo se adquirieron numerosos datos estructurales (posicionados por GPS y medidos con brújula Brunton), que permitieron la construcción de un mapa regional de la zona de estudio y de una sección estructural balanceada, apoyada en datos de pozos exploratorios (YPF.Nq.Pi.x-1, YPF.Nq.RA.x-1 e YPF.Nq.QM.x-1) y sísmica 2D (SJ-LLV92_126 y 17035) (Irastorza *et al.* 2019) (ver apartado 2.4, capítulo II). La sección estructural balanceada se construyó a lo largo de 38 km de longitud en sentido E-O, desde la Laguna Pilmatué hasta la localidad de Quili Malal.

1.4.1.2. Levantamiento de secciones estratigráficas

Se relevaron 6 secciones estratigráficas de entre 440 ~ 670 metros aproximadamente (El Mojado, Bajada del Agrio, La Quebrada, Jara, Pichi Mula y Balsa Huitrín), medidas desde los últimos metros del Miembro Avilé hasta la zona de contacto con la formación suprayacente (Formación Huitrín). Además, se midieron cuatro columnas estratigráficas de los últimos 120 – 170 m del Miembro Agua de la Mula, en los depósitos aflorantes en el flanco este del anticlinal Pichi Mula. La totalidad de las columnas fueron descriptas y medidas capa a capa utilizando brújula Brunton, báculo de Jacob, posicionadas mediante GPS y documentadas con cámara fotográfica. Además, se tomaron datos de rumbo y buzamiento de las capas. Durante la descripción, se tuvo especial cuidado en la observación de la litología y textura, estructuras sedimentarias primarias, geometría de las capas, relación entre ellas y contenido fósil. El registro de los datos se efectuó de forma manual en una libreta de campo.

1.4.1.3. Muestreo

El muestreo efectuado durante las tres campañas no fue sistemático. Para el estudio petrográfico, se focalizó el muestro hacia el techo de secuencias grano-estrato crecientes para poder determinar la composición de estos niveles (que en general se repite al tope de todas las secuencias).

Para llevar a cabo el análisis palinológico, tampoco se realizó un muestreo sistemático. Se utilizó esta disciplina como un complemento importante a la hora de interpretar diversas condiciones paleoambientales, para lo que la identificación y discriminación de microfósiles es de gran ayuda. Se recolectaron muestras palinológicas en las siguientes secciones: 8 muestras en la columna Bajada del Agrio (explicadas en el capítulo V); 35 muestras en la columna Pichi Mula (actualmente en estudio por una tesista de grado); 20 en la columna Jara (sin estudiar); 3 en el Panel 3 (sin estudiar); 4 en la columna Balsa Huitrín (sin estudiar).

1.4.1.4. Medición de rayos Gamma

El relevamiento de las columnas estratigráficas fue complementado con la medición de rayos Gamma con una densidad de una lectura cada 50 cm de espesor, utilizando un scintillómetro portátil (Exploranium GR-113). Los datos obtenidos de las lecturas del scintillómetro fueron registrados en una tabla Excel y posteriormente utilizados para elaborar un registro *gamma ray* de campo. Este tipo de registro es de gran utilidad para delimitar ciclos de alta frecuencia dentro de la unidad, siendo esto de mucha ayuda a la hora de realizar correlaciones locales y regionales (capítulo VI).

1.4.2. Tareas de gabinete

1.4.2.1. Recopilación bibliográfica y antecedentes

Durante el primer año de tesis, se realizó una completa recopilación bibliográfica del área que incluyó antecedentes regionales de la zona de estudio (tectónicos, estratigráficos, hojas geológicas) y trabajos previos referidos a la unidad en estudio, a los sistemas deltaicos, mecánica de formación de estructuras sedimentarias y transporte y depositación de descargas fluviales extraordinarias. Además, se analizaron y estudiaron imágenes satelitales del área de trabajo para reconocer lugares estratégicos donde relevar nuevas columnas estratigráficas. Desde el punto de vista estructural se hizo un reconocimiento de las líneas sísmicas que serían útiles para realizar la sección balanceada y en base a eso, se determinó el área más propicia para realizar la misma.

1.4.2.2. *Procesamiento de datos*

1.4.2.2.1. *Columnas estratigráficas*

Las columnas estratigráficas fueron dibujadas en el programa Adobe Illustrator. El procesamiento de las mediciones de rayos Gamma se llevó a cabo en Excel, desde donde fueron exportados para continuar su edición en Adobe Illustrator, vinculados a las secciones estratigráficas

1.4.2.2.2. *Mapas de ubicación y mapas geológicos*

Los puntos GPS tomados en el campo fueron importados desde el equipo utilizando el programa MapSource. Para la confección de mapas se utilizaron los programas QGis 2.18.15 y SASPlanet. Gran parte del mapeo se realizó en base a fotointerpretación digital de imágenes satelitales, apoyado en mapas de estudios previos y en cartas geológicas del SEGEMAR escala 1:100.000, 1:200.000 y 1:250.000. En general, los mapas de ubicación y geológicos pasaron por una etapa de edición en el Adobe Illustrator, al igual que las imágenes de afloramiento y de secciones delgadas.

1.4.2.3. *Análisis de facies*

El análisis de facies se llevó a cabo teniendo en cuenta las características relevadas en el campo, como estructuras sedimentarias, granulometría, contenido fósil y geometría de las capas. La nomenclatura adoptada en esta tesis se basa en un procedimiento descriptivo introducido por primera vez por Miall (1978), en el que las letras representan características macroscópicas del cuerpo rocoso. En esta clasificación, la primera letra (mayúscula) representa la litología principal y las letras siguientes indican características adicionales como el tamaño de grano, la estructura sedimentaria dominante y accesorios. Se decidió utilizar las letras con base de idioma Inglés, para continuar con la nomenclatura definida en Irastorza *et al.* (2021). Para aclarar lo antes expuesto se pone como ejemplo la facies SfM, que se refiere a “arenisca de grano fino masivas”. Se ha prestado especial atención en tratar de diferenciar claramente la descripción e interpretación de cada facies.

1.4.2.4. *Análisis de secciones delgadas*

Los estudios petrográficos involucraron un total de 43 muestras. Las secciones delgadas (4,5 x 2,5 cm) fueron preparadas en el Laboratorio de Petrotomía de la Universidad Nacional del Sur. Para el estudio de las mismas se utilizó el microscopio Nikon Eclipse 50i Pol, del Laboratorio de Geología de Combustibles, Departamento de Geología, UNS

1.4.2.5. Análisis de microfósiles

La extracción física y química de la materia palinológica se llevó a cabo en el Laboratorio de Palinología del Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR) - Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca. Todas las muestras fueron preparadas de acuerdo a técnicas palinológicas no oxidativas estándar, que incluyen tratamientos con ácido clorhídrico y fluorhídrico. Este residuo fue tamizado utilizando una malla de 10 mm según Tyson (1995) y se prepararon secciones. Estas fueron examinadas utilizando un microscopio de luz blanca transmitida (Olympus BX40). Se contaron al menos 500 partículas por sección usando un objetivo de 40x.

CAPITULO II

Marco geológico

2.1. Marco geológico

La Cuenca Neuquina se localiza en el margen oeste de América del Sur entre los 32° y 40° de latitud sur (Fig. 1.1), abarcando un área de aproximadamente 200.000 km² (Yrigoyen 1991). Esta cuenca ha sido definida como una cuenca ensiálica de trasarco, originada como resultado del colapso térmico-tectónico detrás de un arco magmático estacionario durante el Triásico Tardío (Mpodozis y Ramos 1989). La Cuenca Neuquina está limitada al noreste por el Sistema de Sierra Pintada, al sureste por el Macizo Norpatagónico y al oeste por el arco magmático jurásico. El relleno de la cuenca registra al menos 220 millones de años de subsidencia, resultando en una columna estratigráfica de aproximadamente 7000 m de espesor, principalmente acumulada durante el Jurásico y Cretácico. A lo largo del relleno de la cuenca, se pueden reconocer tres períodos depositacionales principales correspondientes a etapas de rift, SAG y cuenca de antepaís (Uliana *et al.* 1989, Vergani *et al.* 1995, Howell *et al.* 2005, Kieztman y Folguera 2020).

2.1.1. Triásico Tardío – Jurásico Temprano (rift)

Este período (Fig. 2.1A) está caracterizado por un predominio de la subsidencia mecánica y por un sistema de fallas extensionales normales de orientación dominante NO-SE que involucran el basamento y limitan una serie de grabenes y hemigrabenos (Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001, Cristallini *et al.* 2009). El sistema de rift desarrollado durante este lapso de tiempo, paralelo al margen oeste de Gondwana, está relleno por más de 2000 m de depósitos continentales, volcánicos y volcanoclásticos agrupados como Grupo Precuyo (Gulisano *et al.* 1984, Legarreta y Gulisano 1989, Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001, D'Elía *et al.* 2020). La principal fuente de material silicoclástico provendría de áreas elevadas del cinturón orogénico Paleozoico, el plateau riolítico Choiyoi y de material volcánico y piroclástico relacionado a actividad volcánica coetánea (Franzese y Spalletti 2001).

La edad de sedimentación de estos depocentros es diacrónica y difícil de precisar. No obstante, el relleno ha sido asignado al Triásico Tardío (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta *et al.* 1993, Uliana *et al.* 1999) y también al Jurásico Temprano (Stipanovic *et al.* 1968), dependiendo de la zona de estudio. La finalización de esta etapa está marcada por una gran transgresión marina ocurrida en el Pliensbachiano temprano (Franzese y Spalletti 2001), la cual afecta gran parte de la Cuenca Neuquina y constituye la sección basal del Grupo Cuyo.

2.1.2. Jurásico Temprano – Cretácico Temprano (subsistencia termal o SAG)

Para el Jurásico Tardío, el arco magmático Ándico estaba casi completamente desarrollado (Howell *et al.* 2005) (Fig. 2.1B), producto del inicio de un régimen de subducción localizado al oeste de Gondwana entre el Jurásico Temprano y Medio (Franzese *et al.* 2003). Esto produjo una subsidencia termal regional en toda la Cuenca Neuquina.

En este momento la cuenca se encontraba conectada con el océano proto-Pacífico a través de pasajes localizados en el arco magmático (Spalletti *et al.* 2000, Macdonald *et al.* 2003) (Fig. 2.1B), permitiendo reiteradas inundaciones. La transgresión inicial avanzó desde el norte hacia el sur, dando paso a una sedimentación diacrónica, ya que para la provincia de Neuquén se registran edades del Pliensbachiano – Toarciano (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995), mientras que para el sur de la provincia de Mendoza datan del Hettangiano – Sinemuriano (Riccardi *et al.* 1997, Vicente 2005). Este largo periodo incluye sucesivos ciclos sedimentarios de carácter transgresivos-regresivos de diversas magnitudes (conocidos como grupos Cuyo, Lotena y Mendoza), desarrollados durante una extensa fase de subsidencia termal y extensión regional de tras arco, controlada por oscilaciones eustáticas del nivel del mar, cambios en la tasa de subsidencia y levantamientos localizados (Howell *et al.* 2005). En Neuquén, la Formación Los Molles constituye el relleno inicial en esta fase de postrift con una sedimentación fuertemente influenciada por el relieve topográfico heredado de la etapa de rift (Burgess *et al.* 2000, Pángaro *et al.* 2009). En la zona de la Dorsal de Huincul se registra una tectónica compresiva en el Jurásico Temprano – Tardío que controló localmente la depositación y generó discordancias angulares (Zavala y Freije 2002, Zavala *et al.* 2020) vinculado a la subducción de la placa Aluk en dirección hacia el SE (Mosquera y Ramos 2006, Mosquera *et al.* 2011)

2.1.3. Cretácico Tardío – Cenozoico (cuenca de antepaís)

Hacia fines del Cretácico Temprano, algunos cambios en los patrones de subsidencia de la cuenca, resultaron en la interrupción de la sedimentación marina producto de la desconexión con el océano proto-Pacífico (Vergani *et al.* 1995) (Fig. 2.1C). Para el Cretácico Tardío, la cuenca se convierte en un sistema de antepaís relacionado a la carga tectónica o peso del arco magmático (Ramos 1993, Vergani *et al.* 1995, Franzese *et al.* 2003), con subsidencia flexural y predominio de sedimentación continental. De manera contemporánea ocurre la acumulación del Grupo Neuquén, la migración de los depocentros hacia el este y el desarrollo de las fajas plegadas y corridas en el oeste de la Cuenca Neuquina (Legarreta y Uliana 1991, Franzese *et al.* 2003, Ramos *et al.* 2011, Folguera *et*

al. 2011, Di Giulio *et al.* 2017, Fennell *et al.* 2017, Borghi *et al.* 2019). Esta evolución de cuenca de retroarco a cuenca de antepaís estaría relacionada con un cambio en el vector de convergencia de la placa oceánica subductada (sumado a una disminución en el ángulo de subducción), desde oblicuo en el comienzo del Jurásico a una orientación ortogonal hacia fines del Cretácico (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Mosquera y Ramos 2006, Mosquera *et al.* 2011). Dicha configuración tectónica causó un primer evento de deformación compresiva, entre el Cretácico Tardío y el Eoceno, que inició el desarrollo estructural de las fajas plegadas y corridas (Cobbold y Rossello 2003, Zapata y Folguera 2005). Los depósitos marino someros reconocidos para el Cretácico Tardío se relacionarían al efecto combinado de un aumento global del nivel del mar que permitió la primera transgresión desde el océano Atlántico (Barrio 1990), la carga tectónica de la faja plegada (Aguirre Urreta *et al.* 2011) y la subsidencia dinámica (Gianni *et al.* 2018). Una segunda fase de deformación compresiva en el Mioceno medio-tardío, vinculada a una nueva etapa de somerización del ángulo de subducción, completó la estructuración de las fajas plegadas y corridas neuquinas (Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009). Recientes estudios termocronológicos de baja temperatura han permitido acotar las edades de exhumación asociadas a ambos eventos compresivos (Folguera *et al.* 2015, Rojas Vera *et al.* 2015, Sánchez *et al.* 2018, Galletto *et al.* 2021).

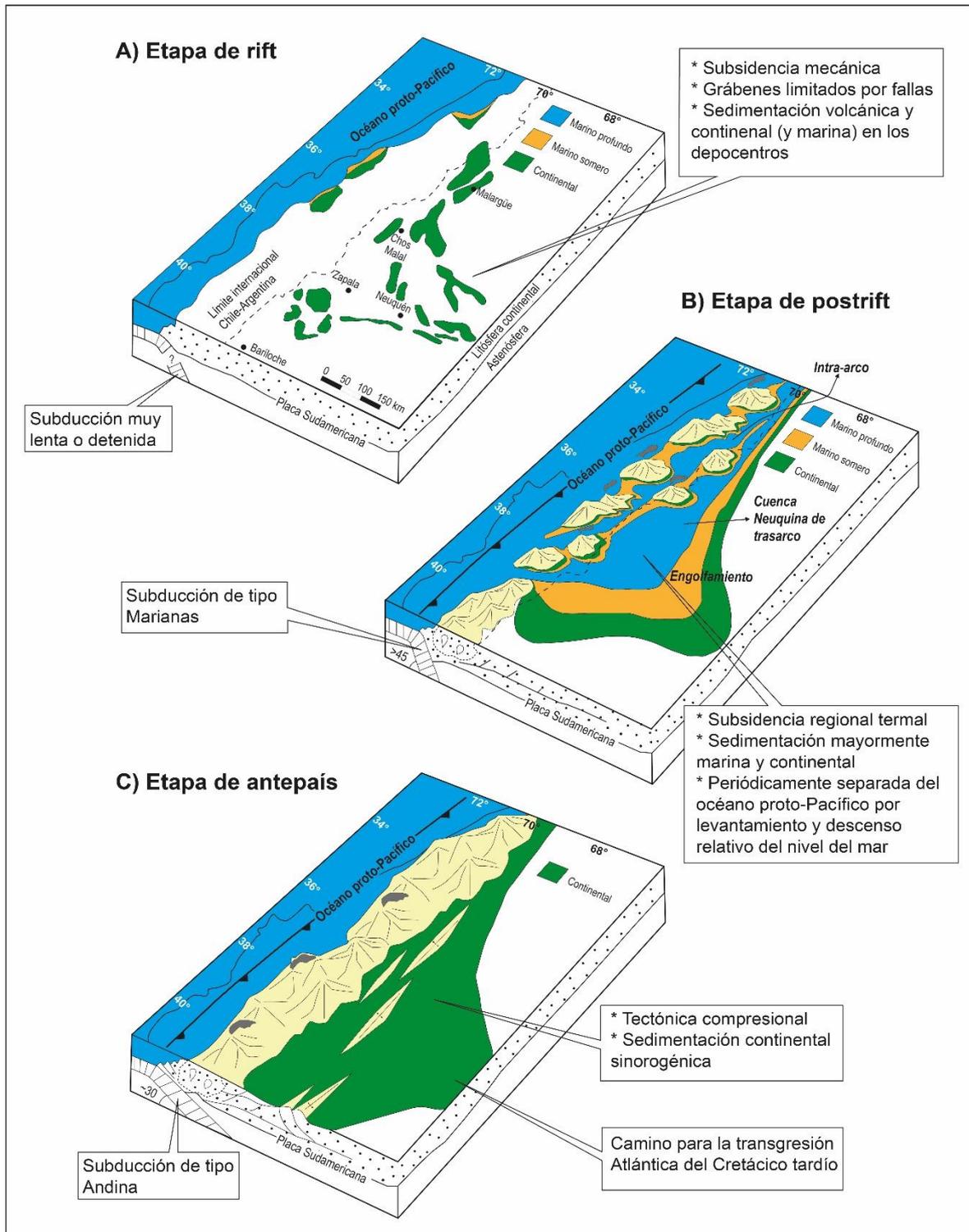


Figura 2.1: Evolución esquemática de la Cuenca Neuquina desde el Triásico Tardío al Cenozoico. **A)** Etapa de rift desarrollada durante el Triásico Tardío – Jurásico Temprano. **B)** Intervalo Jurásico Tardío – Cretácico Temprano, correspondiente a la etapa de postrift. **C)** Tercera etapa de evolución de la cuenca asociada al desarrollo de una cuenca de antepaís durante el intervalo Cretácico Tardío – Cenozoico. Modificado de Howell *et al.* (2005).

2.2. Marco estratigráfico regional

El registro estratigráfico de la Cuenca Neuquina comprende una sucesión Triásica Superior – Cenozoica (Howell *et al.* 2005), en donde se representan los tres estadios tectónicos anteriormente mencionados, delimitada por varias inconformidades que reflejan episodios de subsidencia y, en el área de la Dorsal de Huincul, de inversión estructural (Vergani *et al.* 1995). La estratigrafía mesozoica presenta una gran complejidad y amplia distribución areal dentro de la gran extensión de la Cuenca Neuquina. Se pueden presentar acuñaientos de las unidades, cambios de facies o simplemente estas unidades pueden localmente desaparecer del registro estratigráfico, por lo que se hace muy difícil correlacionar las mismas. Groeber (1946) definió dos grandes ciclos sedimentarios para el relleno mesozoico de la Cuenca Neuquina, a los que denominó como Jurásico (que abarca el intervalo Triásico Tardío a Kimmeridgiano) y Ándico (Kimmeridgiano – Tithoniano al Coniaciano).

A partir del análisis secuencial del relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina, Legarreta y Gulisano (1989) reconocieron secuencias deposicionales que agruparon en mesosecuencias, las cuales se caracterizan por iniciar con unidades restringidas arealmente a sectores internos de la cuenca, seguidas por depósitos de mayor expansión superficial y culminando con secuencias escasamente representadas en los sectores marginales de la cuenca y extendidas hacia el este (Legarreta y Gulisano 1989). Estas Mesosecuencias fueron a su vez compiladas en Supersecuencias Inferior, Media y Superior, parcialmente coincidentes con los Ciclos Jurásico, Ándico y Riográndico de Groeber (1946). De este modo, la Supersecuencia Inferior incluye a las mesosecuencias Precuyo, Cuyo y Lotena, extendiéndose desde el Triásico Tardío (probablemente Rético) al Jurásico Tardío; la Supersecuencia Media agrupa las mesosecuencias Mendoza (subdividida en inferior, media y superior), Huitrín y Rayoso extendidas desde el Jurásico Tardío al Cretácico Temprano alto. Finalmente, la Supersecuencia superior incluye a los depósitos acumulados desde el Cenomaniano medio al Paleoceno tardío e incluye a las mesosecuencias Neuquén y Malargüe.

Las rocas más antiguas de la Cuenca Neuquina (no aflorantes en el área de estudio), constituyentes del “basamento ígneo-metamórfico”, se encuentran aflorantes de manera aislada desde Varvarco (provincia de Neuquén) hasta el lago Nahuel Huapi (provincia de Río Negro) y forman parte de las formaciones Colohuincul, Guaraco Norte, Piedra Santa y Mamil Choique (Cingolani *et al.* 2011). La Formación Colohuincul (Turner 1965), de edad devónica, está compuesta por rocas metamórficas (esquistos, filitas, cuarcitas, gneises y anfibolitas) aflorantes entre el Lago Nahuel Huapi, el Lago Ñorquincó y la bajada de Rahue

(Cingolani *et al.* 2011). En el extremo norte de la Laguna Varvarco Campos, afloran las filitas pertenecientes a la Formación Guaraco Norte (Groeber 1947) de edad tentativa siluro-devónica media (Franzese 1995, Cingolani *et al.* 2011). Esta unidad es comparable con la Ectinita Piedra Santa (Digregorio y Uliana 1980), conformada por rocas metamórficas de bajo grado en facies de esquistos verdes, posiblemente depositadas en el siluro-devónico medio (Franzese 1995, Cingolani *et al.* 2011). La Formación Mamil Choique (Sesana 1968) ha sido definida como una unidad plutónico-metamórfica asignada a distintas edades de acuerdo al autor, variando entre el Precámbrico superior y el Carbónico (Cingolani *et al.* 2011).

También forman parte del basamento las sedimentitas marinas, rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Andacollo (Digregorio 1972), expuesto en el flanco occidental de la Cordillera del Viento (Danieli *et al.* 2011). La Formación Arroyo del Torreón (Méndez *et al.* 1995) comprende las “Tobas Inferiores” inicialmente propuestas por Stoll (1950) y las “Tobas Superiores” fueron re-denominadas como Formación La Premia por Méndez *et al.* (1995), y posteriormente extraídas del Grupo Andacollo para ser incorporada en el Complejo Volcánico-Plutónico Huingancó (Llambias *et al.* 2007). La Formación Huaraco (Zollner y Amos 1955) también forma parte del Grupo Andacollo y está constituida por lutitas, pelitas, areniscas y conglomerados de edad carbónica inferior (Zollner y Amos 1955, 1973, Cingolani *et al.* 2011). Las rocas ígneas del Grupo Choyoi (Groeber 1929, 1946, Rolleri y Criado Roque 1970, Kay *et al.* 1989) son parte del basamento de la cuenca y están aflorantes en las áreas de la Cordillera del Viento y de las Sierras de Chacaico – Chachil y en el Cerro Granito al este de la localidad de Zapala (Llambias y Sato 2011). Su edad está comprendida entre el Pérmico y el Triásico Temprano.

2.2.1. Grupo Precuyo

Sobre el basamento ígneo-metamórfico de la Cuenca Neuquina se acumularon depósitos de naturaleza piroclástica, clástica y volcánica (Legarreta y Gulisano 1989) agrupadas dentro del Ciclo Precuyano (Gulisano 1981) (Fig. 2.2), concepto litoestratigráfico definido para agrupar a las unidades comprendidas entre el basamento y la primera ingresión marina jurásica del Grupo Cuyo (Carbone *et al.* 2011). Posteriormente, Gulisano *et al.* (1984) incorpora esta unidad al “Jurásico” de Groeber (1946) quedando así limitada entre las discordancias Huárpica y Rioatuélica, para luego extender su límite basal al Triásico Tardío a partir de hallazgos faunísticos realizados por Riccardi *et al.* (1988) (Legarreta y Gulisano 1989). Las sedimentitas de este grupo están representadas por depósitos continentales y están contenidos dentro de las estructuras de hemigraben desarrolladas en el estadio de rift, conformando depocentros aislados. En la zona de estudio, no se reconocen afloramientos de esta unidad.

2.2.2. Grupo Cuyo

En el Jurásico Temprano, se instaura una cuenca de trasarco donde se desarrollan numerosos ciclos transgresivos-regresivos con importantes variaciones en su extensión areal. A partir del Jurásico Temprano se inicia la depositación del Grupo Cuyo (término propuesto por Dellape *et al.* 1978) (Fig. 2.2), sobre la discordancia intraliásica (Rioatuélica según Leanza 2009). La depositación está asociada a una importante ingresión marina registrada desde el océano proto-Pacífico, resultando en la acumulación de una espesa sucesión pelítica (cerca a los 2500 m) asignada a la Formación Los Molles (Weaver 1931, Arregui *et al.* 2011b). Estos depósitos se disponen cubriendo los depocentros aislados (productos de la etapa de rift) y sobrepasando los mismos hasta cubrir gran parte del Engolfamiento Neuquino. La base de esta unidad es diacrónica, y ha sido datada a partir de contenido fosilífero para el intervalo Hettangiano – Sinemuriano en la provincia de Mendoza y para el Pliensbachiano – Toarciano en la provincia de Neuquén (Legarreta y Gulisano 1989, Riccardi *et al.* 1990, Arregui *et al.* 2011b).

Mediante información de sísmica 3D, pozos y estudios de campo se ha reconocido que, en la Dorsal de Huincul, la base del Grupo Cuyo presenta fuertes variaciones de espesores controladas por fallas normales asociadas a la etapa de rift (Gómez Omil *et al.* 2002, Muravchik *et al.* 2014). Esta unidad basal comienza a retraerse con variados pulsos de avances y retrocesos del mar hasta que en el Bathoniano y/o Calloviano temprano a medio se instala un sistema deltaico conformado por depósitos arenosos de plataforma a litorales conocido como Formación Lajas (Weaver 1931, Veiga *et al.* 2013) (Fig. 2.2), la cual se extiende hasta el Calloviano temprano. El Grupo Cuyo culmina en el Calloviano medio con un episodio de desecación de la cuenca (localizado en el sector central de la misma y de escaso espesor) con la depositación de calizas y evaporitas agrupadas como Formación Tábanos (Stipanovic 1966, Arregui *et al.* 2011b) (Fig. 2.2) y limitado al techo por la discordancia intracalloviana (Loténica según Leanza 2009). En la zona de estudio, se encuentran escasos afloramientos en la desembocadura del Arroyo Mulichinco sobre el Río Agrio, a la altura de la localidad de Loncopué (Arregui *et al.* 2011b). El mejor desarrollo de este grupo se da en el suroeste y oeste de la cuenca, hasta el norte de la Sierra de la Vaca Muerta (Arregui *et al.* 2011b).

Desde el Cerro Lotena hasta el sur de la Sierra de Chacaico, se encuentra en la Formación Challacó (de Ferrariis 1947). Esta unidad (reconocida en subsuelo, al sur de la Dorsal de Huincul) se apoya sobre la Formación Lajas y es cubierta por el Grupo Lotena (Arregui *et al.* 2011b). Sus depósitos se vinculan a ambientes aluviales a fluviales, desarrollados en un clima árido desde el Bajociano Tardío hasta el Calloviano Temprano (Arregui *et al.* 2011b).

2.2.3. Grupo Lotena

La discordancia intracalloviana o Loténica tiene gran expresión en la Cuenca Neuquina (Leanza 2009). Esta discontinuidad marca el inicio del Grupo Lotena (Leanza 1992, Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995) (Fig. 2.2), unidad acumulada durante el lapso Calloviano medio a Oxfordiano tardío, la cual se extiende hasta la discordancia regional intramálmica o Araucánica (Leanza 2009). Groeber (1946) incluyó a estos depósitos sedimentarios ubicados entre los grupos Cuyo y Mendoza, dentro del Ciclo Jurásico con el nombre de Subciclo Loteniano-Chacayano. El Grupo Lotena inicia con una regresión forzada tectónicamente inducida, continúa con el desarrollo de plataformas carbonáticas en la máxima expansión del mar y culmina con evaporitas asociadas a una regresión normal (Arregui *et al.* 2011c). En la provincia de Neuquén, los depósitos del Grupo Lotena afloran en el Anticlinal Picún Leufú, a lo largo de la Sierra de la Vaca Muera, Loncopué, oeste de Chos Malal, Chacay Melehue y Vega de la Veranda, mientras que, en la provincia de Mendoza, se encuentran en la Sierra de Reyes, Sierra Azul y Bardas Blancas, entre otras (Arregui *et al.* 2011c). Este grupo presenta menor distribución areal y menores espesores que el Grupo Cuyo.

El Grupo Lotena inicia con la Formación Lotena (Weaver 1931) (Fig. 2.2) representada por areniscas y conglomerados a la base, pelitas gris verdosas y cuerpos arenosos al techo asociados a un ambiente marino de plataforma somera (Leanza *et al.* 2001). De acuerdo a su fauna de amonoideos se la asigna al Calloviano medio (Simeoni 1995, Riccardi 2008). En concordancia sobre la Formación Lotena se dispone la Formación La Manga (Stipanivic 1966) (Fig. 2.2) compuesta por lutitas, margas y calizas del Oxfordiano tardío (Stipanivic 1951) y su equivalente en el subsuelo denominada como Formación Barda Negra (Digregorio 1972). Culminando este grupo, se encuentra la Formación Auquilco (Weaver 1931) (Fig. 2.2) compuesta por una espesa secuencia evaporítica que sugiere una acumulación en un medio marino poco profundo y con elevada salinidad, evidenciando la desecación de la cuenca para el Oxfordiano tardío (Quattrocchio *et al.* 1996, Leanza *et al.* 2001).

2.2.4. Grupo Mendoza

El Grupo Mendoza (Stipanivic *et al.* 1968), denominado también como Tordillense y Mendociano por Groeber (1946), comienza en el Kimmeridgiano (Fig. 2.2) y forma parte del Ciclo Ándico. Por encima de la discordancia intramálmica o Araucánica (Leanza 2009), se depositan los sedimentos de origen continental asignados a la Formación Tordillo (Stipanivic 1966) (Fig. 2.2), la cual presenta sus máximos espesores cerca del arco magmático y se adelgaza hacia el antepaís (Spalletti *et al.* 2011a). Esta unidad es cubierta

por calizas, margas bituminosas y pelitas con alto contenido orgánico pertenecientes a la Formación Vaca Muerta (Weaver 1931) (Fig. 2.2), depositadas en un ambiente marino de *offshore* (Leanza *et al.* 2011, Vittore *et al.* 2018) entre el Tithoniano temprano tardío y el Valanginiano temprano. Esta unidad presenta una importante fauna de invertebrados marinos, predominantemente amonoideos (Leanza y Hugo 1978, Aguirre Urreta y Rawson 1999, Leanza *et al.* 2011). Producto de una importante progradación, la Formación Vaca Muerta es cubierta por depósitos carbonáticos y clásticos de plataforma correspondientes a las formaciones Loma Montosa y Quintuco (Dominguez *et al.* 2014, Iñigo *et al.* 2018). Sobre estas unidades se disponen en discordancia (discordancia Intravalanginiana) depósitos clásticos gruesos de la Formación Mulichinco (Weaver 1931) (Fig. 2.2). Esta unidad se relacionaría a un abrupto descenso relativo del nivel del mar (Gulisano *et al.* 1984), posiblemente influenciado por un alzamiento tectónico (Vergani *et al.* 1995, Schwarz *et al.* 2006). Los sedimentos de la Formación Mulichinco se habrían acumulado entre el Valanginiano temprano y tardío (Zavala 2000, Schwarz *et al.* 2011), relacionados con ambientes marinos de *nearshore* con influencia mareal, deltas y sistemas fluviales (Leanza *et al.* 2001). En concordancia, se dispone la Formación Agrio (Weaver 1931) (Fig. 2.2). Esta unidad abarca el intervalo Valanginiano tardío – Hauteriviano tardío y aflora desde la Alta Cordillera del norte de la provincia de Mendoza hasta la Fosa del Agrio (Braccacini 1970) y el sur de la Dorsal de Huincul (Spalletti *et al.* 2011b). La Formación Agrio se divide en tres miembros: Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula (Leanza *et al.* 2001). Los miembros Pilmatué y Agua de la Mula están constituidos, en su mayoría, por espesas sucesiones de lutitas oscuras acumuladas en ambiente marino y poseen una gran diversidad de invertebrados marinos como cefalópodos, bivalvos, equinodermos, crustáceos y gasterópodos, así como también palinomorfos, peces y reptiles (Lazo *et al.* 2005, 2009, Spalletti *et al.* 2011b). El Miembro Pilmatué corresponde al lapso Valanginiano tardío – Hauteriviano temprano alto y está compuesto por 600 metros de lutitas marinas con intercalaciones delgadas de areniscas y carbonatos (Spalletti *et al.* 2001a). La sedimentación marina del Miembro Pilmatué fue interrumpida por la acumulación (sobre una discontinuidad de carácter regional) de depósitos fluviales, eólicos y lacustres de espesor muy variable, correspondiente al Miembro Avilé (Veiga *et al.* 2011a). Este miembro está a su vez cubierto por lutitas marinas del Miembro Agua de la Mula, representando un evento transgresivo desarrollado en el Hauteriviano tardío. El Miembro Agua de la Mula está compuesto por lutitas, areniscas y carbonatos bioclásticos marinos que pueden registrar un espesor de hasta 1000 m (Spalletti *et al.* 2001a).

2.2.5. Grupo Bajada del Agrio

Sobre la discordancia Pampatrílica (Leanza 2009) y los ciclos transgresivos-regresivos descritos anteriormente, se deposita el Grupo Bajada del Agrio. Este grupo fue propuesto por Méndez *et al.* (1995) para agrupar a las formaciones Huitrín y Rayoso (Fig. 2.2). La Formación Huitrín está compuesta por los miembros Chorreado, Troncoso y La Tosca. El primero de ellos presenta cierta discrepancia con respecto a su ubicación, ya que Groeber (1946) lo considera parte del Huitriniano (integrando la Formación Huitrín junto con los miembros Troncoso y La Tosca), pero autores como Leanza *et al.* (2001), Leanza (2003) y Pazos *et al.* (2020) lo incluyen como miembro cuspidal de la Formación Agrio. El Miembro Chorreado representa una unidad acumulada en el lapso Barremiano – Aptiano, constituida por pelitas, areniscas y carbonatos en la parte inferior, y evaporitas en la parte superior. El Miembro Troncoso se subdivide en Inferior y Superior. La sección basal (Miembro Troncoso Inferior) está compuesta por depósitos fluviales y eólicos que se apoyan sobre una discontinuidad regional erosiva, relacionada con un descenso relativo del nivel del mar, que habría desecado completamente la Cuenca Neuquina para el Barremiano (Veiga y Vergani 2011). En concordancia se apoya el Miembro Troncoso Superior integrado, en su mayoría, por evaporitas entre las que predominan bancos de halita y anhídrita con intercalaciones subordinadas de silvinita (Gómez Figueroa *et al.* 2011). La Formación Huitrín culmina con el Miembro La Tosca, unidad carbonática de edad Albiana (Legarreta *et al.* 1993) o Barremiana tardía (Leanza 2003) definida por Groeber (1946) e interpretada como acumulada en un ambiente de rampa carbonática afectada por acción de mareas, olas y tormentas.

Hacia la parte superior del Grupo Bajada del Agrio, sobre la discordancia intraaptiana (Leanza 2009), se encuentra la Formación Rayoso (Herrero Ducloux 1947, Zavala y Ponce 2011) (Fig. 2.2) compuesta por areniscas finas, limolitas, carbonatos y evaporitas acumulados en un ambiente lacustre somero de salinidad variable afectado por corrientes de densidad y lateralmente asociado a campos eólicos (Zavala y Ponce 2011). Esta unidad se habría acumulado durante el intervalo Barremiano – Aptiano. Los afloramientos de esta unidad se reconocen principalmente en el sector centro-oeste de la Cuenca Neuquina, y sus depósitos marcan una definitiva desconexión con el océano proto-Pacífico.

2.2.6. Grupo Neuquén

Durante gran parte del Cretácico Tardío, se depositaron los sedimentos continentales del Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.* 1968) (Fig. 2.2). Estos depósitos se relacionarían al comienzo de la fase de antepaís de la cuenca, producto del levantamiento de la Cordillera de los Andes en la región occidental (Tunik *et al.* 2010). Este grupo se encuentra limitado

en su base por la discordancia Patagonídica (Leanza 2009) y en el techo por la discordancia Huantráiquica (Méndez *et al.* 1987, Leanza 2009). El mismo constituye una secuencia de aproximadamente 1200 m de espesor (Cazau y Uliana 1973) integrada principalmente por areniscas, fangolitas y grauvacas (Garrido *et al.* 2011), relacionadas a un ambiente fluvial, con intercalaciones de episodios eólicos y lacustres someros (Cazau y Uliana 1973).

2.2.7. Grupo Malargüe

Este grupo se desarrolla sobre la discordancia Huantráiquica (Leanza 2009) (Fig. 2.2) y comprende una sucesión sedimentaria continental y marina depositada durante el intervalo Campaniano – Paleoceno, pudiendo alcanzar espesores máximos de 450 m. (Méndez *et al.* 1995, Legarreta *et al.* 1989). Estos depósitos marcan la conexión de la cuenca con el Océano Atlántico, como consecuencia de un ascenso eustático y subsidencia regional ocurridos en el Maastrichtiano – Daniano, que resultó en la primera transgresión marina desde el sector este. Las facies marinas están representadas por las formaciones Loncoche, Allen y Jagüel; los depósitos carbonáticos se conocen bajo la denominación de Formación Roca; y a las facies continentales se las agrupa como formaciones Pircala, Coihueco y Carrizo (Legarreta y Gulisano 1989). El Grupo Malargüe está limitado al techo por una importante superficie erosiva de carácter regional vinculada al diastrafismo Incaico (Ramos 1981, Uliana y Dellapé 1981, Rodríguez 2011).

Los depósitos de este grupo están distribuidos entre la Cordillera de Mendoza, el oeste de La Pampa, el norte y este de Río Negro y el centro-este de la provincia de Neuquén. En la zona de estudio del presente trabajo, no se observaron afloramientos del Grupo Malargüe.

PERÍODO	ÉPOCA / EDAD	LITOLOGÍA	FORMACIÓN	GRUPO	DISCORDANCIA	MARCO TECTÓNICO
Cretácico	Superior	Maastrichtiano		Malargüe	Huantráiquica	CUENCA DE ANTEPAÍS SUBSIDENCIA FLEXURAL
		Campaniano		Neuquén	Patagonídica	
		Santoniano				
		Coniaciano				
		Turoniano				
	Cenomaniano			Rayoso	Bajada del Agrio	Pichineuquénica
	Inferior	Albiano		Huitrin		
		Aptiano		Agrio	Coihuéquica	
		Barremiano				Agua de la Mula
	Hauteriviense		Avilé			
				Pilmatué	Mendoza	Huncálica
	Valanginiano		Mulichinco			
	Berriasiano		Quintuco			
	Jurásico	Superior	Tithoniano	Vaca Muerta	Araucánica	POSTRIFT SUBSIDENCIA TERMAL
			Kimmeridgiano	Tordillo		
Oxfordiano			Auquico			
Medio		Calloviano	La Manga	Lotena	Loténica	
		Bathoniano	Lotena			
		Bajociano	Tábanos	Cuyo		
		Aaleliano	Lajas			
Inferior		Toarciano	Los Molles	Precuyo	Rioatuélica	
		Pliensbachiano				
		Sinemuriense				
Triásico	Hettangiano		Basamento	Huárpica	RIFT SUBSIDENCIA MECÁNICA	

Figura 2.2: Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina para la zona de estudio. Basado en Cazau y Uliana (1973), Legarreta y Gulisano (1989), Leanza *et al.* (2001), Zavala y González (2001), Leanza (2009), Arregui *et al.* (2011a).

2.3. La Formación Agrio

La Formación Agrio fue inicialmente estudiada y definida por Weaver (1931), junto con gran parte de las unidades que conforman el relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina. Los depósitos de esta unidad se acumularon durante el estadio evolutivo de post-rift de la Cuenca Neuquina y se consideran parte del relleno de una cuenca de trasarco bajo condiciones de subsidencia térmica y ascenso eustático (Vergani *et al.* 1995, Howell *et al.* 2005). Originalmente, la Formación Agrio contenía 4 miembros: inferior, Avilé, superior y el Yeso de Transición definido por Groeber en 1929 (más tarde llamado Huitriniano por Groeber en 1946). Años después, algunos autores excluyeron las capas de transición de la Formación Agrio (Marchese 1971, Digregorio 1972, Digregorio y Uliana 1975, Uliana *et al.* 1977, entre otros) quedando así conformada por tres miembros: Pilmatué (miembro inferior), Avilé y Agua de la Mula (miembro superior), siendo las unidades basal y cuspidal renombradas por Leanza *et al.* (2001) por no cumplir con los requisitos del Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica del año 1993. Esta formación fue depositada durante el Valanginiano temprano – Hauteriviano tardío, de acuerdo a estudios realizados en zona mediante amonoideos, nanofósiles calcáreos y edades de U-Pb en zircones volcánicos (Aguirre Urreta *et al.* 2017, 2019).

Como se mencionó anteriormente, fue Weaver (1931) quien la denominó originalmente, debido a que su localidad tipo se localiza en los afloramientos ubicados a ambos márgenes del Río Agrio, al oeste del trazado viejo de la ruta nacional 40. Los mapas de análisis de facies regional hacen referencia a una profundización de las facies de los miembros Pilmatué y Agua de la Mula hacia el norte y noroeste de la cuenca, siguiendo el eje principal de la misma (NO-SE) y un margen este inferido en subsuelo (Legarreta y Uliana 1991, Legarreta 2002). Hacia el norte y sur de la cuenca (área mendocina y sur de la Dorsal de Huincul, respectivamente), los miembros Pilmatué y Agua de la Mula reducen considerablemente su espesor y pasan a facies carbonáticas (Leanza y Hugo 1997, Aguirre Urreta y Rawson 2001, Sagasti 2002). Según Aguirre Urreta *et al.* (2007), la base de la Formación Agrio es una superficie diacrónica que se ubica en el Valanginiano temprano a tardío, según el sector de la cuenca.

Hacia el sector este de la cuenca, los depósitos valanginianos a hauterivianos están representados por facies continentales de areniscas, conglomerados y fangolitas de la Formación Centenario (Digregorio 1972, Spalletti *et al.* 2011b). Algunos autores han descrito estos depósitos como relacionados a sistemas de ríos entrelazados (Vergani *et al.* 2001, Legarreta 2002). En estudios recientes (Iñigo *et al.* 2019, Shchepetkina *et al.* 2020) interpretan esta unidad como acumulada por un sistema marino marginal con

depósitos fluviales asociados, afectado por una serie de ciclos transgresivos-regresivos coincidentes parcialmente con los miembros Pilmatué y Agua de la Mula de la Formación Agrio.

El Miembro Pilmatué se acumuló luego de la primera transgresión marina generalizada ubicada a la base de la Formación Agrio, y está constituida por pelitas gris verdosas a gris oscuras intercaladas con calizas bioclásticas (Leanza *et al.* 2001). Estos depósitos habrían sido depositados en un medio marino de baja profundidad con intercalaciones de facies de *offshore* a *nearshore*. De acuerdo a Leanza *et al.* (2001), este miembro tiene espesores de 577 m en el perfil del Río Agrio, aunque Zavala *et al.* (2011) reconocen un espesor anómalo del Miembro Pilmatué en el área de Mina San Eduardo (provincia de Neuquén). En esta localidad este miembro puede alcanzar los 900 m de espesor y está integrado por pelitas oscuras con numerosas intercalaciones arenosas de gran espesor. Dentro de estas capas se encuentran las denominadas Capas de San Eduardo, las que se ubican a 40-70 m de la base de la Formación Agrio y comprenden al menos 130 metros de areniscas calcáreas muy finas, asociadas a flujos turbulentos en una zona de plataforma *offshore* a interior de cuenca (Zavala *et al.* 2011).

El Miembro Avilé se encuentra principalmente integrado por arenas medias a conglomerádicas apoyadas en contacto neto sobre el Miembro Pilmatué y tiene espesores variables desde pocos metros (en el sur de la cuenca) hasta 180 m aproximadamente en el sector norte, más específicamente en Tricao Malal – Cerro Palao (Veiga *et al.* 2011a). Este miembro fue descrito por Weaver (1931) en su libro de la siguiente manera: “*In the middle of this upper thick series of shales there is a very persistent and widely spread belt of Brown medium grained sandstone termed the Avile sandstone*”. Estos depósitos se asocian a ambientes continentales de tipo fluvial, eólico y lacustre (Veiga *et al.* 2011a), constituyendo un reservorio de hidrocarburos en la Cuenca Neuquina. En el área de estudio, se pueden encontrar los mejores afloramientos al norte del arroyo Quintuco (cercano a la estancia Coihueco). Del Miembro Agua de la Mula se hablará en detalle en el siguiente apartado.

Los miembros basales y cuspidales de la Formación Agrio constituyen los últimos intervalos generadores de hidrocarburo de la Cuenca Neuquina (siendo los primeros los depósitos precuyanos y las formaciones Los Molles y Vaca Muerta), y habrían aportado el 16% del total de los hidrocarburos generados en la cuenca. Los niveles generadores de esta unidad se desarrollan mayormente en el sector noroeste de la provincia de Neuquén y sur de Mendoza. Tanto la facies pelíticas del Miembro Pilmatué como del Miembro Agua de la Mula, tienen valores promedio de COT entre 2 – 3% (con picos de hasta 5%) y un querógeno tipo II/II-III con predominio de material algal-amorfo y menor aporte terrígeno

(Legarreta y Villar 2012). Se estima que el querógeno de estos miembros, alojado en rocas del noroeste de la provincia Neuquén y oeste de Mendoza, habría sufrido la mayor transformación hacia la ventana del hidrocarburo en el Eoceno y Mioceno superior (Legarreta *et al.* 2005).

2.3.1. El Miembro Agua de la Mula

Dentro de las unidades que componen la Formación Agrio, esta tesis se basa exclusivamente en el estudio del Miembro Agua de la Mula. Este miembro se habría acumulado durante la cuarta y última transgresión del océano proto-Pacífico que inundó gran parte de la Cuenca Neuquina, teniendo en cuenta a las formaciones Los Molles, Lotena y Vaca Muerta como la primera, segunda y tercera respectivamente. La localidad tipo se encuentra en el sector conocido como Agua de la Mula, ubicado aproximadamente 3 km al este de la ruta nacional 40, por el camino que conduce al Cerro Mula y a Pampa Amarga Chica (Leanza *et al.* 2001, 2005). La acumulación habría ocurrido luego de un gran evento transgresivo vinculado al Hauteriviano medio (Aguirre Urreta y Rawson 1997).

El contacto basal del Miembro Agua de la Mula sobre el Miembro Avilé es neto y se corresponde con una superficie transgresiva de escala regional. En cambio, el contacto superior de ésta unidad es discutido ya que Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) incluyen a las calizas y areniscas del Miembro Chorreado (originalmente establecido por Groeber en 1946 como la unidad basal del Huitriniano, posteriormente denominada Formación Huitrín), como la unidad cuspidal de la Formación Agrio. En algunos sectores de la cuenca el Miembro Chorreado está ausente, por lo que las sedimentitas del Miembro Troncoso (Formación Huitrín) apoyan directamente sobre los depósitos del Miembro Agua de la Mula (Vergani *et al.* 2002, Leanza 2003, Veiga *et al.* 2005).

Desde un punto de vista estratigráfico y paleontológico, algunos de los primeros autores en estudiar el miembro superior de la Formación Agrio, además de Weaver (1931), fueron Digregorio (1972), Digregorio y Uliana (1975), Uliana *et al.* (1977), Leanza *et al.* (1978), Leanza y Hugo (1978) y Legarreta y Uliana (1991), entre otros. Este miembro ha sido interpretado como depositado en un sistema de rampa homoclinal con influencia de tormentas (Spalletti *et al.* 2001a y b, Lazo *et al.* 2005, Sagasti 2005) y creciente influencia de olas y mareas hacia la parte superior del mismo (Tunik *et al.* 2009, Fernández y Pazos 2012, Pazos *et al.* 2012). En el esquema paleogeográfico propuesto para el Hauteriviano tardío (Legarreta y Uliana 1991, 1999) (Fig. 2.3), se indican facies marinas de centro de cuenca en la región occidental y noroeste de la Cuenca Neuquina y marino marginales hacia el sur y este de la misma. Las secciones estratigráficas localizadas al sur del área de estudio se consideran acumuladas en un sistema de rampa interna a media, mientras que

las secciones ubicadas hacia el norte lo harían en un sistema de rampa media-distal a externa (Spalletti *et al.* 2001a y b, Guler *et al.* 2013, Fernández y Pazos 2012, Comerio 2016, Fernández *et al.* 2019). Como se menciona anteriormente, este miembro es interpretado como un sistema de rampa abierta, relacionado con una rampa homoclinal (Burchete y Wright 1992) que carece de un quiebre a lo largo de la misma (Legarreta y Uliana 1991). Por esta razón, algunos autores interpretan que estos depósitos fueron acumulados en un ambiente marino abierto donde se observan un pasaje gradual de facies someras a facies profundas (sin presencia de depósitos relacionados a flujos gravitacionales), afectadas por olas de buen tiempo y de tormenta (Spalletti *et al.* 2001a y b, Lazo *et al.* 2005, Spalletti *et al.* 2011b). Hacia la parte superior del miembro, se reconocen depósitos acumulados en ambientes marinos marginales con acción de mareas y salinidad fluctuante (Lazo *et al.* 2005, Tunik *et al.* 2009, Pazos *et al.* 2012).

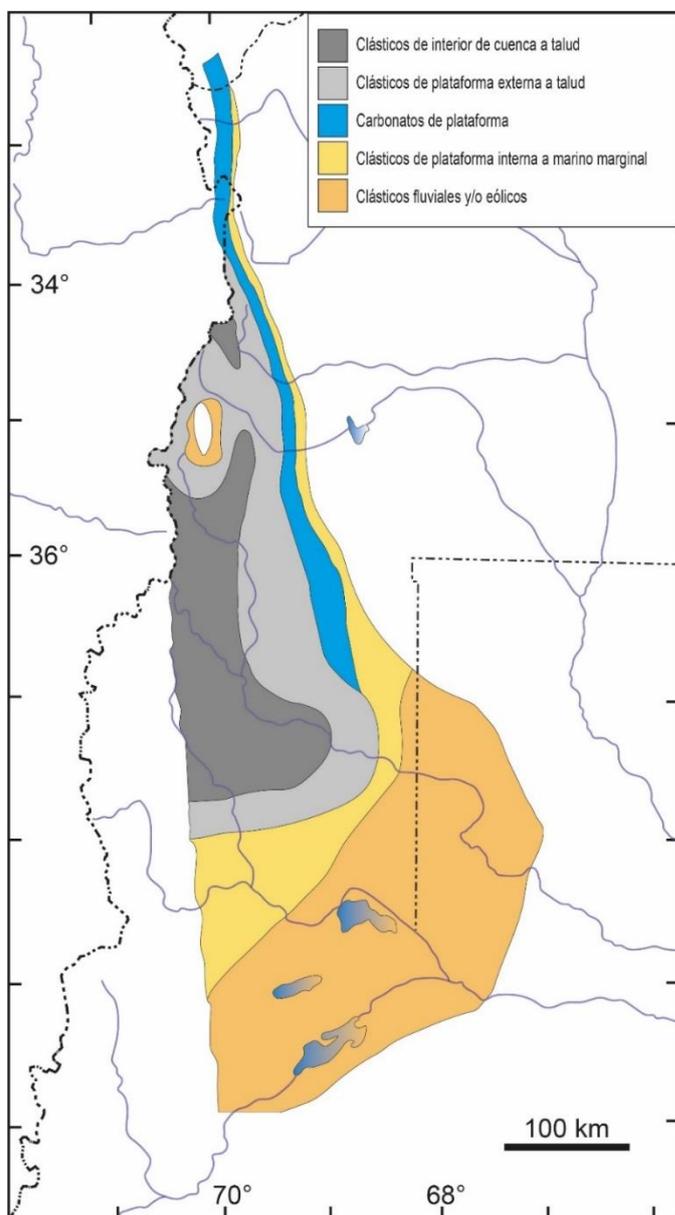


Figura 2.3: Reconstrucción paleogeográfica correspondiente a los depósitos del Miembro Agua de la Mula en el Hauteriviano tardío. Modificado de Legarreta y Uliana (1991, 1999).

El Miembro Agua de la Mula cuenta con un importante número de estudios paleontológicos, dentro de los que se puede mencionar Gerth (1925), Weaver (1931), Groeber (1946), Giovine (1950, 1952), Leanza *et al.* (1978), Leanza (1981), Leanza y Wiedmann (1980, 1992), Riccardi (1984), Aguirre Urreta (1995), Aguirre Urreta y Rawson (1993, 1997) y Aguirre Urreta *et al.* (1993, 1999). La fauna de invertebrados marinos es muy abundante en esta unidad, entre la que se registran diversos taxones de cefalópodos, bivalvos, gasterópodos, equinodermos, anélidos y crustáceos. La fauna de amonoides ha permitido establecer la edad de la Formación Agrio y de sus miembros constituyentes (Aguirre Urreta y Rawson 1997, Aguirre Urreta *et al.* 1999, 2005, 2007, 2008). Para la unidad analizada en esta tesis, se pueden distinguir cuatro zonas de amonoides que se desarrollaron en el Hauteriviano tardío: Zona de asociación de *Spitidiscus riccardii*, *Crioceratites schlagintweiti*, *Crioceratites diamantensis* y *Paraspiticerias groeberi*; y para la sección superior de la unidad se ha registrado la presencia de *Sabaudiella riverorum*, asociada al límite Hauteriviano – Barremiano (Aguirre-Urreta y Rawson 2012). Una edad de U-Pb en zircón (SHRIMP) de $132,5 \pm 1,3$ correspondiente a un nivel de toba ubicado en las lutitas basales del Miembro Agua de la Mula, permite tener un valor absoluto asociado a la zona de *Spitidiscus riccardii* confirmando su ubicación en el Hauteriviano tardío (Aguirre Urreta *et al.* 2008). Nuevas dataciones en niveles tobáceos (basadas en U-Pb, CA-ID-TIMS) de $129,09 \pm 0,04$ y $127,42 \pm 0,03$, asociadas a las biozonas de *Spitidiscus riccardii* y *Paraspiticerias groeberi* respectivamente, permite ajustar de forma más exacta los límites temporales (límite Hauteriviano temprano – Hauteriviano tardío y Hauteriviano – Barremiano, respectivamente) y mejorar la correlación bioestratigráfica de nanofósiles y amonoides con los depósitos del Mediterráneo (Aguirre-Urreta *et al.* 2015). En las Hojas Geológicas publicadas por Leanza *et al.* (2001, 2005) se muestra un listado de los fósiles más característicos de esta unidad, entre los que pueden mencionarse: Cefalópodos: *Crioceratites apricus* Giovine, *Paracrioceras andinum* (Gerth), *Eutrephoceras marucoense* (Giovine) y *Cymatoceras perstriatum* (Steuer); bivalvos: *Steinmanella (Transitrigonia) transitoria* (Steinmann), *S. (Macrotrigonia) vacaensis* (Weaver), *Pterotrigonia (Rinetrigonia) coihuecoensis* (Weaver), *Rutitrigonia agrioensis* (Weaver), *Ptychomya koeneni* Behrendsen, *Eriphyla argentina* Burckhardt, *Panopea dupiniana* d'Orbigny, *P. neocomiensis* (Leymerie), *Pholadomya gigantea* (Sowerby), *Pholadomya agrioensis* Weaver, *Lucina* sp. y *Cucullaea gabrielis* Leymerie; gasterópodos: *Pleurotomaria gerthi* Weaver, *Tylostoma jaworskii* Weaver, *Turritella aff. Lineolata* Roemer, *Cerithium aff. heeri* Pictet y Campiche, *Natica cf. bulimoides* (Deshayes), *Actaeon andinus* Haupt y especies de Aporrhaidae; equinodermos: *Pygaster gerthi* Weaver, *Clypeopygus robinaldinus* d'Orbigny, *Cidaridites* sp., *Solenia* sp., *Astropecten cf. wilkensi* De Loriol, *Pentacrinites* sp. y

Holectypus planatus numismalis Roemer; anélidos: *Serpula antiquata* Roemer, *S. patagonica* Orttman, *S. occidentalis* Leanza y Castellaro y *Serpula* sp. Aguirre Urreta *et al.* (1999) describieron un elevado número de palinomorfos y nanofósiles calcáreos en asociación con los amonoideos.

Basados en las cuatro zonaciones de amonoideos correspondientes a la base y techo del Miembro Agua de la Mula (Aguirre Urreta *et al.* 2005, 2007), Guler *et al.* (2013) correlacionaron las palinofacies de las localidades de Agrio del Medio y Bajada del Agrio. Al igual que Archuby *et al.* (2011), dividen al Miembro Agua de la Mula en cuatro secuencias depositacionales. Cada una de ellas está subdividida en TST y HST, donde observan que solamente el intervalo TST2 está caracterizado por materia orgánica amorfa (MOA) de origen marino, mientras que los intervalos TST3, TST4 y todos los intervalos HST están dominados por componentes derivados del continente (en su mayoría fitoclastos). A excepción de los intervalos TST1 y la parte inferior de TST2 (relacionados a sistemas de cuenca interna y rampa, respectivamente), el resto de la secuencia evidencia un ambiente depositacional de rampa media a interna con buena oxigenación, elevado aporte de material terrestre y muy bajos valores de carbono orgánico total (COT, menor al 1% en peso). Aguirre-Urreta *et al.* (1999, 2005) y Ottone (2009) observaron la presencia de palinomorfos continentales y marinos en los miembros Pilmatué y Agua de la Mula, documentando en este último miembro, mayor presencia de elementos continentales que en el miembro inferior (Lazo *et al.* 2009). La palinoflora terrestre incluye esporas, polen y fitoplancton, y está compuesta por un alto porcentaje de polen de Araucariaceae (*Araucariacites australis* Cookson, *Cyclusphaera psilata* Volkheimer y Sepúlveda) y Cheirolepidiaceae (*Classopollis* sp.), con menor predominancia de polen de Podocarpaceae (*Podocarpidites* sp.), esporas de Briophyta, Lycophyta y Pteridophyta, y cenobios de Chlorophyta (Lazo *et al.* 2009). Los componentes marinos se constituyen principalmente de quistes de dinoflagelados junto con prasinofitas y microforaminíferos (Lazo *et al.* 2009).

Con respecto al estudio de las trazas fósiles, Lazo *et al.* (2005) indican para los miembros Pilmatué y Agua de la Mula, fondos blandos a firmes de naturaleza arenosa y fangosa en un medio marino de salinidad normal. Los organismos bentónicos suspensívoros serían más comunes que los depositívoros, indicando la predominancia de partículas alimentarias en suspensión. Para la sección del Miembro Agua de la Mula ubicada al este de la localidad de Bajada del Agrio, Spalletti *et al.* (2001a) reconocieron *Arenicolites*, *Chondrites*, *Rhizocorallium*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Teichichnus*, *Scolicia*, *Gyrochorte* y *Thalassinoides* como las trazas fósiles más abundantes. Estos autores encuentran que la mayor abundancia y diversidad de trazas fósiles se da en facies

heterolíticas ondulosas, asociadas a condiciones de buen tiempo que suelen estar afectadas por episodios de tormenta que se representan por intercalaciones arenosas con estructuras de *ripples*, que muestran una importante icnodiversidad. Todas las trazas anteriormente mencionadas se pueden caracterizar como una icnofacies *Cruziana* vinculada a un sustrato blando con alta disponibilidad de oxígeno (Spalletti *et al.* 2001a).

2.4. Marco tectónico – estructural del área de estudio

La zona de estudio está ubicada en la faja plegada y corrida del Agrio. Esta faja, ubicada entre los 37° y 39°, se caracteriza por tener importantes afloramientos de las principales secuencias sedimentarias marinas y continentales que rellenaron las Cuenca Neuquina (sección 2.2), los cuales fueron deformados durante la orogenia Andina desde el Cretácico Tardío hasta la actualidad (Cobbold y Rosselo 2003, Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006, Ramos *et al.* 2011). La faja plegada y corrida del Agrio ha sido dividida en una zona interna, donde la deformación está dominada por estructuras de gran escala que involucran al basamento, y una zona externa con deformación predominantemente de piel fina y participación subordinada del basamento (Ramos 1978, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009). Los estudios estructurales que incluyen secciones geológicas balanceadas se han realizado principalmente en la región norte y centro de la faja plegada y corrida del Agrio, aproximadamente entre los 37°20' y 38° S (Minniti *et al.* 1986, Nocioni 1996, Zapata *et al.* 1999, 2002, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009, 2011, Rojas Vera *et al.* 2014, 2015, Zamora Valcarce y Zapata 2015, Lebinson *et al.* 2015, 2018, Turienzo *et al.* 2022). En el segmento austral de la faja plegada y corrida del Agrio no hay cortes estructurales publicados, existiendo únicamente en un informe inédito de Viñes (1985) y en las tesis doctorales de Repol (2006) y Zamora Valcarce (2007), donde se interpretan algunas de las principales estructuras que conforman la zona interna y externa de esta faja al sur de los 38°S. Irastorza *et al.* (2019) realizaron un análisis de la configuración estructural del frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°20'S, reconociendo la participación del basamento en subsuelo e interpretando una estrecha vinculación entre las estructuras de piel gruesa y de piel fina.

Existen diferentes interpretaciones para explicar el levantamiento de estructuras de piel gruesa, que involucran las rocas del basamento de la Cuenca Neuquina, durante la compresión de los andes del norte neuquino, pudiendo distinguirse principalmente dos modelos. En uno de ellos, se considera que el desarrollo de estas estructuras ocurrió mediante la inversión tectónica positiva de las fallas normales, heredadas de la etapa de rift del Triásico tardío – Jurásico temprano (Vergani *et al.* 1995, Booth y Coward 1996,

Zapata *et al.* 1999, Zapata y Folguera 2005, Repol 2006, Zamora Valcarce *et al.* 2006, 2009, Rojas Vera *et al.* 2014, 2015). Por otro lado, algunos autores consideran que la formación de las estructuras de piel gruesa tuvo lugar a través de la generación de nuevos corrimientos originados en respuesta a los esfuerzos compresivos, sin importante influencia de las estructuras preexistentes (Viñes 1985, 1989, Minniti *et al.* 1986, Nocioni 1996, Kozlowski *et al.* 1998, Turienzo *et al.* 2014, 2018, Sánchez *et al.* 2015, Lebinson *et al.* 2015, 2018). Probablemente ambos modelos hayan coexistido y actuado de forma conjunta para configurar las fajas plegadas y corridas de la Cuenca Neuquina. Los diversos estudios geológicos efectuados hasta el momento en los Andes neuquinos han permitido reconocer que la evolución tectónica de la faja plegada y corrida del Agrio ocurrió, al menos, durante dos pulsos principales de contracción orogénica, uno en el Cretácico Tardío – Eoceno y otro durante el Mioceno medio – tardío (Ramos 1998, Cobbold y Rosello 2003, Ramos y Folguera 2005, Zapata y Folguera 2005, Zamora Valcarce *et al.* 2006, Ramos *et al.* 2011, Rojas Vera *et al.* 2014, 2015).

En la zona estudiada, Irastorza *et al.* (2019) realizaron un análisis estructural en base a un relevamiento detallado de campo, integrado con la información de subsuelo (sísmica y pozos). Los pliegues localizados en el sector occidental del área de estudio tienen una vergencia hacia el este y un marcado rumbo NNE (Fig 2.4), que implican una contracción de ~2km (Irastorza *et al.* 2019), vinculados al empuje de una estructura de basamento formada en el sector interno de la faja, desarrollada posiblemente en el Cretácico tardío – Eoceno. Por otro lado, los pliegues ubicados en el sector oriental del área (anticlinales de Río Agrio y Quili Malal) presentan un rumbo definido N-S (Fig. 2.4) y su formación está ligada al desarrollo de dos estructuras de piel gruesa en profundidad, las cuales forman cuñas de basamento creadas por corrimientos que se insertan en las evaporitas jurásicas de la Formación Auquilco y transfieren la deformación a las unidades superiores (Fig. 2.5). Estas estructuras produjeron un acortamiento de 3,8 km y podrían asociarse a la etapa de contracción ocurrida durante el Mioceno medio a tardío. Por último, a partir del análisis de la información de subsuelo y de los datos estructurales relevados en el campo, se pudo determinar un alzamiento escalonado del zócalo mediante una estructura de basamento occidental con un relieve estructural de ~1,3 km y otra estructura ubicada más al este con un relieve estructural de ~1,7 km. Esto permitió reconocer un alzamiento total de ~3 km conformado por estructuras de piel gruesa en el sector externo de la faja plegada y corrida del Agrio a la latitud estudiada.

CAPITULO II: Marco geológico

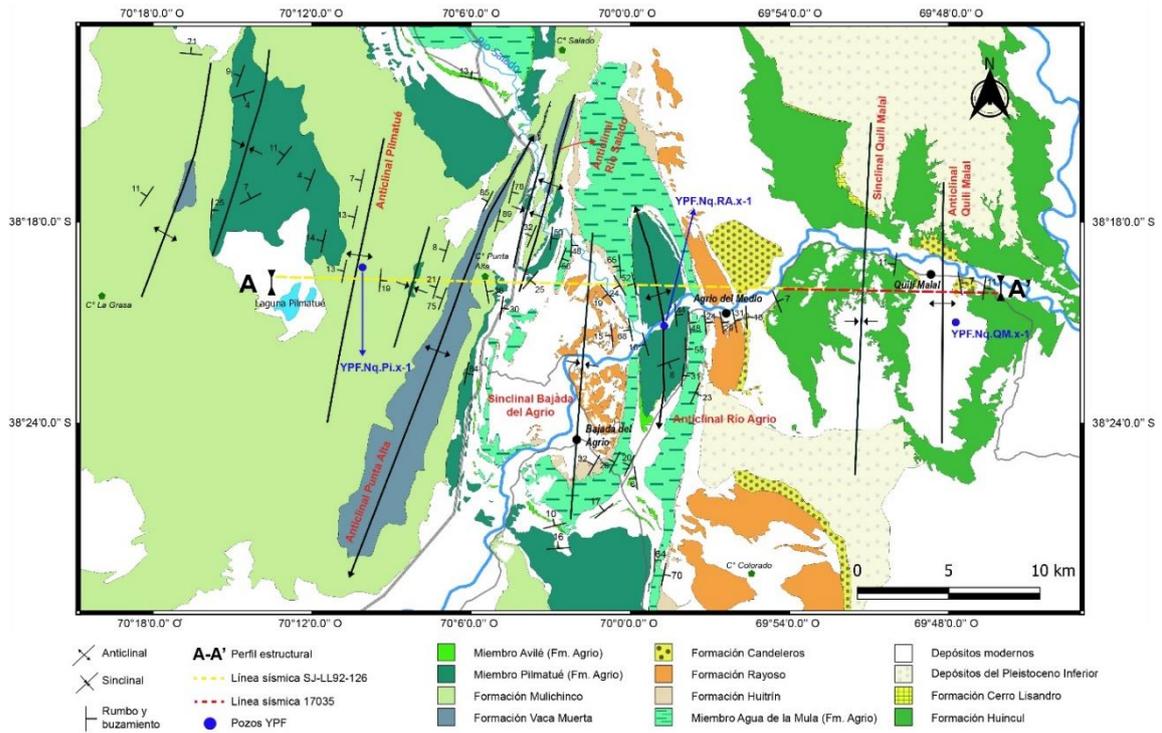


Figura 2.4: Mapa geológico de la zona externa de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°19'S. En línea punteada amarilla y roja, se localizan las líneas sísmicas 2D y con puntos azules se ubican los pozos de exploración. Estos datos, junto con el relevamiento de campo, fueron utilizados para interpretar el perfil estructural balanceado (Fig. 2.5). Tomado de Irastorza *et al.* (2019).

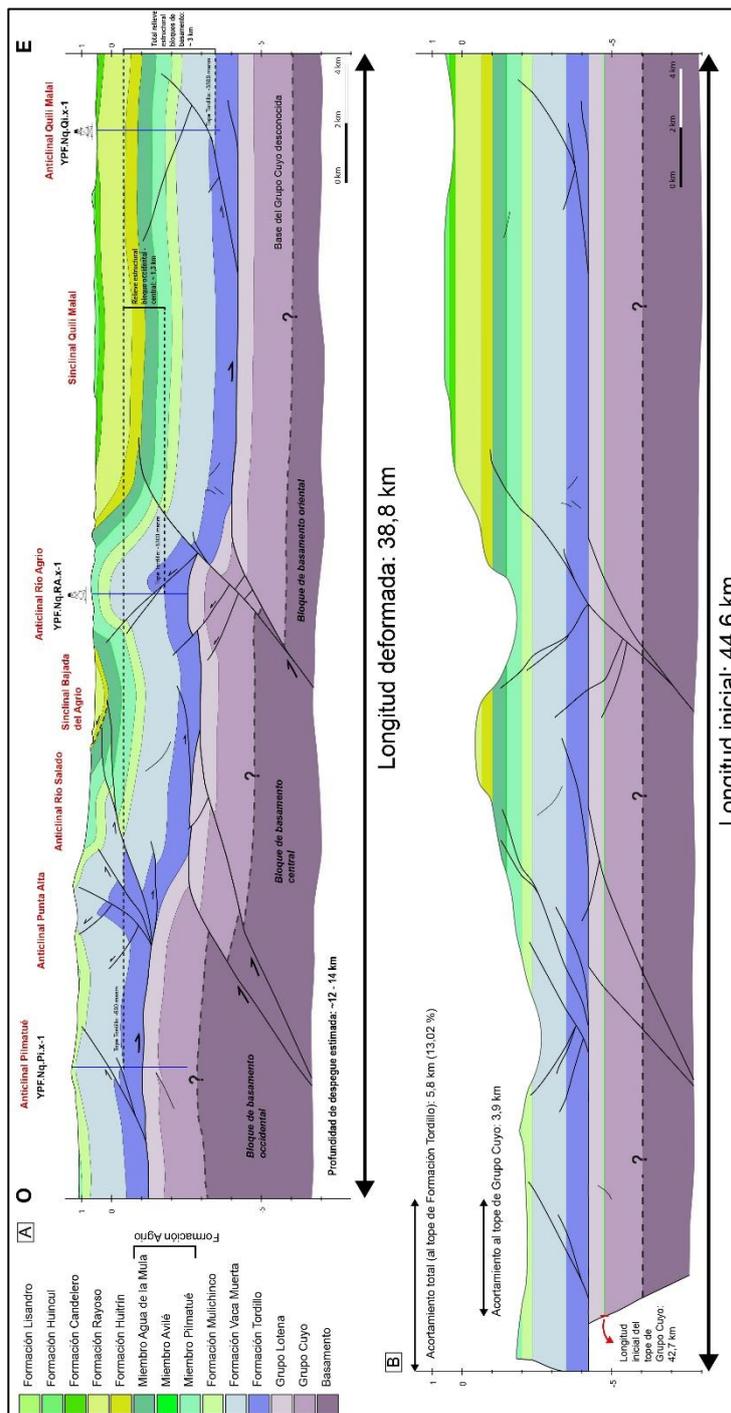


Figura 2.5: A) Sección estructural balanceada de la zona externa de la falla plegada y corrida del Agrio a los 39°19'S. **B)** Restitución de la sección estructural con un acortamiento tectónico de 5,8 km (13%). Tomado de Irastorza *et al.* (2019).

Aunque en la zona estudiada por Irastorza *et al.* (2019) es muy escasa la información sísmica de los niveles correspondientes al substrato, existen dos razones estructurales debido a las cuales, en la interpretación de este sector de la faja plegada y corrida del Agrio, no se considera la influencia significativa de estructuras previas invertidas en el desarrollo orogénico. Una de ellas es la orientación de los sistemas extensionales previos

en la región adyacente al frente de deformación, la cual se reconoce mayormente de rumbo NO y buzamiento NE conectadas por fallas de transferencia de orientación general ONO (Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001, Cristallini *et al.* 2006, 2009, Carbone *et al.* 2011). Al norte del área de estudio, en las secuencias del Precuyano aflorantes en la Cordillera del Viento, fue reconocido un patrón estructural con similares orientaciones, donde estas fallas muestran moderada inversión y son cortadas y exhumadas por corrimientos N-S que no respetan la arquitectura del rift (Sagripanti *et al.* 2014). En este sector de la faja plegada y corrida del Agrio, la posible inversión de alguna falla extensional previa daría como resultado estructuras positivas de similar orientación, pero todas las estructuras mapeadas por Irastorza *et al.* (2019) presentan un rumbo NNE y NS. La segunda razón estructural por la que no se considera la participación significativa de la inversión, es que los estudios relacionados a la inversión de hemigrabenos (Williams *et al.* 1989), incluyendo modelos análogos (Yamada y McClay 2004, Granado *et al.* 2017, Granado y Ruth 2019) y numéricos (Buitter y Pfiffner 2003), indican que la inversión es total o completa cuando el tope del basamento (pre-rift) alcanza su punto nulo, es decir que recobra su posición regional previa a la extensión. En la sección estudiada por Irastorza *et al.* (2019), fue posible reconocer y acotar mediante la información de pozos que el basamento se encontraría elevado en dos grandes bloques, los cuales habrían generado un relieve estructural total de aproximadamente 3 km (Fig. 2.5A). A partir de la sección estructural balanceada, calcularon un acortamiento de 5,8 km (13%) para la región (Fig. 2.5), lo cual es consistente con lo calculado por otros autores en la zona.

CAPITULO III

Procesos de sedimentación en sistemas marinos
transicionales

3.1. Introducción

Los sistemas litorales han sido clasificados en base a diversos factores, como los cambios del nivel del mar, procesos dominantes marinos o no-marinos, o variabilidad en los procesos de marea u oleaje. Curray (1964) hizo una importante contribución utilizando las variables de aporte de sedimento y nivel del mar relativo para diferenciar entre costas transgresivas o regresivas. Desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, Posamentier y Vail (1988) definieron patrones de apilamientos transgresivos y regresivos teniendo en cuenta las variaciones relativas del nivel del mar. Sin embargo, una de las clasificaciones más completas y utilizadas, es la de sistemas transicionales propuesto por Boyd *et al.* (1992) (Fig. 3.1), donde los autores combinan factores como el aporte sedimentario (que da lugar a la erosión o depositación en ambientes costeros) y los cambios relativos en el nivel del mar. Esto da lugar a numerosos rasgos costeros depositacionales, asociados a costas progradantes o transgresivas. Por ejemplo, cuando el aporte sedimentario excede la tasa de ascenso eustático o cuando los sedimentos se acumulan durante una caída relativa del nivel del mar, se producen regresiones que generan costas elongadas/lobadas (deltas) o lineares (planicies dominadas por oleaje o marea). Por el contrario, cuando la tasa relativa de ascenso eustático supera la tasa de aporte sedimentario se generan costas transgresivas con estuarios y lagoons (Boyd *et al.* 1992). Estos autores hablan de “transgresión” y “progradación”, pero cabe aclarar que en la presente tesis vamos a referirnos a “transgresión” y “regresión” cuando nos referimos al movimiento de la línea de costa o “punto bisagra”, y a “progradación” y “retrogradación” cuando asociamos el avance de facies continentales sobre facies marinas o viceversa.

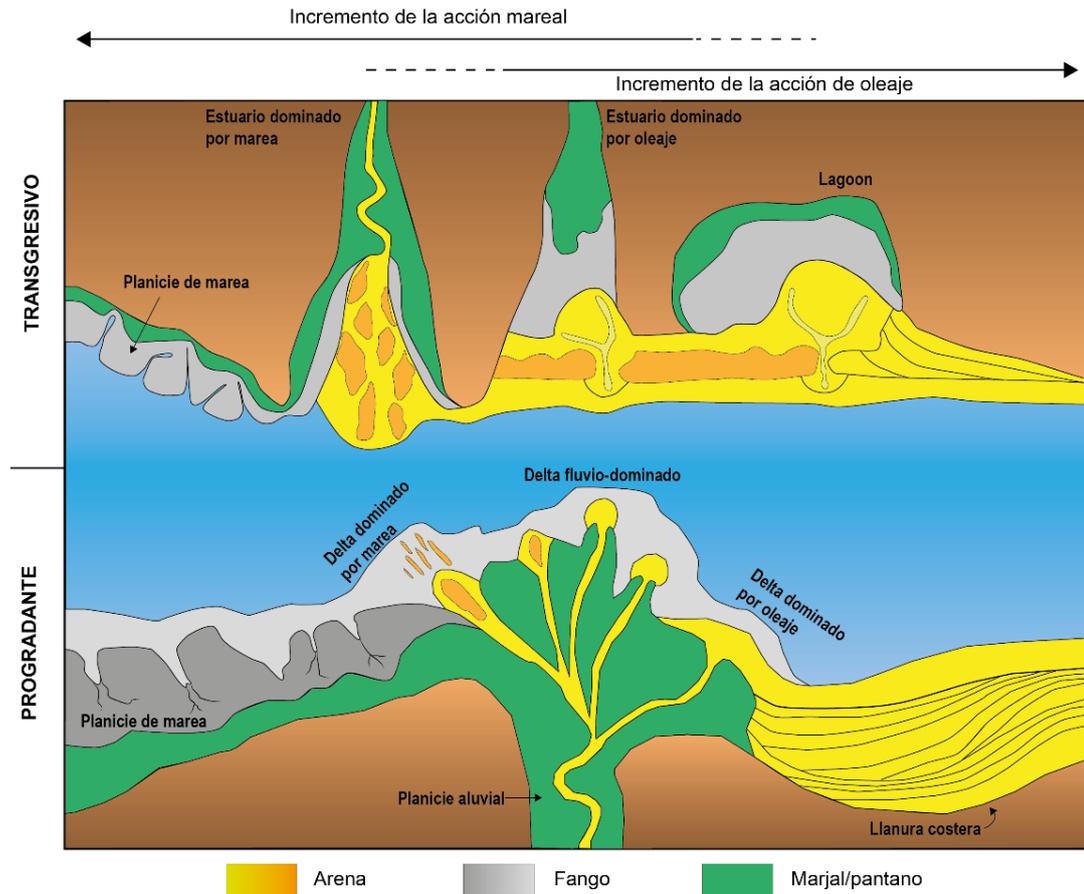


Figura 3.1: Ambientes transicionales silicoclásticos. Las variaciones en el eje horizontal se basan en las fuerzas relativas de los procesos de oleaje y mareas, y el eje vertical exhibe el carácter progradante y retrogradante de la línea de costa. Modificado de Boyd *et al.* (1992).

3.2. Deltas y corrientes relacionadas

Dentro de los rasgos depositacionales costeros mencionados anteriormente, nos centraremos en los sistemas deltaicos. Elliott (1986) define a un delta como una protuberancia sedimentaria que se forma en la línea de costa producto de la entrada de un río a un océano, a un mar semi-cerrado, un estuario, lago o lagoon, aportando material sedimentario mucho más rápido de lo que puede ser re-distribuido por los procesos de la cuenca. Los primeros estudios sobre deltas fósiles fueron desarrollados por Gilbert (1885) en los depósitos del Pleistoceno del Lago Bonneville (Utah), quien reconoce y subdivide al delta en *topset*, *foreset* y *bottomset*. Barrell (1912) extiende los conceptos antes mencionados y da la primera definición que involucra los rasgos fundamentales de un delta. En los últimos 70 años, los estudios de sistemas deltaicos se han ido desarrollando rápidamente, comenzando con los deltas modernos como el delta del Mississippi (Shepard *et al.* 1960). Scruton (1960) pudo discriminar una "secuencia deltaica" con un depósito

integrado por facies grano creciente e identificar fases “destructivas” (o retrogradacionales) y fases “constructivas” (o progradacionales).

En la década del '70 surgieron numerosas clasificaciones (utilizadas aún en la actualidad) como la de Galloway (1975) (Fig. 3.2), quien subdividió los sistemas deltaicos teniendo en cuenta los procesos dominantes (fluviales, mareales o de oleaje) que afectan a los depósitos, controlando la morfología de los mismos. Wright y Coleman (1973) tienen en cuenta la relación de las fuerzas fluviales vs. marinas, la distribución de los sedimentos y sus características texturales para determinar la morfología del sistema deltaico resultante. En 1990, Postma presenta una clasificación basada en tres clases de sistemas que pueden alimentar a la cuenca, la profundidad del agua y los procesos desarrollados en la desembocadura del río, sin incluir olas y mareas. Más tarde, este autor publica una clasificación de doce clases de deltas relacionada a sistemas fluvio-dominados. La misma está basada en el tipo de sistema distributivo (asociado a variables como estabilidad, espaciamiento y descarga), el relieve de la cuenca (relacionado principalmente a la forma, tamaño y batimetría), los procesos actuantes en la desembocadura del río y los cambios del nivel de base (Postma 1995) (Fig. 3.3). Bhattacharya (2006) hace una revisión de los primeros trabajos referidos a los sistemas deltaicos y sugiere que la distribución y morfología de estos depósitos podrían verse afectados por diversos factores como la granulometría y densidad de las descargas, el gradiente del área, la interrelación con los procesos de la cuenca y la posición del delta dentro de la misma.

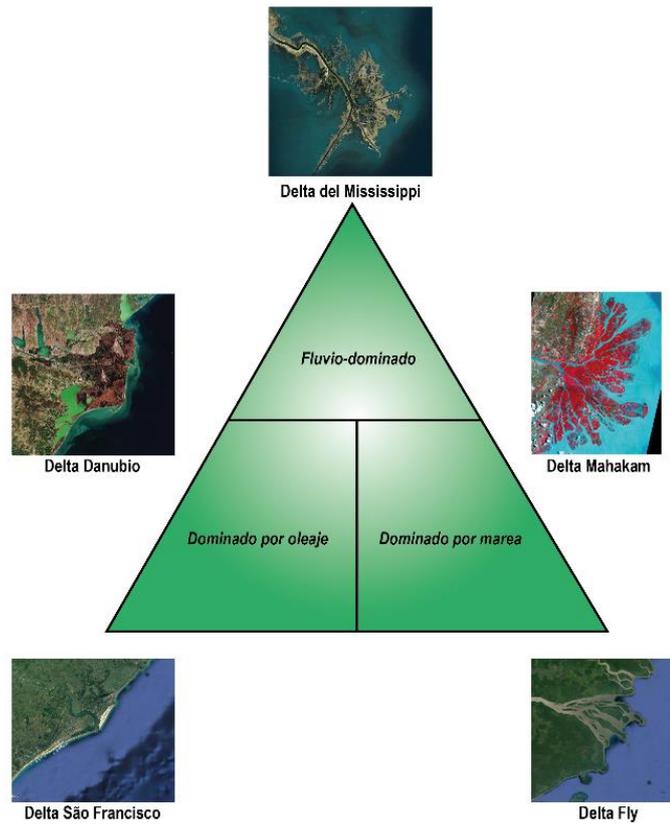


Figura 3.2: Clasificación según Galloway (1975) en base a la dominancia de procesos actuantes en la desembocadura del delta.

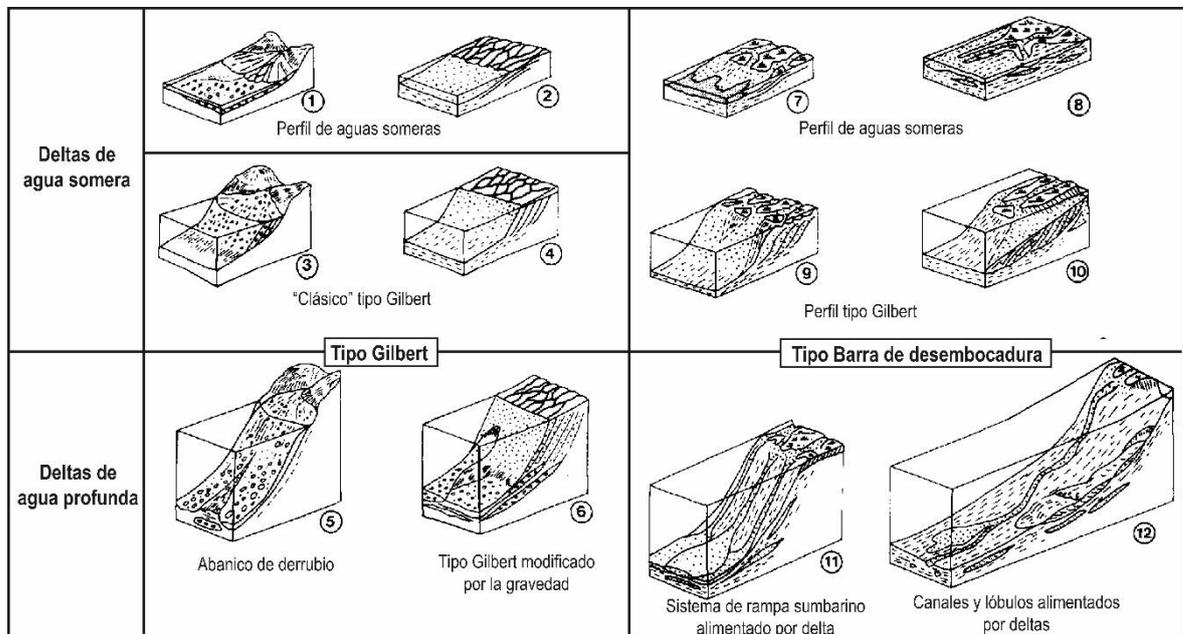


Figura 3.3: Clasificación de sistemas deltaicos según Postma (1995) en base al tipo de sistema alimentador combinado con el gradiente.

Es importante mencionar que ya en 1953, Bates definió tres clases de delta de acuerdo al contraste de densidad que existe entre la descarga fluvial (ρ_r) y el cuerpo de agua receptor (ρ_w), clasificación que aún sigue vigente, reconociendo deltas marino litorales, deltas tipo Gilbert y deltas submarinos (Figura 3.4). Los deltas marino litorales se forman cuando el río descarga un flujo con menor densidad que el agua de la cuenca receptora ($\rho_r < \rho_w$) desarrollando un flujo de tipo hipopícnico. Esto genera la acumulación de sedimentos de grano grueso en el frente deltaico (o barra de desembocadura), mientras que el agua dulce y el material fino (limo-arcilla y restos carbonosos) forman una pluma boyante donde los materiales viajan en suspensión turbulenta y dan lugar a la decantación de material fino en el prodelta (Zavala *et al.* 2021). El delta de tipo Gilbert se forma cuando un río de agua limpia descarga en un cuerpo de agua con densidad similar ($\rho_r = \rho_w$), generando un flujo de tipo homopícnico. Esto en general sucede en descargas asociadas a cuencas lacustres, donde el flujo entrante se mezcla con el agua del cuerpo receptor derivando en una pérdida drástica y repentina de velocidad y competencia del flujo. Esto resulta en deltas litorales de alta pendiente sin desarrollo de una pluma boyante por falta de contraste de densidad (Zavala *et al.* 2021). Por último, Bates (1953) definió el delta submarino, producto de una descarga fluvial más densa que la del cuerpo de agua receptor ($\rho_r > \rho_w$), lo que permite el desarrollo de un flujo hiperpícnico. Este “exceso de densidad” esta favorecido por una alta carga en suspensión en la descarga fluvial (ya que es la única manera de incrementar la densidad característica de una corriente de agua dulce) que permite que el flujo se “hunda” y viaje cuenca adentro como una corriente turbidítica extracuenca (Zavala *et al.* 2021). Para generar una descarga fluvial capaz de formar una corriente hiperpícnica, en una cuenca marina de salinidad normal, se requiere una carga de sedimentos en suspensión mínima de 34-45 kg/m³ (Mulder y Syvitski 1995). Estos tres tipos de flujos mencionados, pueden ser a su vez modificados por factores secundarios como la acción de olas y mareas, las corrientes oceánicas, fluctuaciones del nivel del mar, efecto de Coriolis y pendiente (Bates 1953).

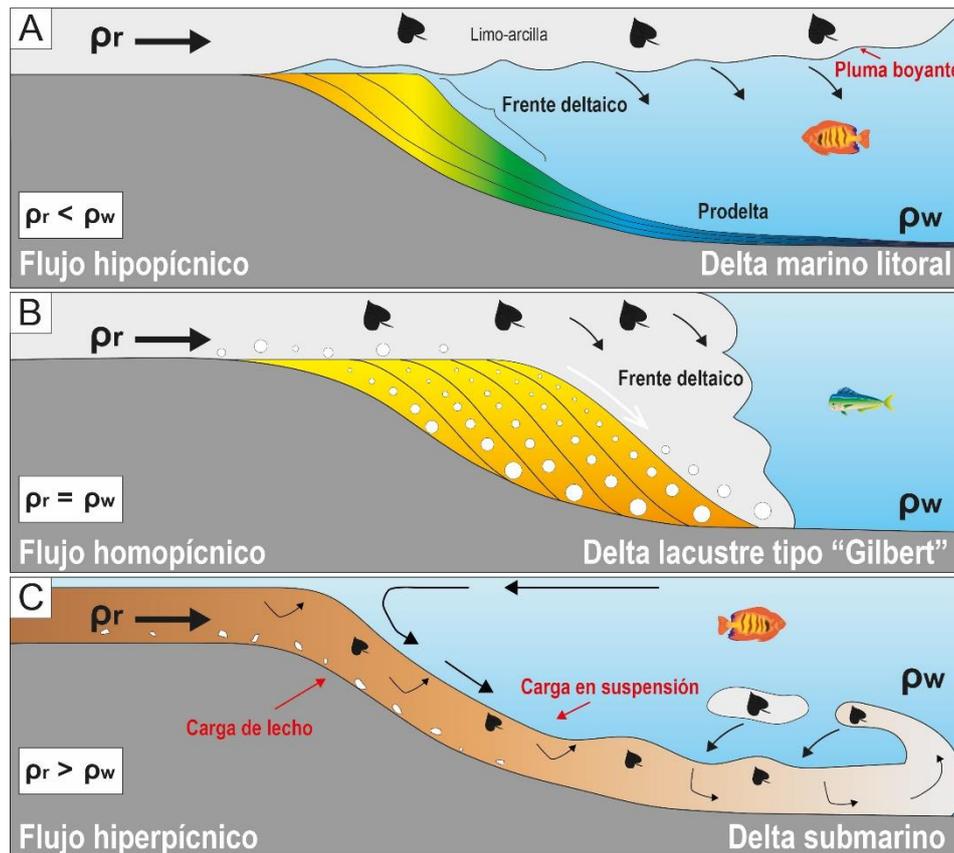


Figura 3.4: Clasificación deltaica según Bates (1953) en base al contraste de densidad entre el agua de la descarga fluvial y el agua de la cuenca receptora. Modificado de Zavala *et al.* (2018). **A)** Flujo hipopícnico ($\rho_r < \rho_w$). **B)** Flujo homopícnico ($\rho_r = \rho_w$). **C)** Flujo hiperpícnico ($\rho_r > \rho_w$).

La sedimentación deltaica no debería ser simplificada solo como deltas litorales formados a partir de la pérdida de capacidad y competencia de un flujo fluvial en zonas costeras, generando la acumulación de barras poco profundas. Como expuso Bates en 1953, existen diversas variables a escala regional y local que pueden afectar el desarrollo y evolución de estos sistemas como la pendiente de la zona costera, procesos autocíclicos y alocíclicos (como tectonismo, cambios eustáticos, cambios en las condiciones climáticas) y la densidad de la descarga fluvial. Este último factor puede ser alterado por cambios en el volumen y concentración del sedimento, el tamaño del mismo, la densidad del agua y la turbidez, entre otros (Bates 1953, Mulder y Syvitski 1995, Mutti *et al.* 1996, Mulder y Alexander 2001, Mulder *et al.* 2003, Zavala *et al.* 2021). Estas variaciones pueden dar lugar a depósitos que escapan de las clasificaciones convencionales (Bates 1953, Galloway 1975, Postma 1995), como es el delta de Volga en el Mar Caspio, considerado como un delta fluvio-dominado, según Galloway (1975) y de tipo 8 de acuerdo a Postma (1995), con baja pendiente en su desembocadura, alta carga en suspensión, desarrollo de albardones

y un frente deltaico de muy bajo gradiente (Overeem *et al.* 2003). Overeem *et al.* (2003) caracterizan a este sistema deltaico como un delta de rampa, y lo distinguen de otros ejemplos mundiales por cuatro características principales: gradiente general muy bajo (5 cm/km); ausencia de retrabajo marino (en contraste con otros ejemplos de deltas fluvio-dominados, como el Mississippi); ausencia de subsidencia en el área deltaica; y rápidos cambios del nivel del mar, aún mayores que los cambios eustáticos. Estos deltas de muy baja pendiente, son parcialmente equivalentes a las “hiperpícnitas de plataforma” (*prodelta shelves*, Zavala *et al.* 2006, 2011b, Bhattacharya y MacEachern 2009) o “hiperpícnitas de prodelta” (*muddy prodeltaic hyperpicnites*, Wilson y Schieber 2014), donde el efecto de las olas (*wave-enhanced sediment gravity flows*, Macquaker *et al.* 2010) puede proporcionar un importante impulso para que los flujos hiperpícnicos viajen varios kilómetros cuenca adentro, formando frentes deltaicos extensos y de muy bajo gradiente. Estos depósitos están compuestos de secuencias gradadas de arcilla y arena, con variaciones internas y transicionales de estructuras sedimentarias que sugieren fluctuaciones en flujos cuasi-estacionarios. Los deltas de rampa tienen pendientes inferiores a 1°, con frentes deltaicos que pueden extenderse por cientos de kilómetros con pocos cambios en facies y tamaño de grano. En general, se encuentran restos vegetales asociados y exhiben diferentes órdenes de ciclicidad, donde el mayor orden se compone de ciclos grano-estrato crecientes similar a las parasecuencias propuestas para los ciclos eustáticos por Van Wagoner *et al.* (1990).

Recientemente, Zavala *et al.* (2021) ampliaron la clasificación propuesta por Bates (1953) para los sistemas deltaicos, teniendo en cuenta la relación entre la densidad de los flujos entrantes y la salinidad de la masa de agua receptora. Proponen siete posibles tipos de sistemas deltaicos resultantes, agrupados dentro de tres campos principales: deltas litorales hipopícnicos, deltas litorales homopícnicos y deltas hiperpícnicos (Fig. 3.5). Este último campo se caracteriza por un exceso de densidad en la descarga fluvial, provista por la carga en suspensión, que resulta en una densidad diferencial de hundimiento ($\Delta\rho_s$) dependiente del contraste de concentración de sedimento entre el flujo entrante y la densidad del agua receptora ($\Delta\rho_s = \rho_r - \rho_w$) (Fig. 3.6). Otro parámetro que se usa para caracterizar estos deltas hiperpícnicos es el parámetro no-dimensional de densidad $R = \frac{\rho_w - \rho_r}{\rho_w - \rho_{rw}}$, donde ρ_w es la densidad del agua de la cuenca hospedante, ρ_r es la densidad total de la descarga fluvial y ρ_{rw} es la densidad del agua de la descarga fluvial (Turner y Huppert 1992, Kim 2001, Zavala *et al.* 2021). Este parámetro también otorga un índice de la carga relativa del flujo, además de tener en cuenta el efecto boyante del agua dulce contenida en la descarga fluvial (Zavala *et al.* 2021). De acuerdo al parámetro de densidad R , a la fisiografía de la cuenca y a la reología del flujo entrante, Zavala *et al.* (2021)

dividieron a los deltas hiperpícnico en tres subcategorías: deltas hiperpícnico litorales (HLD), deltas hiperpícnico subacuáticos (HSD) y abanicos deltaicos hiperpícnico (HFD).

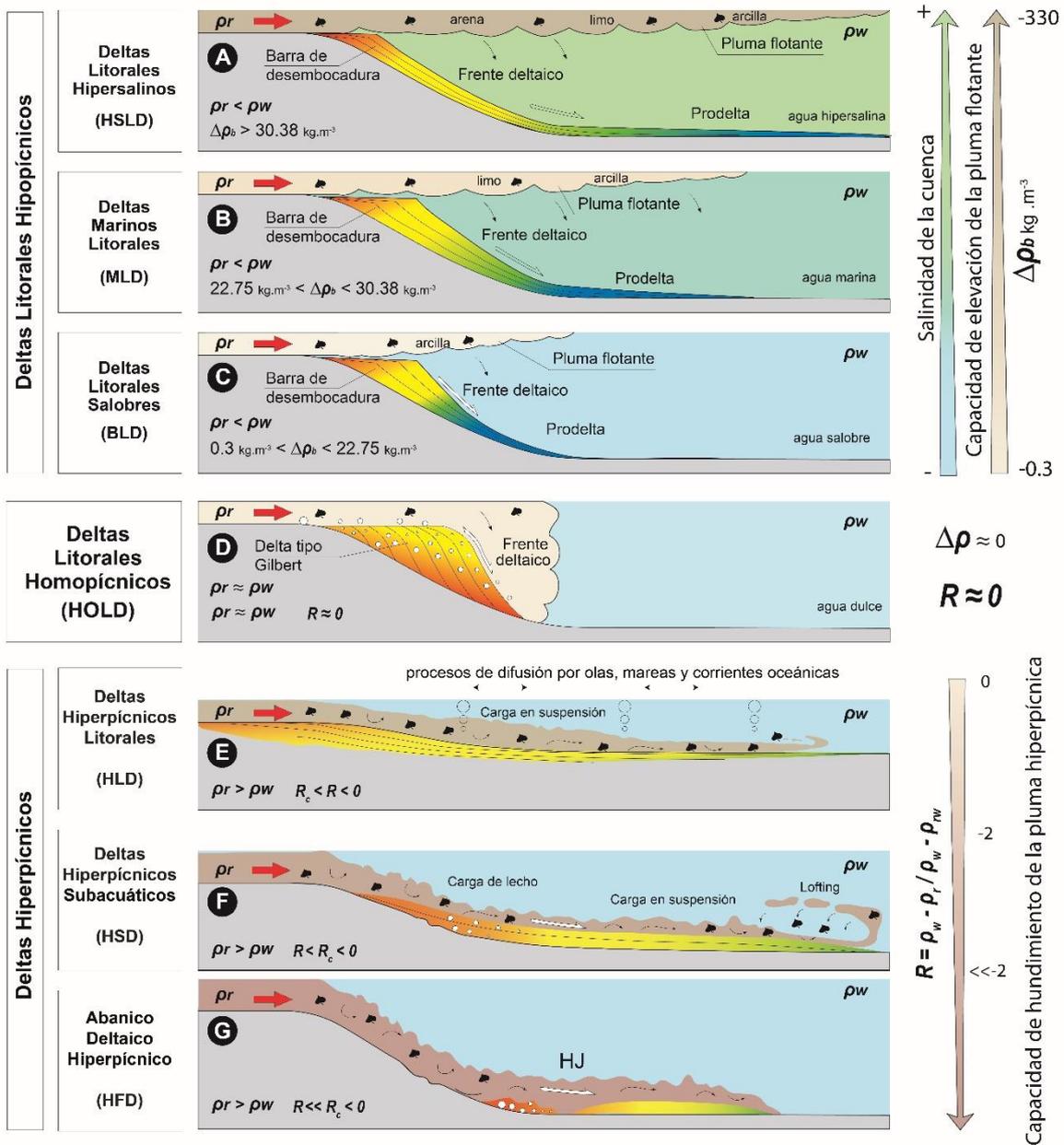


Figura 3.5: Diagrama donde se muestran las siete categorías de deltas propuestas por Zavala *et al.* (2021), basada en la propuesta original de Bates (1953).

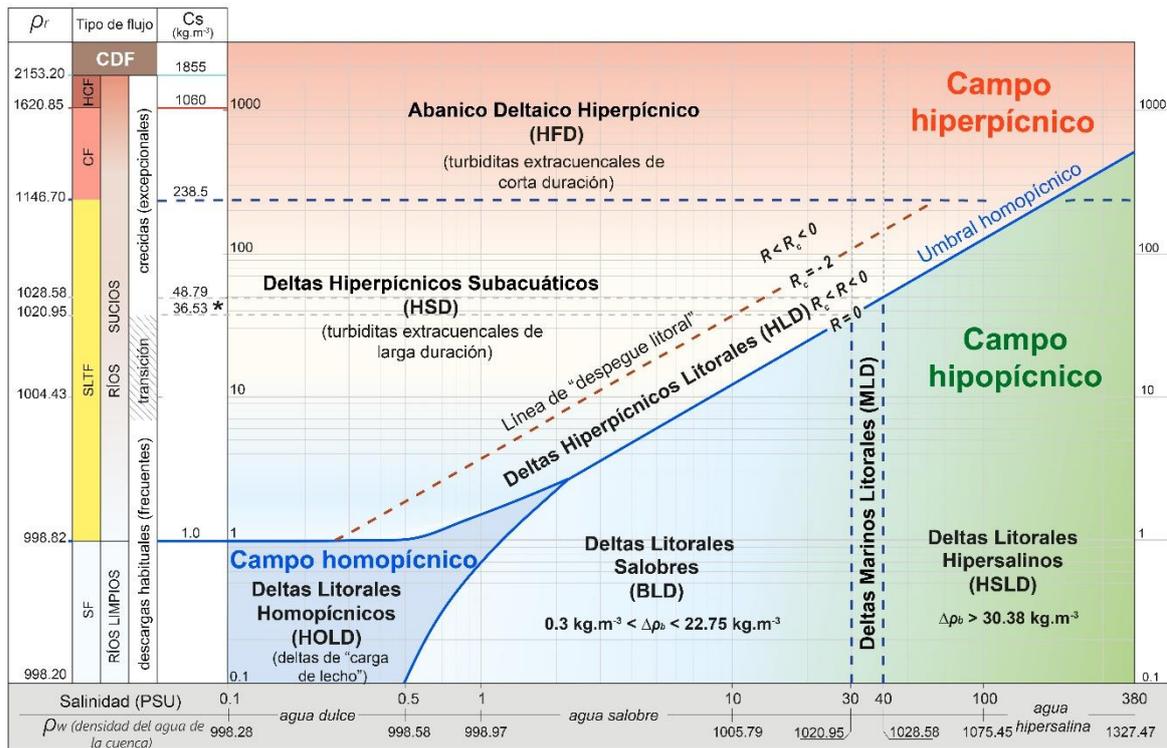


Figura 3.6: Diagrama donde se observan los tres campos principales identificados por Zavala *et al.* (2021) a partir del contraste de densidad existente entre el agua de la cuenca receptora y la densidad total del flujo entrante, teniendo en cuenta también el tipo de flujo y la carga en suspensión. Tomado de Zavala *et al.* (2021)

3.3. Estratigrafía secuencial de los sistemas progradantes

La estratigrafía secuencial podría definirse como un modelo utilizado para interpretar la evolución de un relleno sedimentario. Se reconoce a Barrell (1917), Wheeler (1958), Sloss (1963) y Campbell (1967) como los precursores. Van Wagoner *et al.* (1990) definieron la estratigrafía secuencial como el “estudio de facies genéticamente relacionadas dentro de una trama de superficies cronoestratigráficamente significativas”. Uno de los elementos que forma parte de la estratigrafía secuencial es la secuencia deposicional definida por Mitchum *et al.* (1977) como una “sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitados en el techo y base por discordancias o sus concordancias correlativas”. Vail *et al.* (1977) propusieron, a partir del estudio de distintas cuencas sedimentarias localizadas en variados contextos tectónicos (mayormente ubicadas en márgenes pasivos), que las secuencias deposicionales están principalmente controladas por cambios eustáticos o cambios globales del nivel del mar. La tasa de subsidencia también es un factor importante a considerar a la hora de analizar el desarrollo de secuencias deposicionales, como así también la tectónica, el clima y el aporte clástico.

Sin embargo, la ciclicidad de alta frecuencia de los sistemas marinos marginales o de plataforma ha sido, en general, vinculada principalmente a los cambios eustáticos (Catuneanu *et al.* 2009) y el aporte sedimentario extracuenal ha sido considerado una variable constante y uniforme (Jervey 1988). Beerbower (1964) sugiere que una dinámica variable en procesos alocíclicos como el aporte sedimentario y las condiciones climáticas a lo largo del tiempo geológico, pueden controlar el desarrollo de los sistemas marinos marginales, como el caso de los deltas, que junto con los sistemas fluviales, son probablemente los más sensibles a los cambios climáticos (Mutti *et al.* 1994b). Estos sistemas deltaicos establecen condiciones de equilibrio entre un sistema fluvial que descarga agua limpia o variadas mezclas de agua y sedimento, y un sistema marino que aporta productividad de carbonatos y dinámica costera, que puede contribuir a la turbulencia, distribución y re-sedimentación de la descarga fluvial. Fundamentalmente, es el aporte clástico el que va a controlar los ciclos de progradación y retrogradación y va a permitir el desarrollo de secuencias deposicionales elementales (EDS, en el sentido de Mutti *et al.* 1994b), de carácter somerizante desde facies de *offshore* a facies arenosas de áreas someras. Los ciclos retrogradacionales posiblemente no estén relacionados al eutatismo, sino a un accionar conjunto entre la subsidencia y un limitado aporte clástico.

Un elemento que ha tenido mucha difusión en la estratigrafía secuencial son las parasecuencias, definidas como “sucesiones relativamente concordantes o conjunto de capas genéticamente relacionadas, limitadas por importantes superficies de inundación marina o sus superficies correlativas” (Van Wagoner 1965). Este elemento se relaciona con la propuesta inicial de Goodwin y Anderson (1985), quienes introducen el término “PAC” (punctuated aggradational cycles) para ciclos de profundización y somerización, relacionados a rocas carbonáticas.

En estratigrafía secuencial podemos hablar de términos como transgresiones/regresiones y retrogradaciones/progradaciones. Cabe aclarar que los primeros dos términos hacen referencias a la línea de costa, la cual separa el ámbito subacuático del ámbito continental. El término “transgresión” es utilizado cuando la línea de costa se mueve hacia el continente y sucede lo opuesto con la regresión. Pero desde el punto de vista sedimentológico y estratigráfico, estos términos pueden ser algo abstractos y difícil de identificar en una sucesión estratigráfica. Por eso en la presente tesis, utilizaremos los términos “progradación” (equivalente a la “regresión”) y “retrogradación” (equivalente a la “transgresión”).

CAPITULO IV

Columnas estratigráficas

4.1. Introducción

En el presente capítulo se presentan los datos e interpretaciones de las columnas estratigráficas relevadas en tres campañas durante el transcurso de esta tesis (años 2017, 2018 y 2019). Las mismas fueron medidas y analizadas desde la zona de contacto con el Miembro Avilé hasta la Formación Huitrín. A los fines de su descripción, estas columnas se representaron a escala 1:2000, acompañadas de aquellos rasgos y estructuras que puedan ser mostrados en dicha escala. De modo complementario, en el Anexo (capítulo IX) se incluyen las secciones de detalle en escala 1:200. En las columnas también se muestran las lecturas de Gamma Ray de campo, las unidades e interpretación secuencial, esta última focalizada en el Miembro Agua de la Mula. Las secciones analizadas serán descritas de sur a norte. En todas ellas se reconocieron siete secuencias de cuarto orden, que serán analizadas para cada una de las localidades en particular.

4.2. Columna El Mojado

4.2.1. Ubicación geográfica

El perfil El Mojado ($S38^{\circ}30'55,64''S - 69^{\circ}59'2,33''O$) constituye la sección estratigráfica más austral relevada en la zona de estudio (Fig. 4.1). Se localiza 48 km al norte de la ciudad de Zapala, accediendo por la ruta provincial N°14. Luego de transitar 18 km de asfalto y pasar por el oeste del Cerro Negro, se encuentra la localidad de Covunco, lindera al arroyo homónimo. Desde allí, el camino es de ripio hasta la base del perfil.

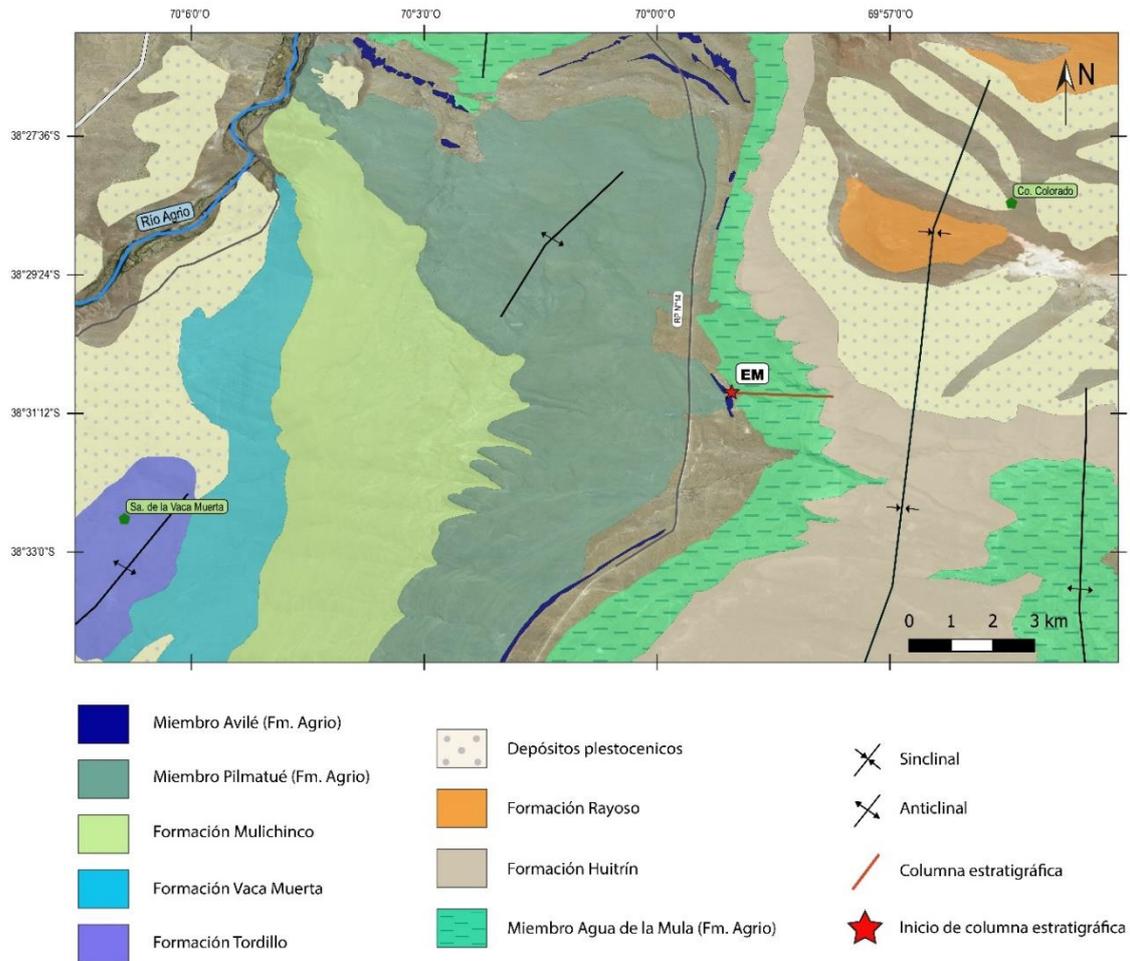


Figura 4.1: Mapa geológico de la zona aledaña a la columna estratigráfica El Mojado (EM).

4.2.2. Descripción sedimentológica

La sección relevada tiene un espesor total de 446 m, dentro de la cual 441,7 m corresponden al Miembro Agua de la Mula. En esta localidad las capas muestran un buzamiento promedio de 16° al NE (azimut variable entre 60° - 70°). La columna comienza en el Miembro Avilé que se encuentra representado por 2,2 m de areniscas gruesas a sabulíticas con estratificación cruzada tabular planar, clastos dispersos y clastos de arcilla. Estas areniscas son seguidas por 22,2 m que se encuentran cubiertos y donde se estima estaría el contacto con el Miembro Agua de la Mula. Hasta los 80 m aproximadamente, puede observarse una predominancia de limo-arcillitas y limo-areniscas, intercaladas con delgados niveles arenosos portadores de micas y restos carbonosos. A partir de allí, cobran importancia los intervalos arenosos en la secuencia. Entre los 80 y 105 m se encuentran niveles arenosos, bien seleccionados y masivos, alternando con intervalos cubiertos. Luego comienza a observarse una mayor participación de rocas carbonáticas alternando

en la secuencia limo-arenosa, con valvas articuladas (y fragmentadas) de diversos tamaños.

A partir de los 132 m, comienzan a observarse reiterados intervalos grano-estrato crecientes que gradan transicionalmente desde limolitas a areniscas finas (Fig. 4.2A). A la base de estos ciclos también se encuentran heterolitas con laminación ondulítica dominante, donde los intervalos arenosos pueden ser portadores de valvas fragmentadas, restos carbonosos y/o gasterópodos (Fig. 4.2B). En ellos, se pudieron reconocer estructuras biogénicas (*Arenicolites*, *Gyrochorte* y *Skolithos*), laminación truncada de ola (Fig. 4.2C) y/o laminación paralela. A lo largo de toda la sección puede verse como, en general, estos ciclos grano-estrato crecientes, culminan con niveles tabulares de calizas (u ocasionalmente de areniscas calcáreas) las que se disponen en contacto neto sobre las areniscas, que pueden variar desde 50 cm a 2 m de espesor.

A los 175,5 m aproximadamente, se encuentra un nivel con geometría canalizada (Fig. 4.2D) cortando una sucesión de limolitas arenosas que pasan gradualmente a areniscas finas. Este intervalo se dispone sobre una base erosiva (Fig. 4.2E) y comienza con valvas fragmentadas, seguidas de areniscas con laminación truncada de ola. En la sección más espesa del canal, se puede observar una alternancia entre estructuras de oleaje y laminación paralela. Podría decirse que este nivel canalizado habría sufrido al menos tres periodos de relleno, los cuales culminan con óndulas simétricas de cresta recta y bioturbación al techo.

El intervalo de 205,3 a 228,6 m se encuentra cubierto en su mayor parte, y solo se observan bancos tabulares de areniscas masivas finas a medias, con bioclastos y bioturbación. Se infiere que los sectores cubiertos estarían constituidos por rocas pelíticas e incluso heterolíticas, que podrían formar parte de la base de los ciclos grano-estrato crecientes que se repiten a lo largo de todo el perfil. Hacia la parte superior, la sección tiene similares características: ciclos somerizantes de rocas de grano fino que gradan a areniscas finas a medias, y culminan con niveles calcáreos. Se aprecia mayor contenido de restos carbonosos en las areniscas (en algunos casos acompañados de micas), tapizando niveles arenosos o cubriendo las caras de sotavento de las óndulas escalantes. La bioturbación también es importante y en algunos casos muy abundante, como por ejemplo en el intervalo 253,4 – 261 m donde se observan areniscas masivas finas a medias, con clastos de arcilla a la base de los niveles y restos carbonosos tapizando los mismos.

A partir de los 270 m, se observan otros tipos de estructuras sedimentarias en las areniscas como *hummockys* isótropos y anisótropos, laminación cruzada de tipo tangencial y óndulas escalantes. Pasando los 432 metros, las psamitas se encuentran afectadas por

procesos de escape de fluidos (Fig. 4.2F). A los 443,9 m, sobre rocas de grano fino, se observan areniscas sabulíticas a conglomerados finos con clastos de arcilla a la base y grietas de desecación, pertenecientes al Miembro Troncoso Inferior (Formación Huitrín). Cabe aclarar que los niveles arenosos de toda la sección relevada del Miembro Agua de la Mula cuentan con muy buena selección granulométrica.

Del espesor total medido, 91,3 m corresponden a intervalos cubiertos. Las paleocorrientes bidireccionales medidas, sobre niveles de areniscas con óndulas de oleaje, tienen un sentido predominante SE-NO, mientras que las paleocorrientes unidireccionales tomadas en estructuras de óndulas escalantes y estratificación cruzada de tipo asintótica muestran una dirección predominante hacia el NO y SO.

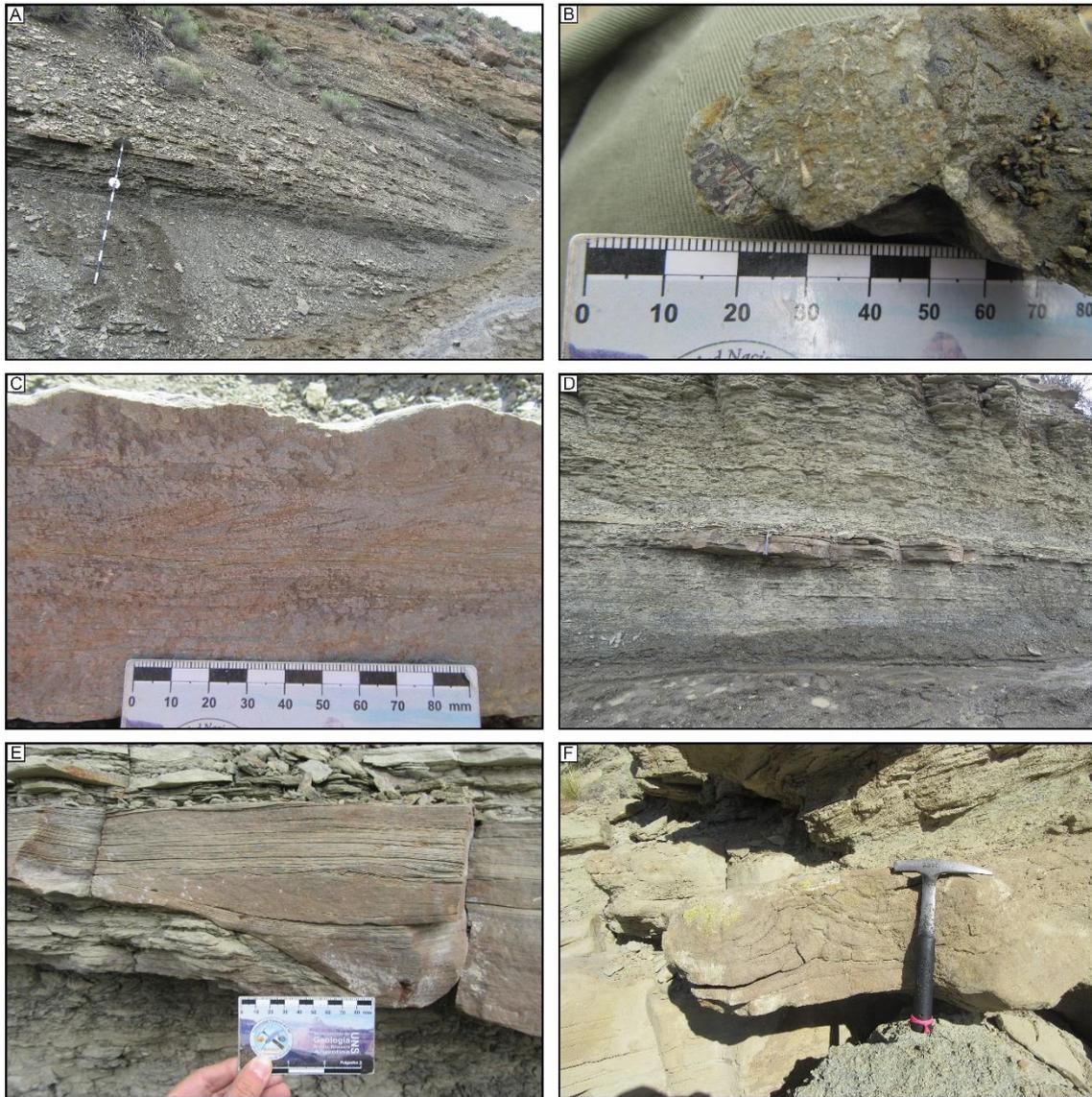


Figura 4.2: **A)** Sucesivos intervalos que gradan transicionalmente de limolitas a areniscas finas. **B)** Gasterópodos y restos carbonosos en areniscas finas, los que forman parte de intervalos heterolíticos. **C)** Areniscas finas con laminación truncada de ola. Hacia la parte superior se puede observar la forma de lecho de las óndulas. **D)** Nivel canalizado dentro de una secuencia grano-estrato creciente, la cual va desde pelitas a areniscas finas. **E)** Detalle de la base erosiva del canal observado en la figura D. **F)** Estructuras de escape de agua en niveles de areniscas masivas, localizadas hacia la parte superior del perfil.

4.2.3. Interpretación secuencial

La interpretación secuencial se observa en la figura 4.3 y en el Anexo (Fig. 9.1.1). La primer secuencia (AM1) tiene un espesor total de 154 m aproximadamente, y un hemicyclo retrogradante de 22,3 m de espesor (AM1-R) que se encuentra cubierto. Continúa con un hemicyclo progradante (AM1-P) que está compuesto, en su base, por un importante espesor de pelitas laminadas y heterolitas tipo ondulosa, con contenido bioclástico y de restos carbonosos. Luego comienzan a observarse niveles arenosos vinculados a

secuencias progradantes. Esta sección culmina con un nivel de areniscas masivas, bioclásticas de unos 2 m de espesor.

En la siguiente secuencia (AM2) se observa un hemicyclo retrogradante (AM2-R) de escaso espesor, posiblemente asociado a una superficie de condensación. El hemicyclo progradante (AM2-P) de aproximadamente 45 m de espesor, contiene sucesivas secuencias somerizantes. La secuencia AM3 se encuentra casi totalmente cubierto, por lo que fue difícil interpretar los hemicyclos que lo contienen. La secuencia AM4 comienza con un delgado hemicyclo retrogradante (AM4-R) integrado por pelitas que intercalan con dos niveles calcáreos, posiblemente relacionado a una superficie de condensación por ausencia de aporte sedimentario y efecto de la subsidencia. El hemicyclo progradante AM4-P tiene aproximadamente 46 m de espesor y está conformado por material pelítico en su parte inferior. Hacia arriba, comienzan a observarse secuencias progradantes e intervalos arenosos con restos carbonosos y clastos de arcilla, que pueden alcanzar los casi 8 m de espesor. El siguiente hemicyclo retrogradante (AM5-R) es casi imperceptible en su espesor, seguido por un EM5-P con numerosas secuencias progradantes y somerizantes, en las que se observan un pasaje gradual de estructuras sedimentarias, evidenciando una fluctuación en la capacidad y velocidad del flujo. La sexta secuencia tiene una sección inferior cubierta (AM6-R) y el intervalo progradante tiene similares características al AM5-P. Esta columna termina con una séptima secuencia deposicional, conformada por unos 30 cm de pelitas en contacto con los conglomerados finos del Miembro Troncoso Inferior (Formación Huitrín). En la figura 4.3, no se distingue la misma, debido a su escaso espesor.

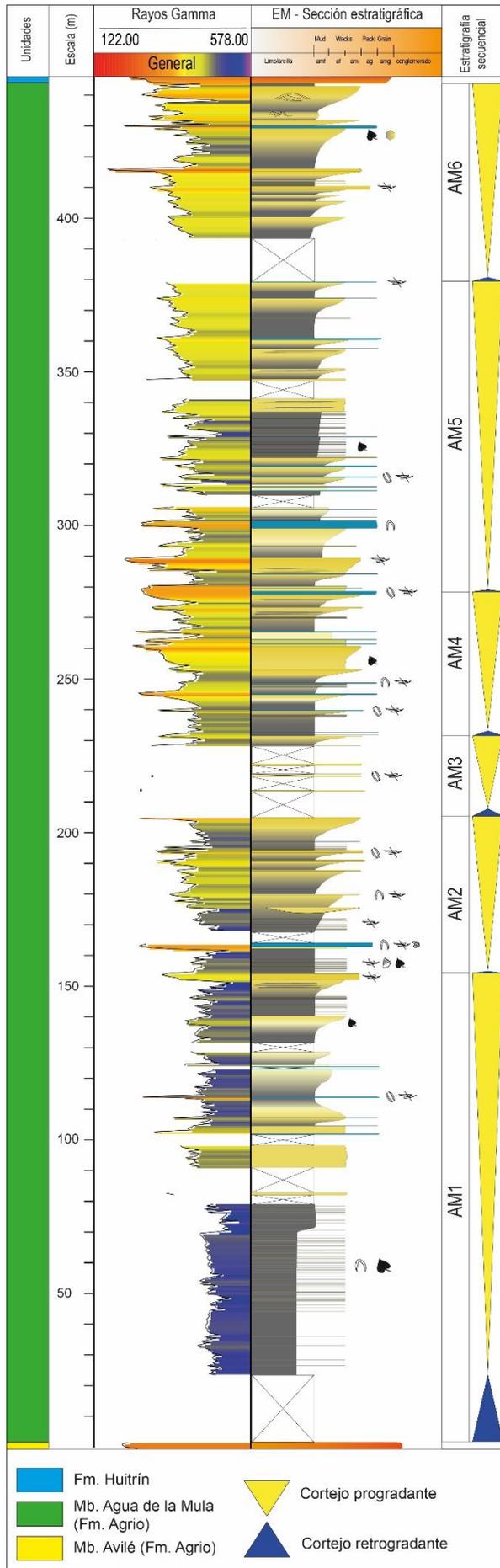


Figura 4.3: Síntesis de la columna estratigráfica El Mojado.

4.3. Columna Bajada del Agrio

4.3.1. Ubicación geográfica

La columna estratigráfica Bajada del Agrio ($38^{\circ}25'37,76''\text{S} - 69^{\circ}59'50,00''\text{O}$) se ubica en el flanco oriental del sinclinal Bajada del Agrio, localizado al oeste del anticlinal Río Agrio y formando parte de la misma estructura plegada (Fig. 4.4). Al sitio de estudio se puede acceder desde la localidad de Bajada del Agrio, tomando la ruta provincial N°14 durante 2,5 km en dirección SE. Se puede ver como los miembros Agua de la Mula (Formación Agrio) y Troncoso inferior y superior (Formación Huitrín) afloran de forma excelente a ambos lados del camino de ripio. Desde la ciudad de Zapala también se puede acceder fácilmente a la zona de estudio, tomando la ruta provincial N°14 hacia el NE durante 18 km de asfalto hasta llegar a la localidad de Covunco. Allí habrá que pasar el arroyo Covunco y transitar aproximadamente 38 km de ripio hasta el área de estudio.

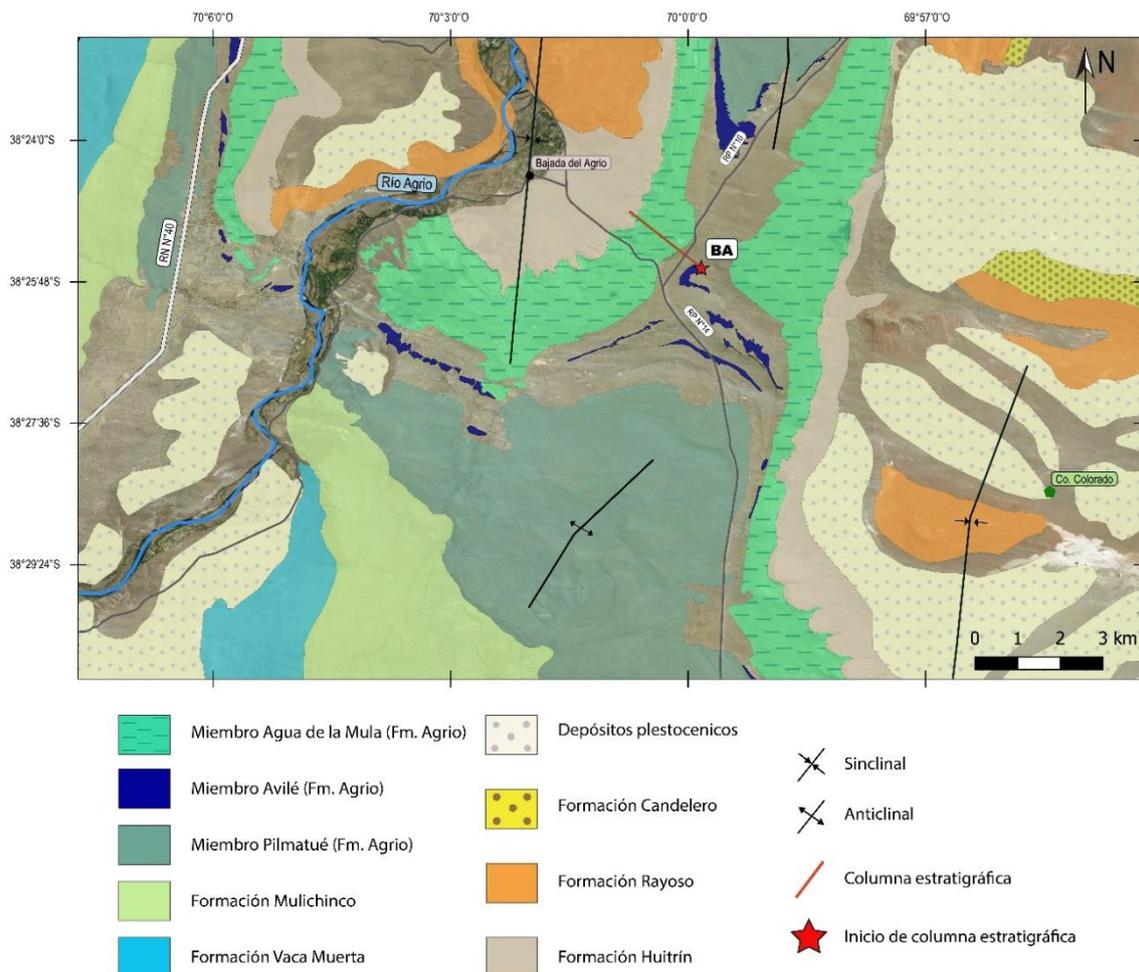


Figura 4.4: Mapa geológico de la zona aledaña a la columna estratigráfica Bajada del Agrio (BA).

4.3.2. Descripción sedimentológica

La base de esta sección estratigráfica se encuentra a metros de la ruta provincial N°10. La misma tiene un espesor total de 441 m, de los cuales 436 m corresponden al Miembro Agua de la Mula. Esta sección se inicia sobre areniscas medias a gruesas del Miembro Avilé, las que buzcan 22° al ONO. Por encima de estas areniscas se encuentran 33 m de afloramientos cubiertos, donde se estima estaría el contacto con el Miembro Agua de la Mula. Cabe aclarar que toda la columna tiene un espesor total cubierto de 55,6 m, de los cuales el gran porcentaje se encuentra a la base de la unidad en estudio. La inclinación y dirección de buzamiento de las capas se mantiene relativamente constante a lo largo de toda la columna.

Hasta los 111 m aproximadamente, predominan las pelitas masivas o laminadas con algunas intercalaciones de niveles calcáreos con valvas desarticuladas o fragmentadas, de escasos centímetros hasta 2 m aproximadamente. A partir de allí, poco a poco comienza a ser visible la presencia de niveles tabulares de areniscas finas con restos carbonosos y valvas, intercalando con calizas (intervalo 119,3 – 124,5 m) o rocas de grano fino formando heterolitas dominadas tanto por laminación lenticular como ondulosa. Estas últimas están compuestas por intercalaciones de pelitas laminadas y areniscas masivas con óndulas de oleaje al techo, de escaso espesor. A los 153 m se observan aproximadamente 11 m de areniscas finas, que intercalan con pelitas en los primeros metros basales conformando heterolitas con laminación flaser (Fig. 4.5A). Además, exhiben moderada a intensa bioturbación, estructuras de tipo *hummocky*, óndulas de interferencia y de crestas rectas a sinuosas (asociadas a oleaje). Toda esta sucesión tiene un arreglo estrato creciente (Fig. 4.5B).

Desde los 166 m se hacen frecuentes las sucesiones grano-estrato crecientes (Fig. 4.5C), que gradan desde limolitas arenosas a areniscas finas y culminan en niveles tabulares de calizas (Fig. 4.5D). Hacia la parte superior de estos intervalos es común encontrar depósitos de areniscas con estructuras sedimentarias de tipo *hummockys*, estratificación cruzada asintótica, óndulas de oleaje (de interferencia o de crestas rectas a sinuosas), laminación paralela y ocasionalmente, estructuras en artesa (Fig. 4.5E). También se observan en las areniscas micas y restos carbonosos. Dentro de columna, se observan sectores donde las rocas de grano fino (limolitas-arcillitas y limolitas-areniscas) se hacen más importantes que las areniscas y alcanzan espesores de hasta 30 m, intercalando con niveles tabulares de calizas (intervalo 184,5-191,6 m, 209,8-217 m, 253-282,1 m y 338,2-352,9 m). A los 437 m aproximadamente se encuentra el contacto con las areniscas gruesas de la Formación Huitrín.

CAPITULO IV: Columnas estratigráficas

A lo largo de toda la sección, se pudieron medir paleocorrientes sobre estructuras bidireccionales, las que muestran un sentido NO-SE/ONO-ESE y NE-SO. Estas paleocorrientes están asociadas a óndulas de interferencia y de cresta recta a sinuosa observadas al tope de los niveles arenosos. Por otro lado, las estructuras de tipo estratificación cruzada asintótica arrojaron paleocorrientes unidireccionales en sentido SSO y SO, principalmente.

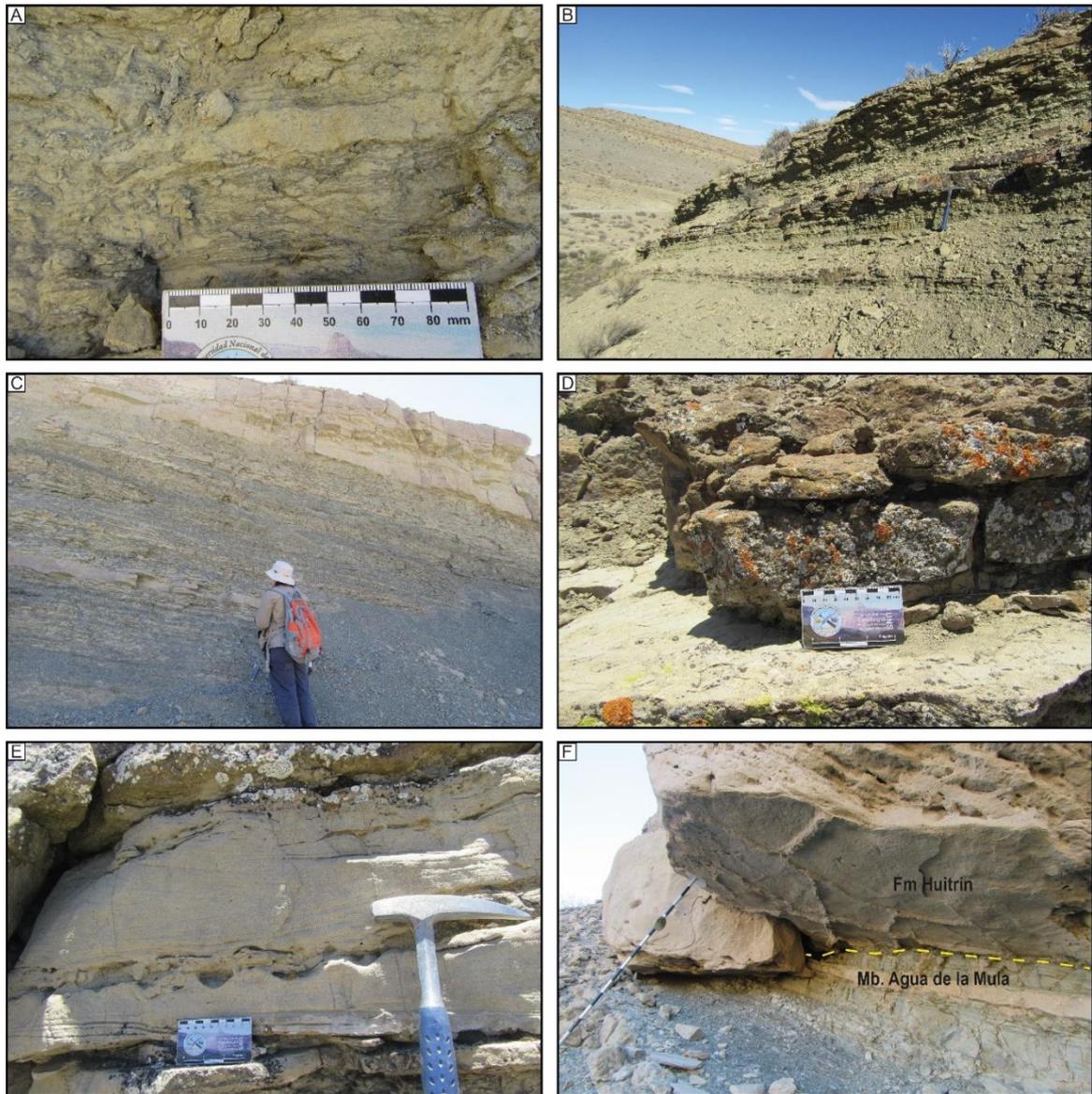


Figura 4.5: **A)** Areniscas masivas con intercalaciones de delgados niveles pelíticos, formando heterolitas dominadas por estructuras sedimentarias de tipo flaser. **B)** Intervalo comprendido entre los 153 y 161,5 m, de areniscas muy finas a finas y arreglo estrato creciente, con delgadas intercalaciones pelíticas a la base, estructura masiva, *hummockys* anisótopos, laminación paralela difusa, óndulas de oleaje al techo de las capas y alta bioturbación. **C)** Ejemplo de una de las secuencias grano-estrato crecientes encontradas a lo largo de toda la sección. **D)** Caliza en contacto neto sobre un cuerpo arenoso tabular con bioclastos. **E)** Nivel arenoso con laminación paralela y óndulas de oleaje sin estructura al techo, seguido por areniscas con estructura tipo *hummocky* isótropo. **F)** Contacto entre el Miembro Agua de la Mula y la Formación Huitrín.

4.3.3. Interpretación secuencial

La interpretación secuencial se observa en la figura 4.6 y en el Anexo (Fig. 9.1.2). La sección de Bajada del Agrio comienza con un primer hemicycle retrogradante (AM1-R) de 66 m de espesor, de los cuales, aproximadamente 30 m se encuentran cubiertos. Se observan pelitas masivas, con escasas intercalaciones de niveles calcáreos. Este hemicycle culmina con una caliza de 2 m de espesor en la que se reconocen valvas fragmentadas, sobre la que se apoyan pelitas laminadas del siguiente hemicycle progradante (AM1-P). El porcentaje de rocas de grano fino es importante en este hemicycle, culminando con unos 8 m de intercalación de capas calcáreas y arenosas. La siguiente secuencia (AM2) se inicia con un delgado nivel pelítico, posiblemente vinculado a una superficie de condensación. Las rocas pelíticas continúan siendo importantes en el hemicycle AM2-P, asociadas a facies heterolíticas que gradan a espesos intervalos arenosos. Este hemicycle culmina con casi 4 metros de calizas, posiblemente indicando un importante intervalo de tiempo sin aporte clástico. El hemicycle retrogradante de la próxima secuencia (AM3-R) se inicia con unos 6 m de pelitas laminadas, las que son sucedidas por dos intervalos somerizantes de alta frecuencia (AM3-P). Otra imperceptible superficie de condensación da inicio a la secuencia AM4, conformando el hemicycle retrogradante AM4-R. Este hemicycle continúa con una gradación desde pelitas (con algunas delgadas calizas intercaladas) hasta areniscas, conformando secuencias grano-estrato crecientes de carácter somerizantes que culminan con calizas.

La secuencia AM5 tiene un hemicycle retrogradante (AM5-R) de 15 m aproximadamente, compuesto de pelitas laminadas intercaladas de calizas. Las rocas de grano fino continúan para dar lugar y formar parte del hemicycle progradante AM5-P, donde se hacen más visibles los sucesivos intervalos somerizantes representados por un pasaje transicional de pelitas a areniscas finas a medias. Hacia el techo, se hacen nuevamente visibles las facies pelíticas. Este ciclo culmina con un nivel calcáreo de unos 4 m de

espesor, que indica un cese del aporte continental durante un tiempo más prolongado que lo que significa la progradación del sistema deltaico.

La sección inferior de la secuencia AM6 (AM6-R) está completamente cubierta, y es seguida por un hemiciclo AM6-P donde nuevamente se observan numerosas secuencias que indican variadas reactivaciones de un sistema progradante. La secuencia AM7 es la de menor espesor en la columna Bajada del Agrio. La misma culmina con una sucesión heterolítica, sobre la que apoya con base erosiva un paquete de areniscas medias vinculada a la Formación Huitrín.

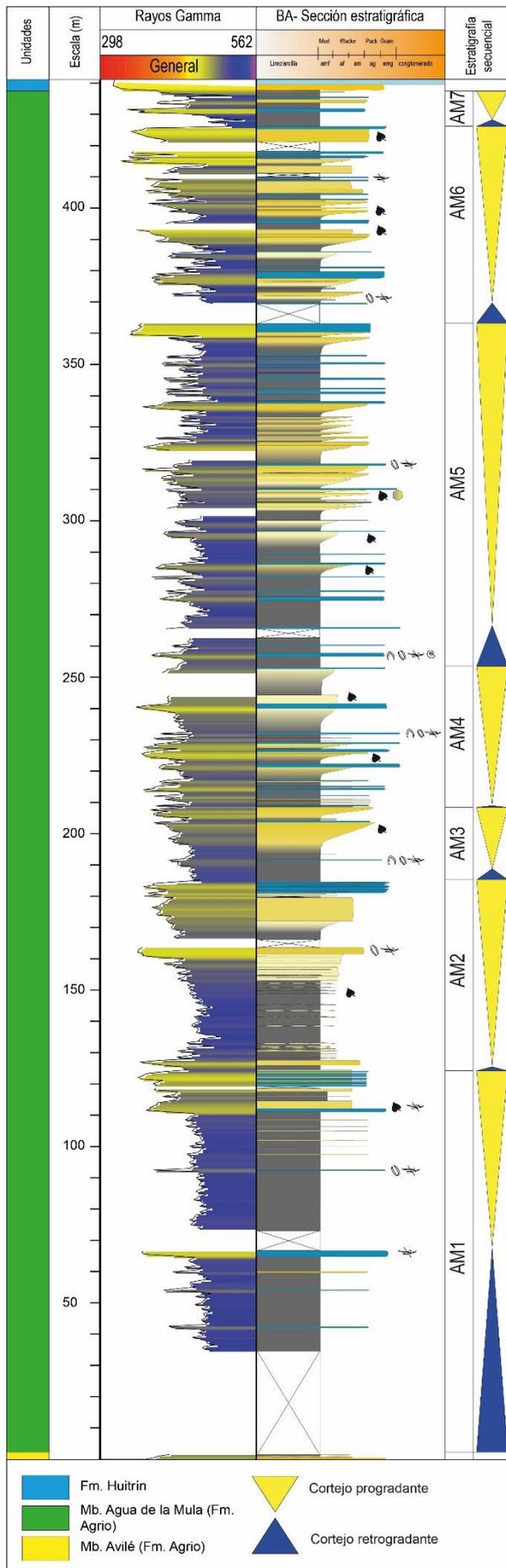


Figura 4.6: Síntesis de la columna estratigráfica Bajada del Agrio.

4.4. Columna La Quebrada

4.4.1. Ubicación geográfica

El perfil La Quebrada ($38^{\circ}22'20,14''S - 69^{\circ}57'52,64''O$) se ubica en el flanco oeste del anticlinal Río Agrio (Fig. 4.7). Se puede acceder desde la localidad de Bajada del Agrio, tomando la ruta provincia N°14 al SE durante 2,5 km aproximadamente, para luego empalmar la ruta provincial N°10 hacia el NE por 7,3 km. También se puede acceder desde la ciudad de Zapala, tomando la ruta provincial N°14 al NE por 18 km de asfalto hasta llegar a la localidad de Covunco. Pasando el puente que cruza el arroyo homónimo, deberán transitarse 37 km de ripio hasta llegar a la intersección con la ruta provincial N°10, la cual habrá que tomar durante 7,7 km hasta llegar a la base del perfil.

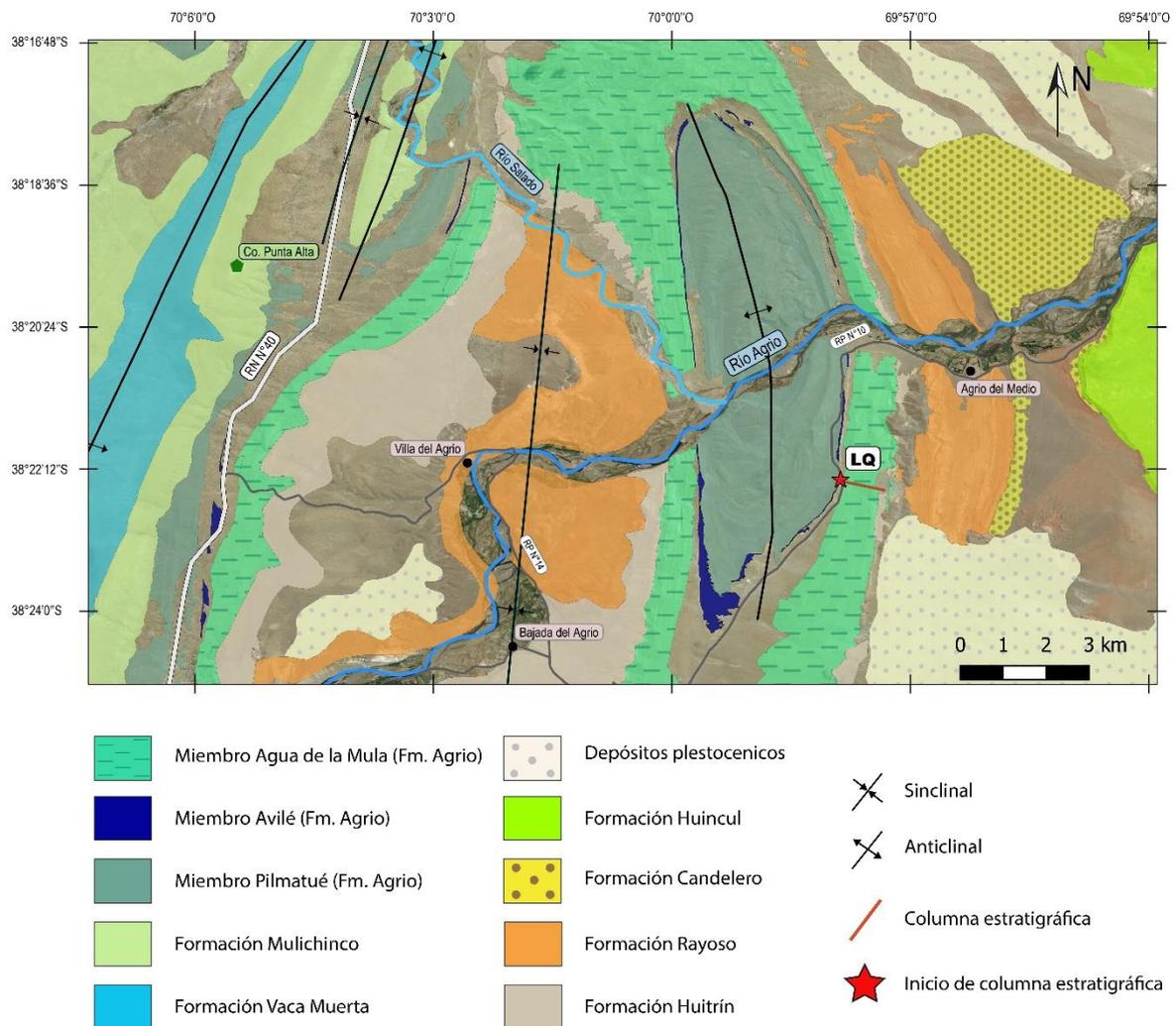


Figura 4.7: Mapa geológico de la zona aledaña a la columna estratigráfica La Quebrada (LQ).

4.4.2. Descripción sedimentológica

Esta sección tiene un espesor total de 483 m, de los cuales 471,8 m involucran al Miembro Agua de la Mula. En la base de la misma pueden encontrarse rocas de grano fino asociadas al Miembro Pilmatué, y areniscas gruesas a muy gruesas del Miembro Avilé. La base de la unidad, está representada por 116 m de pelitas masivas o laminadas con restos carbonosos y valvas fragmentadas, que por sectores intercalan con niveles arenosos de escasos centímetros, exceptuando el intervalo 94,5 – 100 m donde se observan areniscas masivas finas a medias con arreglo estrato creciente y restos carbonosos dispersos. En el intervalo 122,3 – 124,2 m también se reconocen areniscas finas bioturbadas y estructuras tipo óndulas escalantes y laminación truncada de ola, en contacto neto con un nivel tabular de caliza (Fig. 4.8A). En este sector del perfil, las capas tienen un buzamiento de 40° al ESE.

Aproximadamente hasta los 204 m de espesor, la sección tiene un gran porcentaje de intervalos cubiertos (totalizando unos 122,85 m de espesor a lo largo de todo el perfil). En general, se observan niveles de calizas intercalando con rocas pelíticas. En el intervalo 174,7 – 184,6 m, comienzan a observarse sucesiones grano-estrato crecientes integradas por pelitas laminadas que gradan transicionalmente a areniscas medias, con restos carbonosos y óndulas de oleaje al techo de los niveles arenosos. A partir de los 204 m la sucesión comienza a ser más arenosa observándose en los primeros 12 m de espesor, una gradación constante entre rocas pelíticas y psamíticas, intercaladas con delgados niveles de calizas con fragmentos de valvas. Las rocas de grano fino de este intervalo presentan laminación paralela, y estructuras de tipo *hummocky* anisótropo (Fig. 4.8B). Las areniscas muestran óndulas de oleaje como así también clastos de arcillas.

El intervalo 234,6 – 267,8 m muestra numerosos niveles somerizantes, que gradan desde limolitas-arenosas a areniscas finas a medias y culminan con calizas en contacto neto con las areniscas (Fig. 4.8C). A partir de allí, pueden encontrarse también niveles arenosos en contacto neto sobre las calizas, con ausencia de los intervalos de grano fino. Estos niveles pueden ser de areniscas masivas o laminadas, o tener estructuras de tipo cruzada asintótica, *hummockys* y/o laminación truncada de ola. Los clastos de arcilla son frecuentes. En general, las areniscas de toda la sección La Quebrada son portadoras de restos carbonosos. En los intervalos 216,7 – 229 m, 267,8 – 330 m y 351 – 422 m cobran más importancia los espesores de pelitas masivas o laminadas, a las que se puede encontrar asociadas intercalaciones arenosas (heterolitas con laminación lenticular y ondulítica) o calcáreas. A los 340 m aproximadamente, la sucesión continúa buzando al ESE con un ángulo de 61°, para luego disminuir hasta 37° a los 422 m.

Los últimos metros de la sección estratigráfica son bastante arenosos, con óndulas simétricas, óndulas escalantes, *hummockys* y estructura de escape de fluidos (Fig. 4.8D), además de contener abundantes restos carbonosos. También se observan niveles de heterolitas con laminación tipo flaser (Fig. 4.8E). A los 478 m, se reconocen niveles de conglomerados finos que buzan 23° al ENE y apoyan en contacto neto sobre areniscas finas laminadas, marcando el cambio hacia el Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín. Seguidamente, las rocas evaporíticas representan la transición al Miembro Troncoso Superior (Fig. 4.8F). Las paleocorrientes medidas en la sección, indican un sentido predominante hacia el SO y ONO en estructuras unidireccionales, y paleocorrientes bidireccionales en sentido NO – SE (medidas en las estructuras asociadas a óndulas simétricas).

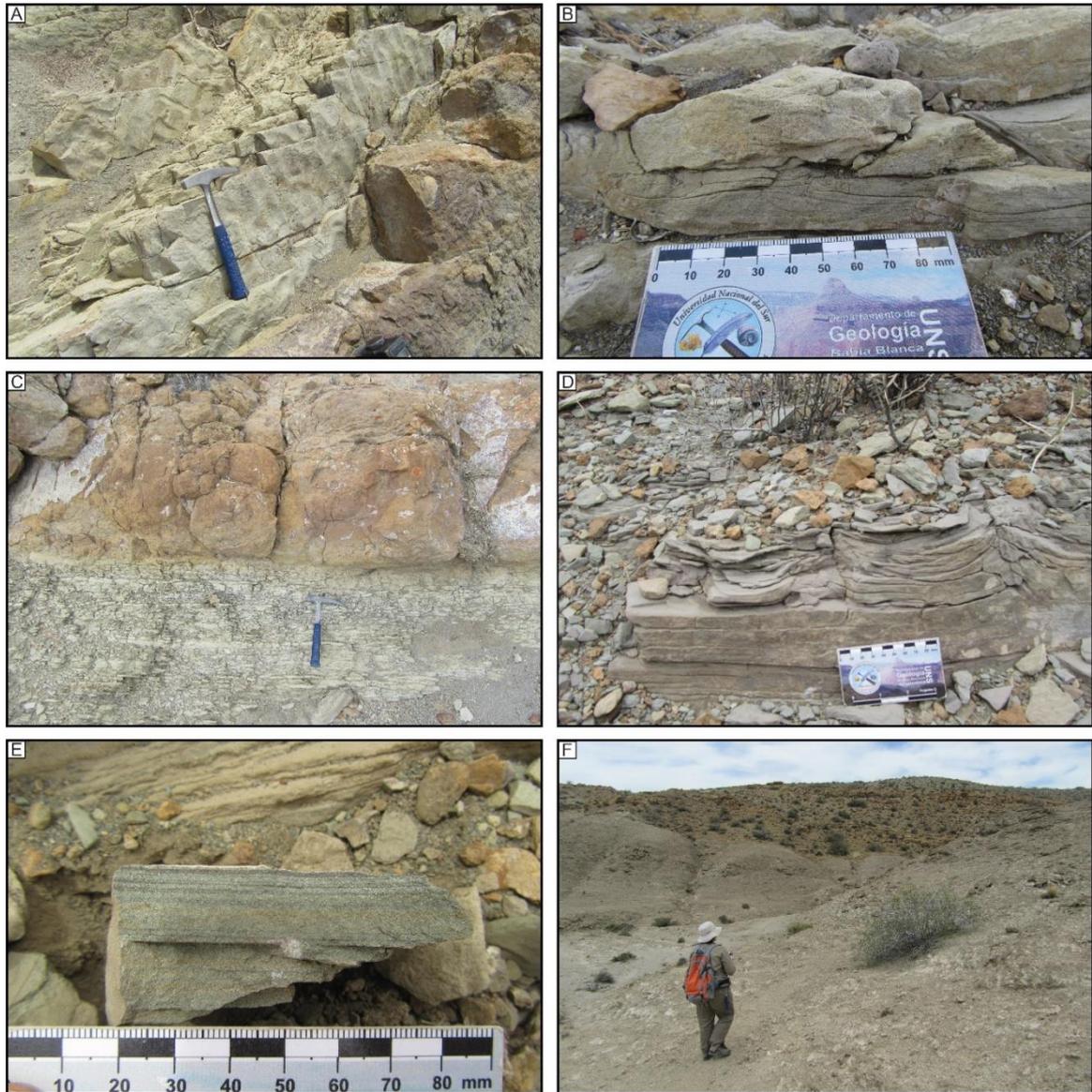


Figura 4.8: **A)** Óndulas de oleaje de cresta sinuosa localizadas al techo de areniscas finas bien seleccionadas. En contacto neto, se apoya un nivel calcáreo (sector inferior derecho de la foto). **B)** Estructura tipo *hummocky* anisótropo en facies arenosas. Hacia arriba se observan clastos de arcilla en facies de areniscas masivas, con desarrollo de óndulas de oleaje al techo. **C)** Detalle en el que se observan los últimos metros de una sucesión grano-estrato creciente de pelitas a areniscas finas, en contacto neto con un nivel calcáreo de unos 80 cm de espesor. **D)** Estructura de escape de fluidos, observada en areniscas finas en los últimos metros de la sección relevada. **E)** Delgados niveles continuos de limolitas-arcilitas intercalados con areniscas finas. **F)** Vista hacia el este de los afloramientos correspondientes al yeso del Miembro Troncoso superior. Hacia la parte superior de la foto se observan niveles anaranjados correspondientes a calizas del Miembro Agua de la Mula, producto de fallamiento y repetición de la unidad.

4.4.3. Interpretación secuencial

La interpretación secuencial se observa en la figura 4.9 y en el Anexo (Fig. 9.1.3). La secuencia AM1 está compuesta por un hemicycle retrogradante (AM1-R) de unos 8 m de espesor, ubicado sobre un límite de secuencia que separa al Miembro Agua de la Mula del Miembro Avilé. Esta secuencia se caracteriza principalmente por pelitas con laminación paralela o masivas. El siguiente hemicycle progradante (AM1-P) tiene 115 m de espesor aproximado y se extiende hasta un nivel calcáreo con valvas articuladas y desarticuladas, evidenciando condiciones de escaso a nulo aporte sedimentario a la cuenca.

La siguiente secuencia (AM2) tiene cubiertos varios metros de su espesor total. El hemicycle retrogradante (AM2-R) está conformado por un delgado intervalo de pelitas, seguido inmediatamente por el hemicycle progradante (AM2-P), en el cual no se observa claramente su límite inferior (se estima que estaría aproximadamente a los 132 m). En este último hemicycle progradante solo se observan algunos niveles calcáreos y tres secuencias grano-estrato creciente. En el hemicycle retrogradante siguiente (AM3-R) es muy difícil (o casi imposible) discriminar sus límites, ya que este intervalo se encuentra cubierto. Es inmediatamente sucedido por el hemicycle AM3-P (con límite inferior cubierto) por secuencias grano-estrato crecientes y decrecientes. Las secuencias indican somerización y profundización. El hemicycle AM4-R también está conformado por pelitas y podría asociarse a una superficie de condensación. El hemicycle AM4-P tendría aproximadamente 40 m de espesor y exhibe sucesiones progradantes de alta frecuencia, lo que evidencia reiteradas reactivaciones de las descargas deltaicas. En estos depósitos se encuentran restos carbonosos e importantes niveles arenosos. La secuencia culmina con un nivel calcáreo, relacionado al cese de aporte continental por parte del sistema deltaico.

La secuencia AM5 tiene una sección retrogradante (AM5-R) compuesta por pelitas e intercalaciones calcáreas y una sección superior progradante (AM5-P) de casi 100 m de espesor. Este último hemicycle tiene gran participación de niveles de rocas de grano fino, intercaladas con calizas o areniscas (conformando arreglos con estratificación mixta). En la sección media del mismo, pueden encontrarse intervalos arenosos de hasta 4 m de espesor integrados por areniscas masivas y con laminación truncada de ola. El ciclo AM6 tiene similares características al ciclo anterior, con mayor desarrollo de facies arenosas vinculadas a flujos con alta carga en suspensión. La última secuencia (AM7) tiene unos 20 m de espesor y está compuesta por facies arenosas y pelíticas vinculadas a descargas deltaicas donde se identifica la sucesión completa desde prodelta a frente deltaico.

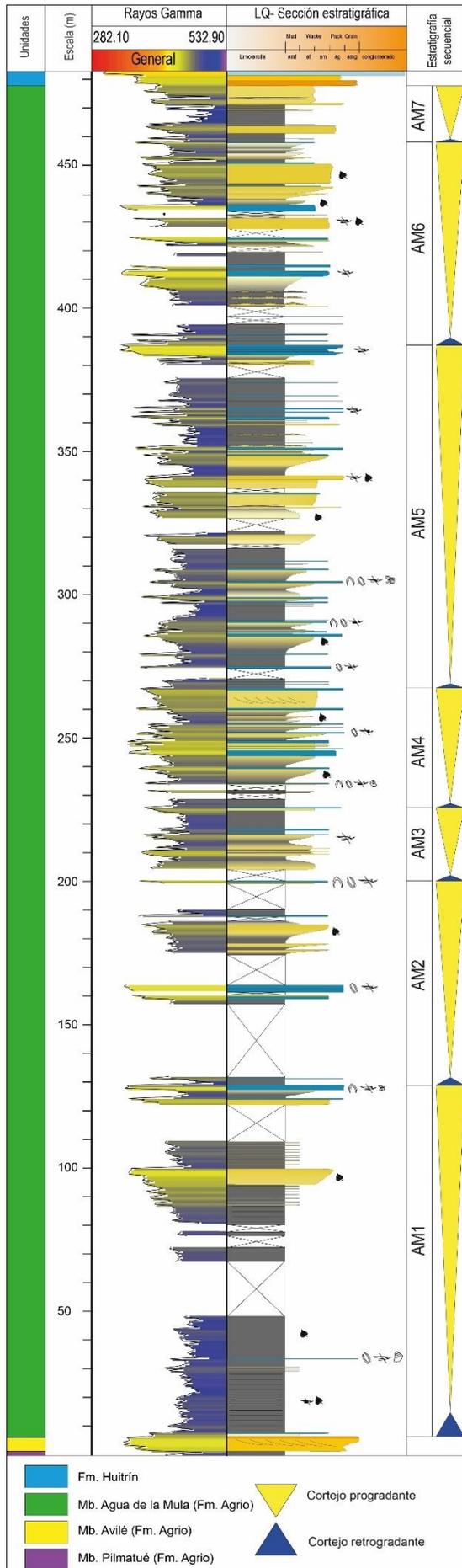


Figura 4.9: Síntesis de la columna estratigráfica La Quebrada

4.5. Columna Jara

4.5.1. Ubicación geográfica

La sección estratigráfica Jara se localiza al oeste de la ruta nacional N°40, en el sector que une las localidades de Las Lajas y Chos Malal. La base de la misma se ubica en la coordenada 38°9'11,71"S – 70°8'43,15"O (Fig. 4.10). Se puede acceder a esta sección desde la localidad de Las Lajas, tomando la ruta nacional N°40 al NE durante 53 km. Allí se debe girar a la izquierda y tomar la ruta provincial N°31 que costea las areniscas del Miembro Avilé durante algunos kilómetros. Por este camino de ripio se debe transitar durante 8 km, pasando por las instalaciones de la Estación del Espacio hasta llegar al Puesto Jara. Al cruzar un arroyo (que posiblemente se encuentre seco), hay que transitar 2,2 km por el mismo camino hasta la base del perfil. La misma se encuentra al este del camino.

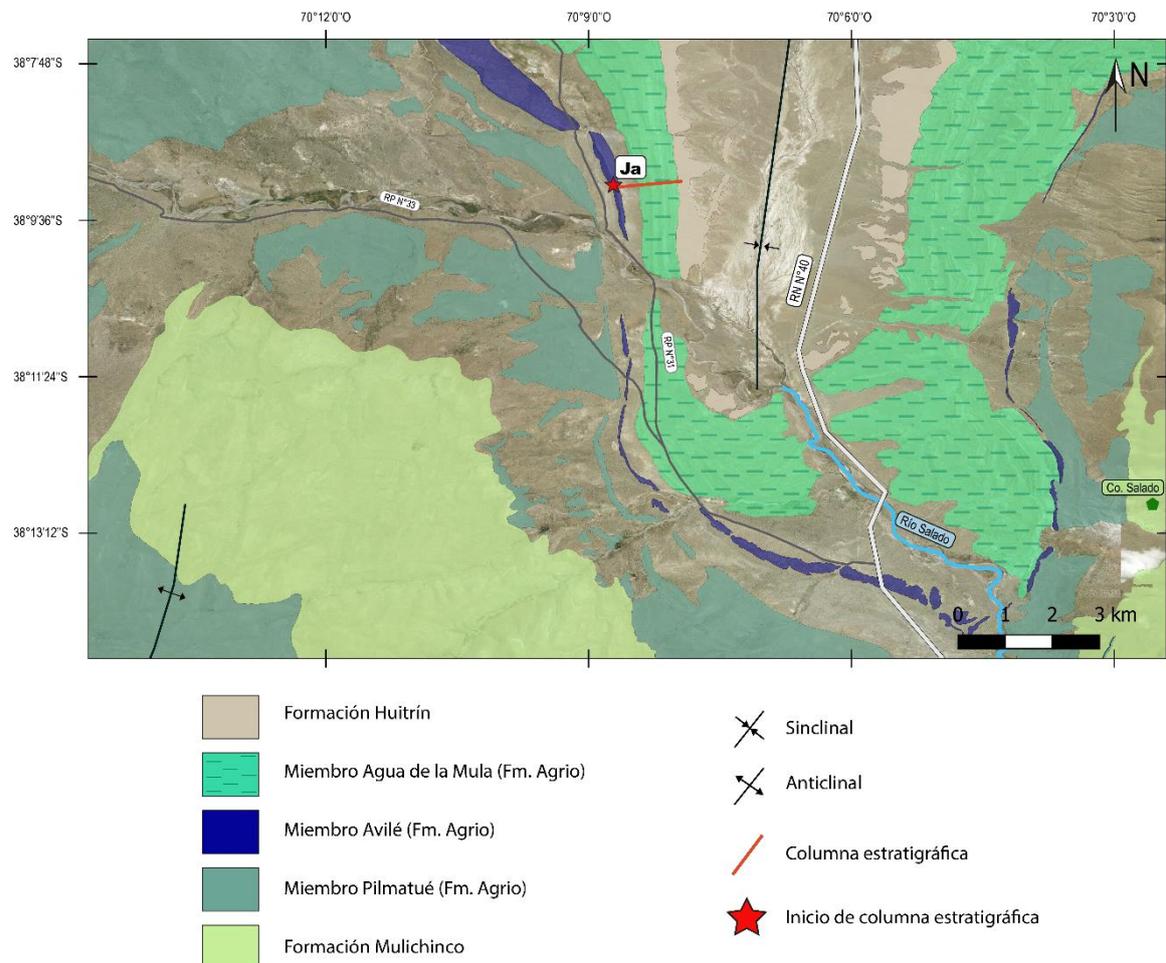


Figura 4.10: Mapa geológico de la zona aledaña a la columna Jara (Ja).

4.5.2. Descripción sedimentológica

El perfil Jara es la sección estratigráfica más espesa relevada durante la presente tesis. La misma tiene un espesor total de 669 m, de los cuales 639,8 m están asociados al Miembro Agua de la Mula y solo 9,5 m están cubiertos. Las areniscas basales de la sección, constituyentes del Miembro Avilé, tienen un buzamiento de 27° al NE. Luego, a lo largo de todo el perfil, el buzamiento varía entre 34°-44° al ENE y E.

El Miembro Avilé se encuentra muy bien expuesto en esta sección y constituye los primeros 26,8 m del perfil. Se caracteriza por areniscas gruesas a muy gruesas a la base, con laminación paralela, estructuras cruzadas asintóticas y artesas. Además, se pueden observar clastos de arcilla a la base de los distintos niveles arenosos. A partir de los 19 m se encuentran areniscas finas a medias generalmente masivas, aunque también se pueden observar estructuras de tipo *hummocky*, grietas de desecación y óndulas de oleaje al techo de las areniscas. El Miembro Agua de la Mula comienza con un delgado nivel de calizas a los 26,8 m y luego continua con 148 m de pelitas laminadas (con restos de valvas fragmentadas entre las láminas) y masivas, que ocasionalmente intercalan con delgados niveles calcáreos. A los 175 m comienza a observarse la presencia de areniscas muy finas, en principio formando heterolitas con laminación ondulítica con restos carbonosos y micas.

Como se dijo anteriormente, la columna Jara es la sección más espesa relevada. Sin embargo, es la más uniforme a lo largo de los 669 m de espesor. A partir de los 175 m comienzan a observarse repetidamente sucesiones grano-estrato crecientes desde limolitas-arcillosas/limolitas-arenosas hacia areniscas muy finas hasta medias, que culminan en niveles de calizas tabulares (Fig. 4.11A). Estas últimas, pueden variar su espesor o incluso variar el espesor del intervalo pelítico o psamítico dentro de la sucesión progradante. Las areniscas presentes dentro de estos intervalos somerizantes suelen contener restos carbonosos, micas y valvas fragmentadas (Fig. 4.11B). También es frecuente observar que estas sucesiones progradantes culminan con niveles tabulares de areniscas finas bien consolidadas dispuestas en contacto neto, con alto contenido carbonatico y valvas fragmentadas (Fig. 4.11C).

Hacia los últimos metros de las secuencias grano-estrato crecientes, es frecuente observar concreciones de diversos tamaños vinculadas a areniscas masivas o difusamente laminadas (Fig. 4.11D). Entre los 624 y 631 m, encontramos diversas estructuras sedimentarias en las areniscas, como *hummocky* isótropo, estratificación cruzada asintótica, laminación paralela y truncada de ola, y estructuras de deformación, acompañadas de una moderada bioturbación. Los intervalos 513,4-531,7 m y 548,1-558 m están constituidos casi exclusivamente por una granulometría fina (limo-arena), con valvas fragmentadas y recurrentes intercalaciones de calizas de aproximadamente 10 cm de espesor.

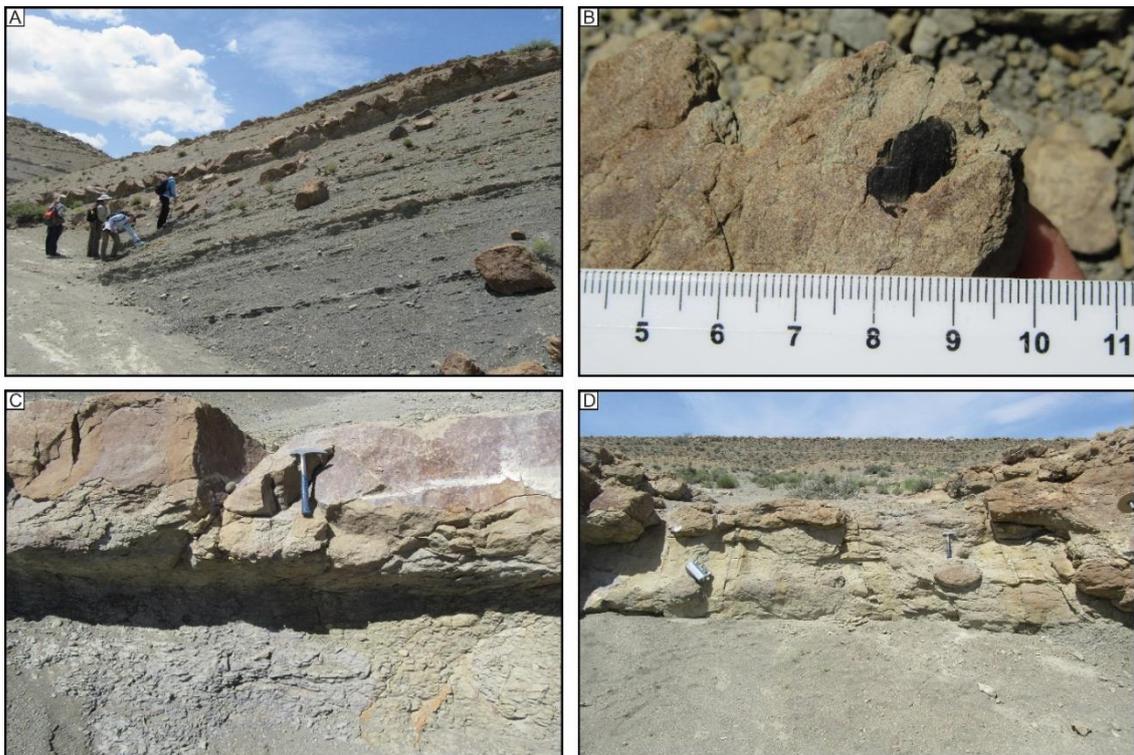


Figura 4.11: **A)** Sucesivas secuencias grano-estrato crecientes reconocidas en el intervalo 244,1 – 267,2 m, que gradan desde limolitas-arcillosas a areniscas finas con restos carbonosos y micas. Hacia la parte superior de la foto se observa un nivel calcáreo de 65 cm con el que culmina la secuencia progradante. **B)** Resto carbonoso presente en las areniscas de una de las parasecuencias anteriormente descrita en la figura A. **C)** Arenisca bioclástica, con alto contenido carbonático, en contacto neto con areniscas finas masivas. **D)** Se observa la base de la piqueta apoyada en una concreción carbonática, frecuentemente encontrada en areniscas masivas a levemente laminadas.

4.5.3. Interpretación secuencial

La interpretación secuencial se observa en la figura 4.12 y en el Anexo (Fig. 9.1.4). En la columna Jara se observa una primera secuencia (AM1) muy espesa en comparación con las restantes secciones relevadas. El hemiciclo retrogradante AM1-R tiene un espesor de

121,5 m y está compuesto exclusivamente de pelitas masivas/laminadas con intercalaciones calcáreas. Luego de un nivel de caliza de aproximadamente medio metro de espesor, comienza el hemicycle progradante AM1-P, con secuencias somerizantes que gradan desde pelitas a areniscas finas con micas y restos carbonosos. Estas parasecuencias pueden variar desde 3 m hasta 80 m de espesor. El hemicycle retrogradante AM2-R es de escaso espesor y podría estar representado por una superficie condensada. El hemicycle AM2-P tiene un espesor aproximado de 80 m y similares características respecto del hemicycle AM1-P, aunque sin el desarrollo de sucesiones progradantes tan espesas (las más espesas llegan a 20 m aproximadamente). Este hemicycle culmina con unos 3 m de calizas. Las secuencias AM3 y AM4 tienen las mismas características que la secuencia AM2, caracterizadas por sucesivas sucesiones somerizantes de alta frecuencia, que culminan en niveles calcáreos. La secuencia AM4 tiene más desarrollo de facies pelíticas.

La secuencia AM5 tiene un comienzo muy similar al de las secuencias anteriormente descritas, al igual que el desarrollo de secuencias grano-estrato crecientes de alta frecuencia. El espesor de esta secuencia la diferencia de las secuencias AM2, AM3 y AM4. El hemicycle AM5-P tiene seis intervalos cubiertos que, teniendo en cuenta el desarrollo general de la secuencia, se interpretan como pelitas o areniscas muy finas que intercalan con niveles calcáreos. En la sexta secuencia se observa un hemicycle retrogradante (AM6-R) de unos 8 m de espesor seguido por un hemicycle progradante (AM6-P) compuesto por al menos diez secuencias somerizantes que gradan transicionalmente de pelitas a areniscas y culminan con niveles de calizas de 50 cm aproximadamente, evidenciando numerosas reactivaciones de un sistema deltaico.

La séptima y última secuencia se inicia con un hemicycle retrogradante (AM7-R) de 5 m de espesor con pelitas y un nivel de caliza al tope, seguido del último hemicycle progradante (AM7-P) compuesto por una única secuencia somerizante. La misma culmina con un nivel de caliza de 3 m de espesor y es seguido por un intervalo cubierto (pelitas) en contacto con los conglomerados de la Formación Huitrín.

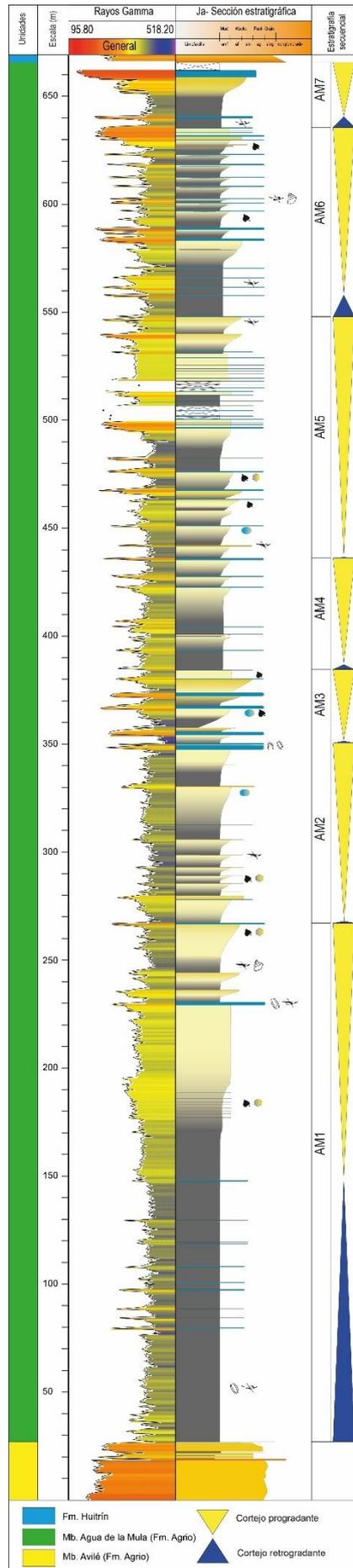


Figura 4.12: Síntesis de la columna estratigráfica Jara.

4.6. Columna Pichi Mula

4.6.1. Ubicación geográfica

Esta sección se localiza en el flanco oriental de la estructura anticlinal que se ubica al este del Cerro Mula (denominada anticlinal Pichi Mula), más precisamente en $38^{\circ}0'11.92''S$ – $69^{\circ}56'51.20''O$. Se puede acceder desde la localidad de Las Lajas, tomando la ruta nacional N°40 al NE por 72,7 km aproximadamente. Allí se encuentra una bifurcación de tierra a la derecha de la ruta, marcada con un banderín rojo, que pasa al norte del Cerro Mula. Por ese camino hay que transitar 18 km, y allí tomar un camino secundario que se desvía a la izquierda y se dirige al norte. Luego de transitar 1,54 km al norte, de forma paralela a las areniscas del Miembro Avilé, se llega a una quebrada. Unos 350 metros al oeste, por la quebrada, se encuentra la base del perfil. También se puede acceder a la zona de estudio desde la ciudad de Chos Malal, tomando la ruta nacional N°40 por 83,3 km al SE hasta llegar a la misma bifurcación de tierra (marcada con un banderín rojo), excepto que en este caso se deberá girar a la izquierda para tomar el camino de tierra.

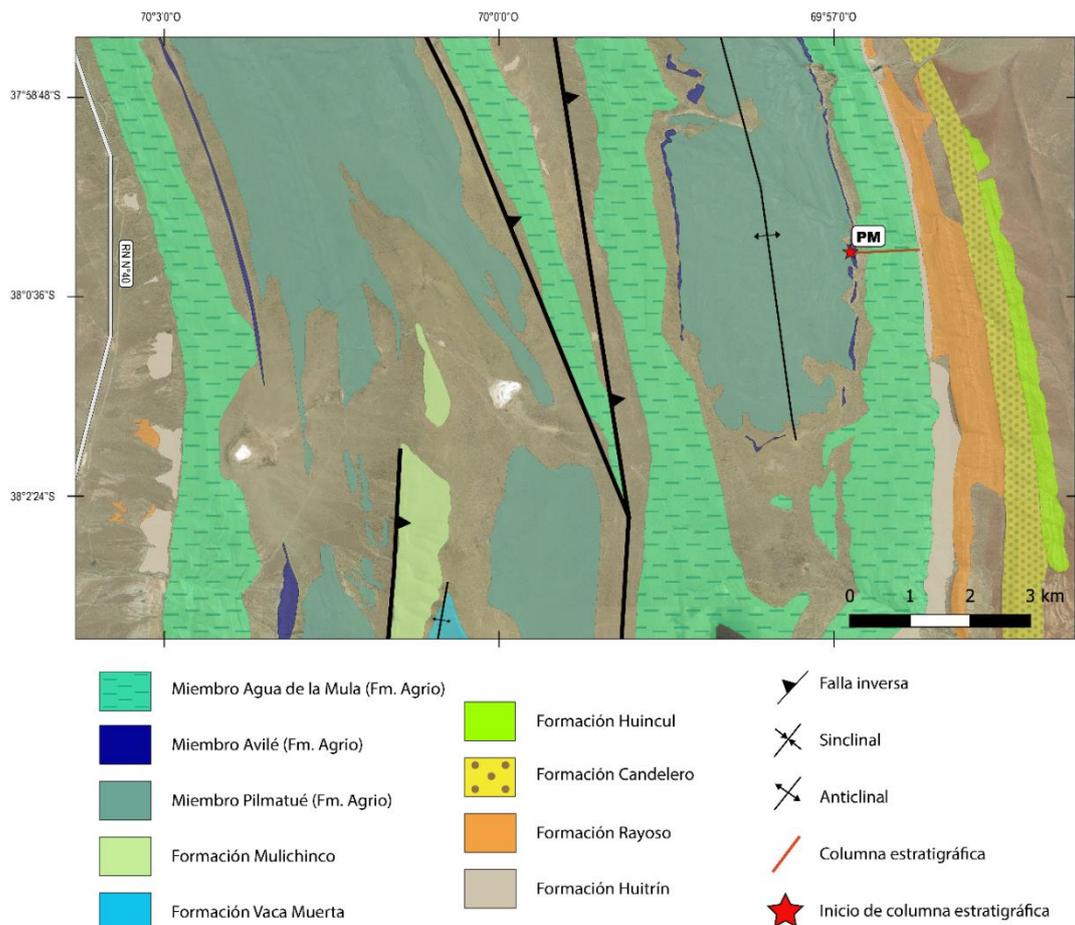


Figura 4.10: Mapa geológico de la zona aledaña a la columna Pichi Mula (PM).

4.6.2. Descripción sedimentológica

El espesor total de esta sección es de 477 m, de los cuales 471,15 m se asocian al Miembro Agua de la Mula. En la base se reconocen areniscas gruesas con estructuras cruzadas asintóticas y en artesa, asociadas al Miembro Avilé, que alcanzan los 4,65 m de espesor. Hasta los 99,6 m se observan gradaciones entre limolitas arcillosas y limo arenosas, en general masivas y con valvas fragmentadas. A partir de allí, las areniscas toman un rol muy importante en la sección. Comienzan a encontrarse areniscas muy finas a finas, frecuentemente con arreglos estrato crecientes, que internamente son masivas, aunque también puede observarse laminación truncada de ola, *hummockys* (isótropo y anisótropo) (Fig. 4.14A) y laminación paralela. Es muy común que las areniscas tengan bioclastos (tanto fragmentados como articulados) y restos carbonosos (Fig. 4.14B). Pueden encontrarse capas de areniscas finas masivas, dentro de los que se encuentran niveles bioclásticos densos y continuos, en contacto basal erosivo sobre las arenas masivas (Fig. 4.14C). Estos intervalos bioclásticos también pueden encontrarse erosionando areniscas con laminación paralela, como sucede en el intervalo estratigráfico comprendido entre los 160-163,7 m de espesor. Más arriba en la secuencia (174,2-186,8 m), se encuentran niveles arenosos con base erosiva y geometría canalizada que muestran laminación paralela hacia la base y culminan con un nivel tabular con alta concentración de valvas (Fig. 4.14D). A partir de los 189 m aproximadamente, se observan con gran frecuencia secuencias grano-estrato crecientes que gradan desde limolitas arcillosas/limolitas arenosas a areniscas finas masivas con bioturbación. Ocasionalmente se encuentran niveles delgados de arcilitas intercalando en las areniscas, formando heterolitas con laminación flaser (Fig. 4.14E) o películas de arcilla que tapizan las areniscas observadas al tope de secuencias grano-estrato crecientes. Es frecuente encontrar intervalos de hasta 10 m de espesor integrado por areniscas con arreglos tabulares estrato crecientes, donde se puede observar un pasaje transicional y recurrencia de estructuras sedimentarias (Fig. 4.14F). Los niveles más espesos hacia el tope de la secuencia, pueden llegar a medir 1,30 m.

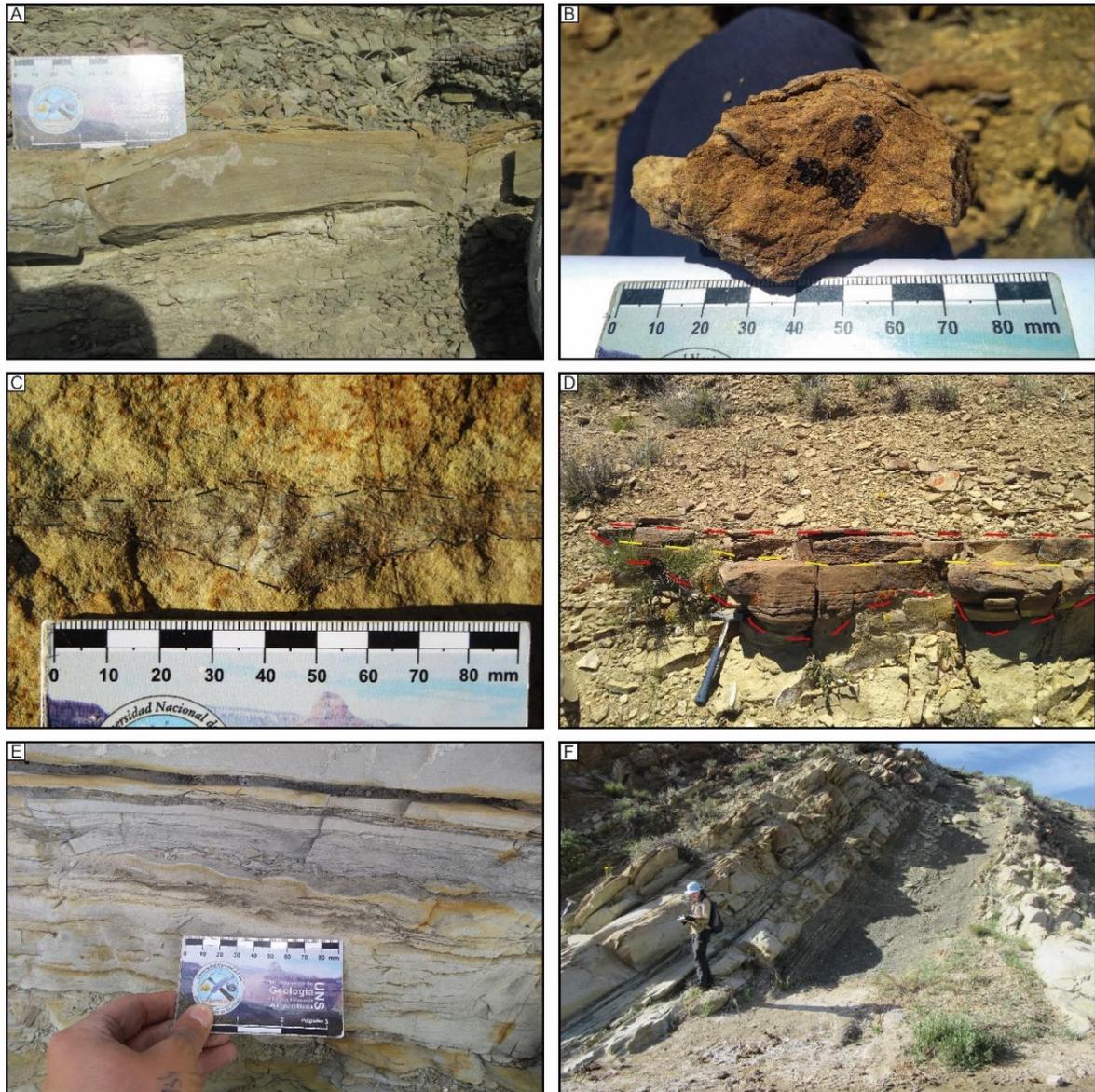


Figura 4.14: **A)** Estructura tipo *hummocky* isótropa presente en intervalo estrato creciente de areniscas finas, asociada a estructuras masivas y de laminación truncada de ola. **B)** Resto carbonoso reconocido en areniscas masivas. **C)** Nivel bioclástico continuo asociado a areniscas masivas. Se puede observar que por sectores presenta base erosiva. **D)** Areniscas laminadas con geometría canalizada, erosionado areniscas finas masivas. Con línea amarilla, se delimita las areniscas laminadas (intervalo inferior) de un nivel tabular de areniscas con abundante contenido bioclástico que se encuentra en contacto neto/erosivo con las areniscas subyacentes. **E)** Delgadas intercalaciones pelíticas asociadas a areniscas masivas, que pueden aparecer de forma continua o lenticular. **F)** Areniscas finas con arreglo estrato creciente, muy frecuente a lo largo de toda la sección.

4.6.3. Interpretación secuencial

La interpretación secuencial se observa en la figura 4.15 y en el Anexo (Fig. 9.1.5). En la columna estratigráfica Pichi Mula pueden identificarse siete secuencias deposicionales (AM1-AM7). En la primer secuencia se reconoce un hem ciclo retrogradante (AM1-R) de

unos 4 m de espesor, semicubierto, compuesto por pelitas laminadas con restos de valvas y ubicado sobre el contacto con la unidad subyacente (Miembro Avilé). Luego se identifica el hemicycleo progradante AM1-P de 120 m de espesor, en donde se observan varios metros de sedimentitas de grano fino con valvas y restos carbonosos, que hacia arriba gradan a areniscas finas bioturbadas, con bioclastos y restos carbonosos. Este hemicycleo culmina con una caliza de aproximadamente 1 m de espesor, representando la ausencia de aporte clástico desde el continente. Se interpreta que el hemicycleo AM2-R estaría representado por una superficie apenas perceptible, la cual podría asociarse a una superficie de condensación relacionada al cese de aporte sedimentario. El siguiente hemicycleo progradante (AM2-P) es casi exclusivamente arenoso, con menor participación de rocas de grano fino y calizas. En general, se observan intervalos con arreglos estrato crecientes que pueden incluir niveles canalizados de areniscas bioclásticas con estructura masiva y laminación paralela. Entre los 141 m y 146,5 m se reconocieron secuencias de alta frecuencia con arreglos grano-estrato crecientes. La secuencia AM3 tiene un hemicycleo retrogradante (AM3-R) de muy escaso espesor, compuesto por pelitas, similar al reconocido en el AM2-R. En el hemicycleo AM3-P, de unos 30 m de espesor, comienzan a observarse más frecuentemente secuencias con arreglo grano-estrato creciente que gradan desde pelitas a areniscas finas con calizas o areniscas calcáreas bioclásticas al tope de las mismas. La secuencia AM4 tiene las mismas características que la secuencia AM3, desarrolladas en un intervalo de mayor espesor y culmina con casi 7 m de rocas calcáreas con alta densidad de valvas articuladas.

El hemicycleo retrogradante AM5-R es casi imperceptible, también identificado como una posible superficie de condensación. El siguiente hemicycleo progradante (AM5-P) tiene unos 116 m de espesor y en general se presenta como intervalos arenosos con arreglos estrato-crecientes que intercalan con niveles tabulares de calizas. Se observa una gran variación de estructuras sedimentarias entre arenas masivas, con laminación paralela, óndulas escalantes, *hummockys* y laminación truncada de ola, que gradan transicionalmente entre ellas dentro de las areniscas. El hemicycleo retrogradante AM6-R se interpreta dentro de un intervalo cubierto, y es seguido por el hemicycleo progradante AM6-P, de casi 60 m de espesor y compuesto por sucesivas secuencias grano-estrato crecientes con mayor participación de sedimentitas de grano fino que los hemicycleos progradantes anteriores. La sucesión culmina con la secuencia AM7, de escaso espesor (aproximadamente 15 m) pero similares características respecto de la secuencia AM6. A los 476 m aproximadamente se encuentra el contacto con los conglomerados finos de Miembro Troncoso inferior (Formación Huitrín).

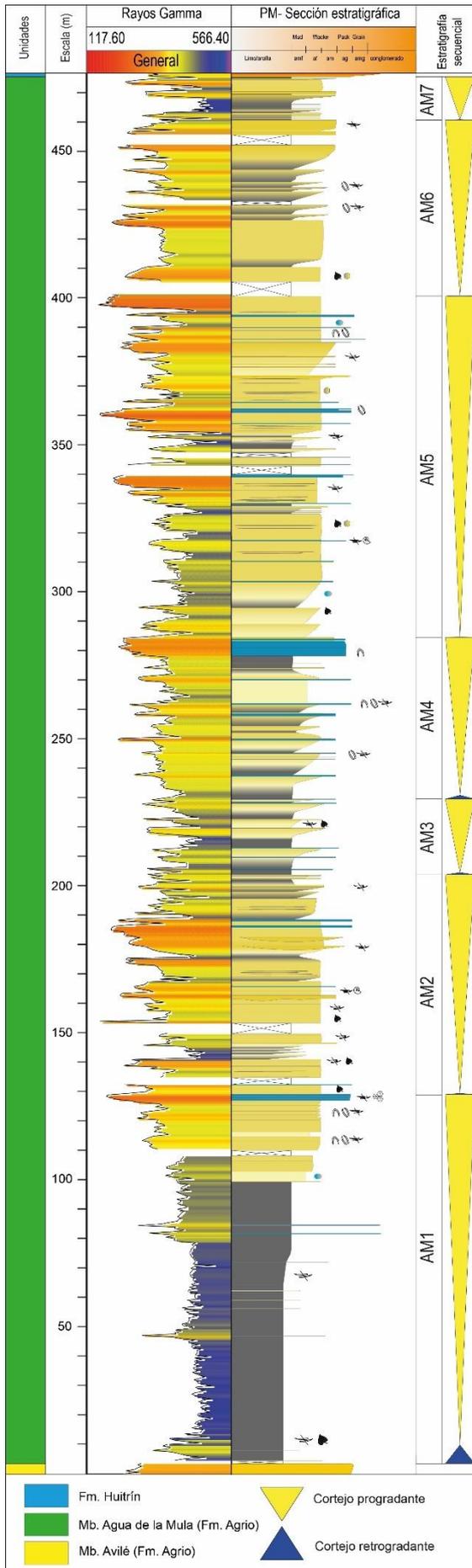


Figura 4.15: Síntesis de la columna estratigráfica Pichi Mula.

4.7. Perfil Balsa Huitrín

4.7.1. Ubicación geográfica

La base de esta sección se encuentra en cercanías de la Balsa Huitrín, la cual une ambos márgenes del Río Neuquén a través de la ruta provincial N° 9. Para acceder a la zona de estudio, hay que transitar 49,5 km al SE por la ruta nacional N°40 desde la localidad de Chos Malal hasta interceptar la ruta provincial N°9 (camino de ripio que lleva a la Balsa Huitrín). Luego de 19,3 km y antes de llegar a la balsa, se encuentra una bifurcación a mano derecha, que se dirige al sur y costea los afloramientos rojizos de la Formación Rayoso. Transitando 8,8 km hacia el sur, se encuentra una gran quebrada (inmediatamente luego de pasar un corral abandonado) apta para dejar la camioneta, desde la que hay que caminar 1,3 km aproximadamente hasta llegar a un gran planchón de areniscas pertenecientes al Miembro Avilé, donde se ubica la base de este perfil estratigráfico.

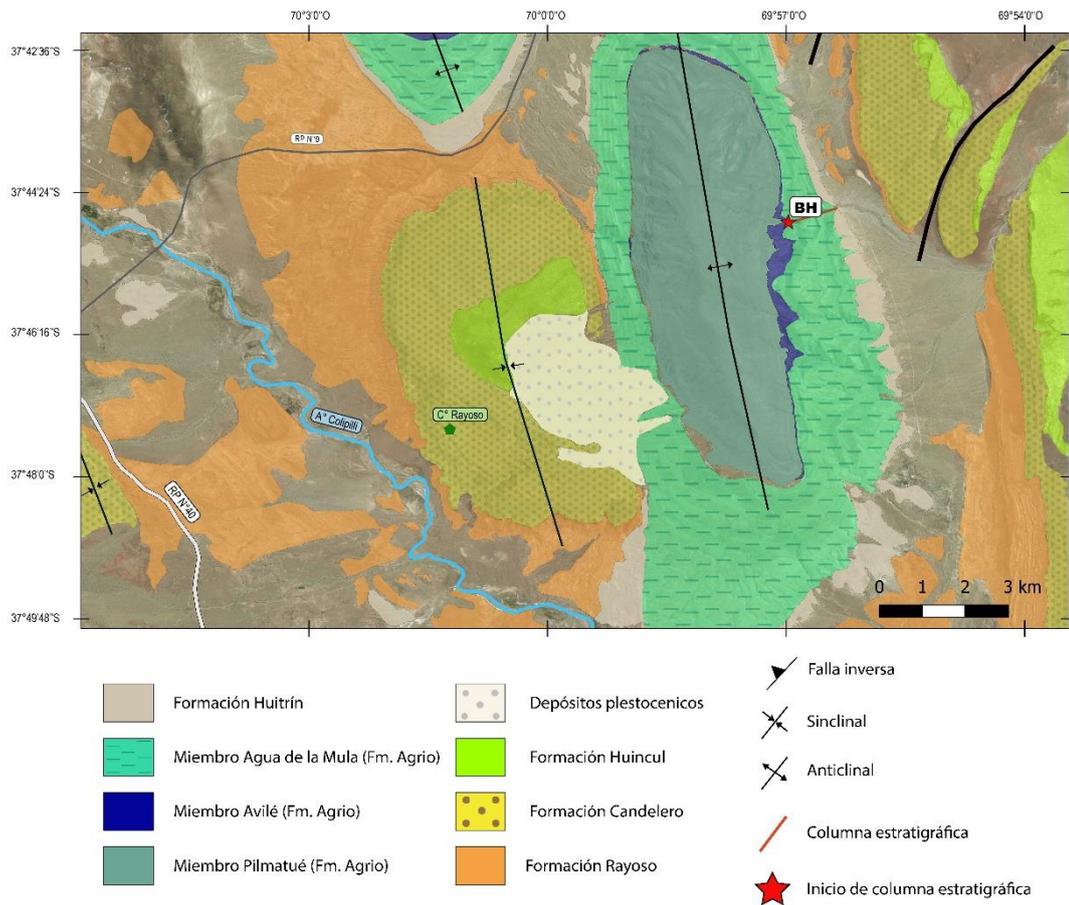


Figura 4.10: Mapa geológico de la zona aledaña a la columna Balsa Huitrín (BH).

4.7.2. Descripción sedimentológica

La columna estratigráfica Balsa Huitrín tiene un espesor total de 481 m, de los cuales 476 m corresponden al Miembro Agua de la Mula. La base está compuesta por areniscas gruesas del Miembro Avilé, seguidas de unos 86 m de pelitas masivas con valvas fragmentadas. Luego puede observarse un intervalo importante de heterolitas con laminación ondulítica con restos carbonosos y micas, que gradan transicionalmente a heterolitas con laminación flaser y areniscas masivas.

A partir de los 148,5 m comienza a observarse una mayor participación de facies arenosas, con desarrollo de secuencias grano-estrato crecientes (desde pelitas a areniscas muy finas/finas) (Fig. 4.17A). Los bancos de areniscas pueden presentarse canalizados con estructuras cruzadas asintóticas (Fig. 4.17B). En el intervalo 183,7-191 m se observan dos niveles arenosos con base neta que se acuñan hacia los laterales, posiblemente vinculado al desarrollo de lóbulos. Estas areniscas muestran estructuras de corte y relleno (con material pelítico dentro de ellas), *hummocky* isótropo y cruzada asintótica. Es común encontrar intervalos de 3 a 5 m de espesor exclusivamente integrados por areniscas, con restos carbonosos y valvas entre láminas de arena y frecuentes arreglos estrato crecientes (Fig. 4.17C). A partir de los 195 m aproximadamente, se reconocen de manera recurrente y a lo largo de toda la columna, secuencias de alta frecuencia con arreglos progradantes (Fig. 4.17D). Es común la presencia de niveles lenticulares de areniscas finas a medias, con clastos de arcilla a la base, laminación truncada de ola y valvas de moluscos (Fig. 4.17E). En el sector comprendido entre los 245 y 299 m se encuentran bien representadas las facies calcáreas, con niveles que pueden alcanzar los 2 m de espesor. Los restos carbonosos y micas son comunes de encontrar (principalmente relacionado a niveles de areniscas laminadas) como así también bioturbación dentro o al techo de las capas arenosas. También se reconocen areniscas masivas que contienen intervalos con alta densidad de material bioclástico, que luego pasan nuevamente en contacto neto a areniscas masivas (Fig. 4.17F).

La sección tiene un bajo porcentaje de espesor cubierto (solo 17,4 m) y un ángulo de buzamiento en aumento, desde 32° en la base de la columna hasta 45° en la zona de contacto con la Formación Huitrín. Su dirección de buzamiento se mantiene bastante constante hacia el NE (065°-073°), excepto la unidad basal de la columna, que presenta una dirección de buzamiento hacia el este. Las paleocorrientes relacionadas a óndulas simétricas muestran en general una dirección NO-SE.

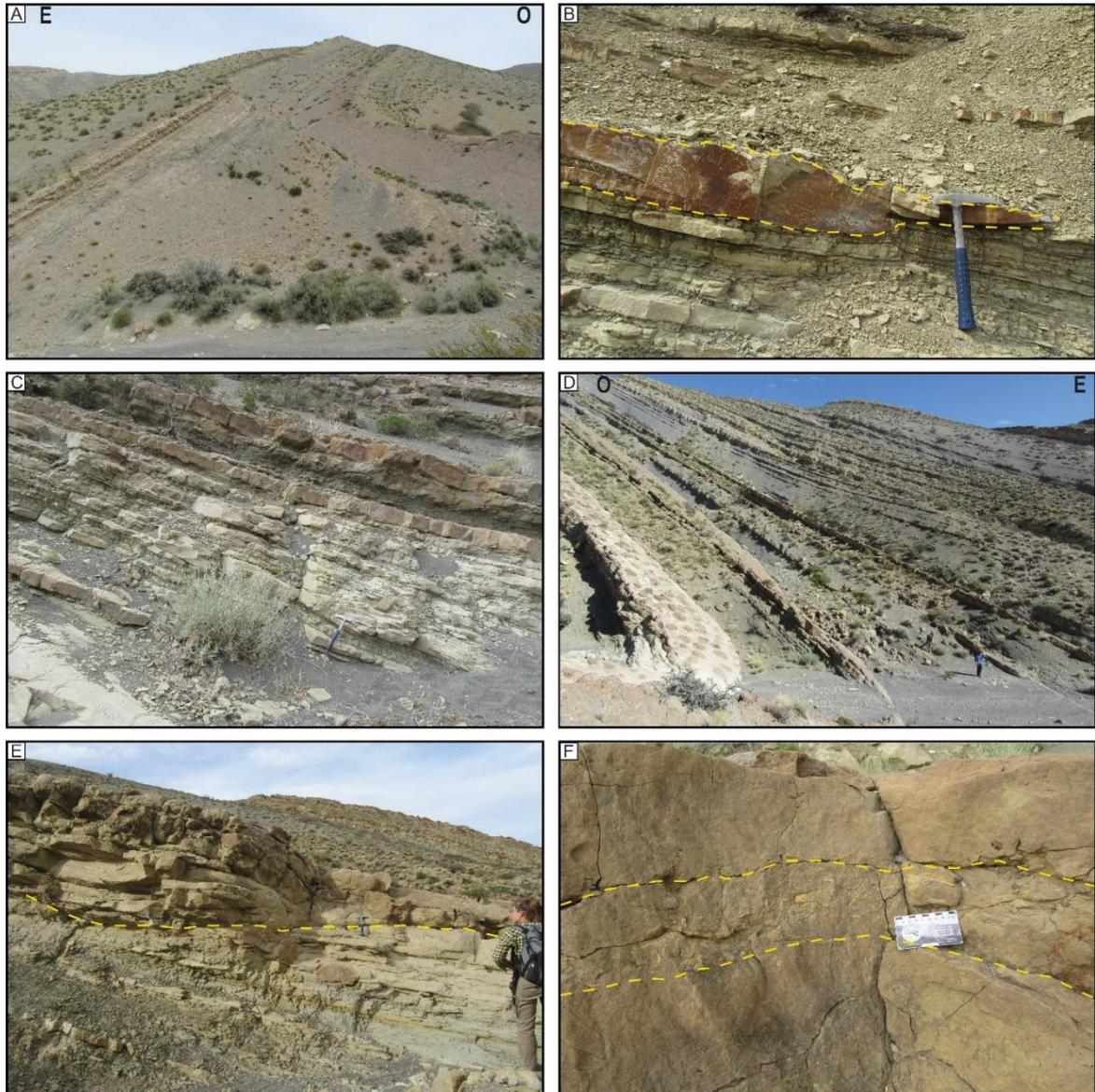


Figura 4.17: **A)** Vista general del afloramiento donde se observan sucesivas secuencias somerizantes e intervalos arenosos (con arreglos estrato-crecientes), ubicado a los 147 m desde la base de la columna. Tanto al este como al oeste, pueden observarse niveles de caliza que se distinguen del resto de las sedimentitas. **B)** Nivel canalizado con estructura cruzada asintótica, erosionando un intervalo de areniscas finas masivas. **C)** Sucesión exclusivamente arenosa, con niveles que varían su espesor entre milímetros y 15-20 cm. **D)** Secuencias progradantes que gradan desde pelitas a areniscas finas y calizas al tope de las mismas, distinguibles en el perfil de erosión. Hacia el oeste puede observarse un nivel arenoso con “manchas rojas” que representan concreciones. La sección relevada buza hacia el este. **E)** Nivel canalizado, frecuentemente observado en la secuencia con variaciones en sus dimensiones. Poseen bioturbación, valvas de moluscos, clastos de arcilla y estructura de oleaje al techo. **F)** Intervalo con alta densidad de material bioclástico, delimitado al techo y base por areniscas masivas.

4.7.3. Interpretación secuencial

La interpretación secuencial se observa en la figura 4.18 y en el Anexo (Fig. 9.1.6). La primera secuencia reconocida (AM1) tiene un espesor total de 140 m y se apoya sobre un límite de secuencia que divide el Miembro Avilé del Miembro Agua de la Mula. El límite entre el hemicycle retrogradante AM1-R y el hemicycle progradante AM1-P es difuso ya que no se encontraron características en el depósito que permitan diferenciarlo. El hemicycle AM1-P se caracteriza por una espesa secuencia de carácter progradante con micas y restos carbonosos, y niveles arenosos y calcáreos con bioclastos. La secuencia AM2 tiene un primer hemicycle AM2-R cubierto y el hemicycle progradante AM2-P muestra claramente un sistema progradante con desarrollo de canales. En la tercera y cuarta secuencia también se puede observar una clara tendencia progradante de las mismas, con desarrollo de secuencias somerizantes, que culminan en niveles calcáreos vinculados a la ausencia de descargas de sedimentos provenientes del continente.

La base hemicycle basal de la quinta secuencia (AM5-R) podría interpretarse como una superficie condensada compuesta por pelitas laminadas de escaso espesor. La segunda parte de la secuencia 5 (AM5-P) tiene 117 m de espesor y muestra, al igual que el hemicycle AM2-P, numerosos niveles canalizados.

El hemicycle retrogradante de la sexta secuencia (AM6-R) se asocia a una superficie condensada de escaso espesor y difícil interpretación en el campo. Seguidamente, se encuentra el hemicycle BH6-P con gran desarrollo de depósitos arenosos, con diversas estructuras sedimentarias que indican variación en la capacidad y velocidad de la descarga. La secuencia AM7 es la de menor espesor en la columna Balsa Huitrín (al igual que en las restantes cinco columnas relevadas), poniendo en contacto esta unidad con las facies de areniscas gruesas y conglomerados del Miembro Troncoso (Formación Huitrín).

CAPITULO IV: Columnas estratigráficas

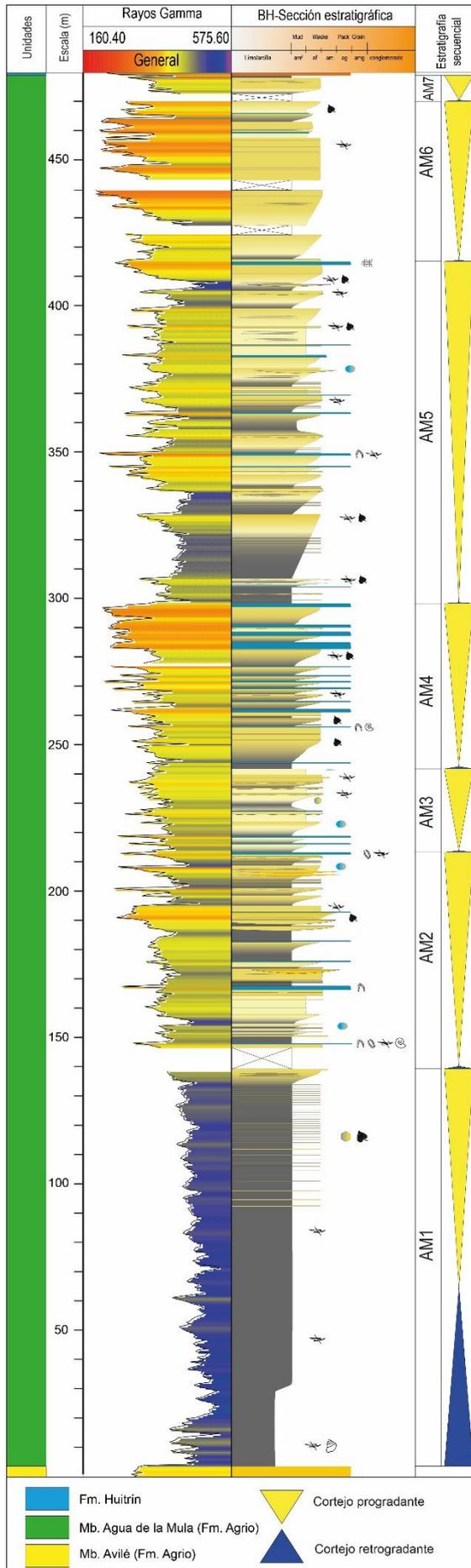


Figura 4.18: Síntesis de la columna estratigráfica Balsa Huitrín.

CAPITULO V

Facies sedimentarias y asociaciones de facies

5.1. Análisis de facies sedimentarias

La palabra facies es de origen latín y significa “aspecto”. El concepto de facies fue introducido por Nicholas Steno en 1669, pero el término de facies que utilizamos hoy en día se vincula al geólogo suizo Gressly, quien en 1838 lo definió como la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica. Autores como Prevost (1838), Oppel (1858) y Mojsisovics (1879) también contribuyeron a la definición de este concepto tan importante para el análisis sedimentario. Walker (1894) realiza considerables avances respecto al término “facies” y lo define como “la suma de todas las características primarias de una roca”, adicionando el concepto de “cortejo de facies” para los sistemas de facies distintas pero interconectadas espacialmente y relacionadas genéticamente. En 1958, Teichert propone una definición muy completa e importante para las facies: “suma de todas las características primarias de una roca sedimentaria a partir de las cuales se puede inferir su ambiente de depositación”. Este autor se refería al aspecto macroscópico de la roca (divisible a simple vista) que permite caracterizarla objetivamente. El carácter objetivo y meramente descriptivo de las facies es un factor muy importante a tener en cuenta a la hora de realizar un análisis de facies, ya que a partir del estudio del “aspecto” de las rocas, se podrán determinar procesos físicos formadores de las mismas. Todo esto, permite agrupar las facies en “asociaciones de facies” que tendrán como fin último la interpretación ambiental.

En la presente tesis se definieron 12 facies sedimentarias de carácter descriptivo: 6 facies arenosas, 3 facies heterolíticas, 2 facies pelíticas y 1 facies calcárea (esta última agrupa calizas bioclásticas y oolíticas). Una síntesis de las facies identificadas y su interpretación se muestra en la figura 5.1.

CAPITULO V: Facies sedimentarias y asociaciones de facies

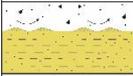
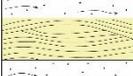
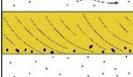
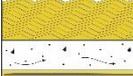
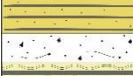
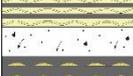
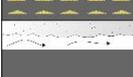
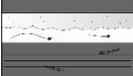
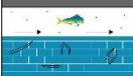
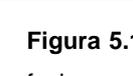
Facies	Litología	Estructura sedimentaria	Interpretación	Ocurrencia
	SfM Arena media a muy fina con bioclastos, restos carbonosos y micas. Bioturbación. Localmente concreciones calcáreas, escapes de fluidos y clay chips.	Estructura masiva a paralela difusa. Óndulas simétricas a levemente asimétricas al techo (sin estructura interna).	Progresiva agradación a partir de flujos turbulentos sostenidos de larga duración y con alta carga en suspensión. Flujos con tasa de decantación > 0,44 mm/s. Las óndulas de oleaje al techo corresponden al retrabajo de los depósitos por corrientes bidireccionales.	Frente deltaico proximal y distal. Prodelta/offshore.
	SfL Arena media a fina con restos carbonosos, micas y bioclastos. Bioturbación. Clay chips y concreciones calcáreas.	Laminación paralela. Óndulas simétricas al techo (sin estructura interna).	Decantación de material fino a partir de flujos turbulentos sostenidos, con baja tasa de sedimentación (< 0,44 mm/s).	Frente deltaico proximal.
	SfH Arena media a fina. Localmente presentan valvas y clay chips.	Estratificación cruzada de tipo Hummocky (isotropo y anisotropo).	Ciêpaso de la carga en suspensión a partir de flujos turbulentos en un medio afectado por corrientes unidireccionales y bidireccionales asociadas.	Frente deltaico proximal.
	SfX Arena media a fina con restos carbonosos. Clay chips a la base.	Estratificación cruzada de tipo asintótica y en artesa.	Migración de formas de lecho de crestas rectas y sinuosas a la base de flujos turbulentos sostenidos, involucrando transporte por carga de lecho y carga en suspensión.	Frente deltaico proximal.
	SfW Arena media a fina.	Laminación truncada de ola.	Deposición a partir del movimiento bidireccional de las olas.	Frente deltaico proximal.
	SfR Arena media a fina. Restos carbonosos y micas.	Óndulas escalonadas (climbing ripples).	Tracción-decantación a partir de flujos turbulentos sostenidos con alta tasa de sedimentación (a partir de la pérdida de capacidad del flujo) y velocidad de flujo < 0,2 m/s.	Frente deltaico proximal.
	HeF Intervalos arenosos intercalados con delgados niveles limoarciliticos (arena >80%). Restos carbonosos y valvas fragmentadas.	Heterolitas con laminación fiaser. Capas de arenas masivas intercaladas con delgados niveles de limoarcilitas masivas (1-3cm).	Alternancia de procesos de decantación y tracción-decantación desde flujos con velocidades fluctuantes (mayor desarrollo de procesos de tracción-decantación).	Frente deltaico proximal y distal.
	HeW Intercalaciones de capas de arenas y limolitas. Restos carbonosos, micas y valvas.	Heterolitas con laminación ondulosa. Capas de pelitas masivas y arenas masivas a levemente laminadas con desarrollo de óndulas de oleaje en el techo.	Alternancia de procesos de decantación y tracción-decantación desde flujos con velocidades fluctuante (mayor desarrollo de procesos de tracción-decantación).	Frente deltaico proximal y distal.
	HeL Limoarcilitas intercaladas con capas de 3-5cm de arena (arena <15%). Restos carbonosos.	Heterolitas con laminación lenticular conectada. Capas de limolita masiva a levemente laminada y arenas masivas a levemente laminadas con desarrollo de óndulas de oleaje al techo.	Alternancia de procesos de decantación y tracción-decantación desde flujos con velocidades fluctuante (mayor desarrollo de procesos de decantación).	Frente deltaico distal.
	FM Pelitas grisáceas.	Masiva.	Deposición a partir de flujos densos fangosos, que transportan carga de lecho y en suspensión.	Frente deltaico distal. Prodelta/offshore.
	FL Pelitas negras. Localmente con bioclastos.	Laminada.	Deposición a partir de flujos densos fangosos que transportan carga de lecho y en suspensión. Migración de óndulas.	Frente deltaico distal. Prodelta/offshore.
	Ca Caliza bioclastica y oolítica.		Deposición de carbonatos. Cese de aporte sedimentario terrestre.	Frente deltaico distal. Prodelta/offshore.

Figura 5.1: Síntesis de las facies identificadas en la presente tesis, y su interpretación. Se reconocen 6 facies arenosas (SfM, SfL, SfH, SfX, SfW y SfR), 3 facies heterolíticas (HeF, HeW y HeL), 2 facies fangosas (FM y FL) y una facies calcárea.

5.1.1. Areniscas masivas (SfM)

5.1.1.1. Descripción

Esta facies se compone de areniscas medias a muy finas, bien seleccionadas y con estructura masiva o levemente laminadas de color gris a amarillo pálido. Las capas individuales varían desde pocos centímetros hasta ~3 m de espesor y muestran geometría tabular a lenticular (Fig. 5.1A). En general se observan formas de lecho onduladas en la parte superior de esta facies, compuestas por óndulas de cresta rectas a sinuosas simétricas a levemente asimétricas y óndulas de interferencia, sin estructura interna (Fig. 5.1B y C). También es frecuente encontrar valvas articuladas, desarticuladas y fragmentadas, como así también pequeños gasterópodos, serpúlidos y oolitas. Los bioclastos pueden encontrarse de forma dispersa en las arenas, como pequeños “cúmulos” (Fig. 5.1D) o conformando densos niveles de hasta 10 cm de espesor con limites definidos y frecuentes bases erosivas (Fig. 5.1E). Localmente, se observan restos carbonosos

dispersos y micas (Fig. 5.1F), así como también clastos de arcillas, los que se pueden encontrar agrupados a la base o al techo de los niveles arenosos. Cuando se observa laminación paralela difusa, pueden encontrarse restos carbonosos siguiendo planos de laminación. Estructuras de deformación y de escapes de fluidos pueden afectar a las arenas masivas. En algunos casos, pueden encontrarse estructuras de corte y relleno erosionando intervalos pelíticos, con arenas masivas como relleno (Fig 5.1G). En general, estas arenas son calcáreas y forman parte de ciclos grano-estrato crecientes, en combinación con otras facies arenosas, y suelen estar en contacto neto con calizas bioclásticas que culminan estos ciclos progradantes (Fig 5.1H). La bioturbación es moderada a alta y se han reconocido ejemplares asignados a *Gyrochorte*, *Lockeia*, *Ophiomorpha*, *Sinusichnus*, *Arenicolites* y *Skolithos* (Fig. 5.2 A-D).

CAPITULO V: Facies sedimentarias y asociaciones de facies

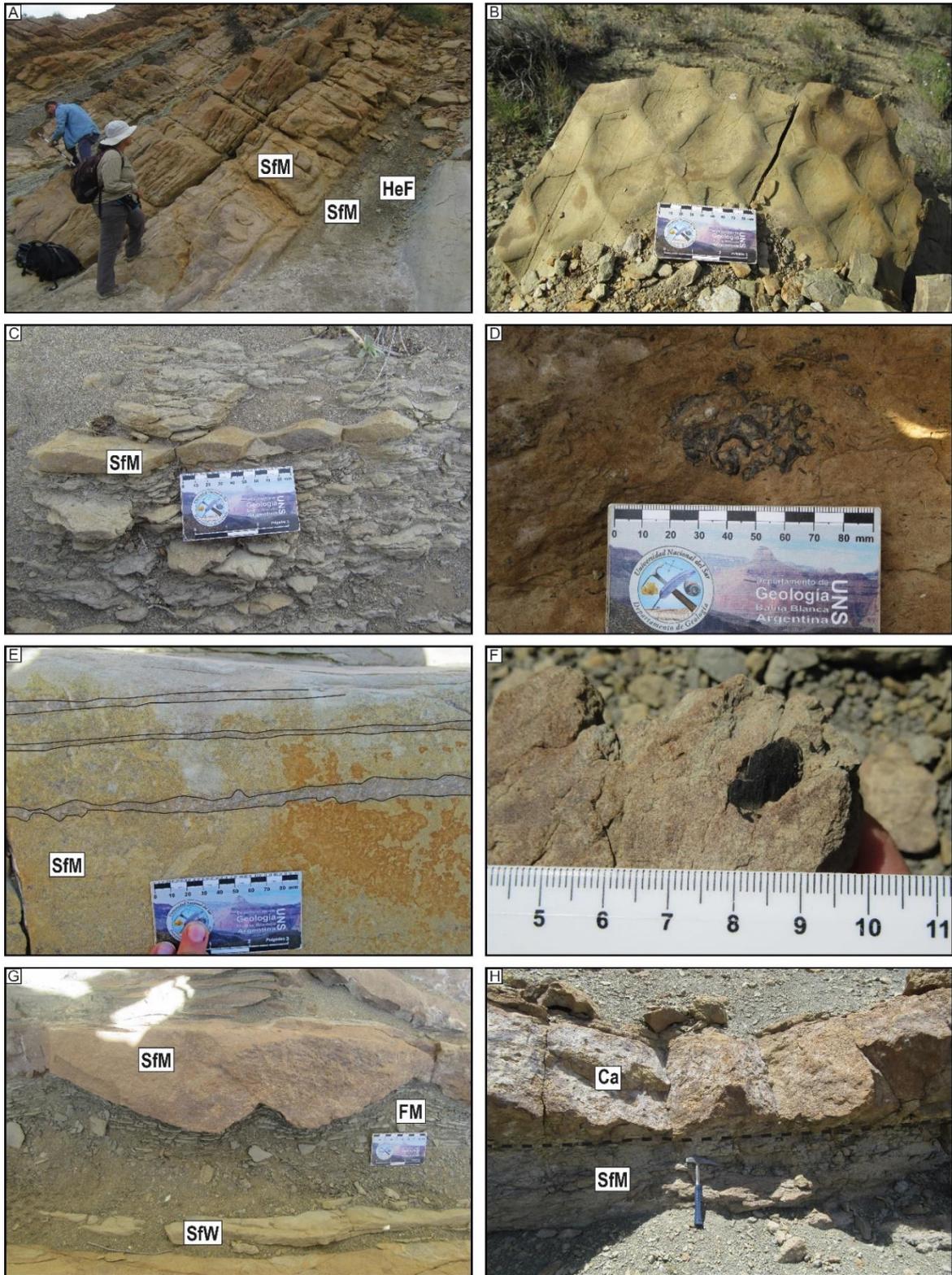


Figura 5.1: **A)** Vista general mostrando una gradación desde heterolitas con laminación flaser (HeF) hacia areniscas masivas (SfM). Se puede observar la geometría tabular de las capas de areniscas masivas. **B y C)** Forma de lecho ondulada al tope de niveles de areniscas masivas. En el caso de **B**, se pueden observar ondulas de interferencia, con dos frentes de óndulas afectando las arenas, mientras que en **C** se distinguen óndulas rectas a sinuosas simétricas. **D)** Vista en sección de acumulaciones bioclásticas dentro de las areniscas masivas. **E)** Niveles continuos con alta concentración de valvas fragmentadas, en contacto neto o erosivo con areniscas masivas. Pueden encontrarse intercalando numerosas veces dentro de una misma capa arenosa. **F)** Resto carbonoso en areniscas masivas. **G)** Estructura de corte y relleno, en contacto erosivo sobre pelitas masivas (FM). **H)** Últimos metros de una secuencia grano-estrato creciente donde se ponen en contacto (línea punteada negra) facies de areniscas masivas (SfM) con niveles calcáreos (Ca).



Figura 5.2: Trazas fósiles en la facies de areniscas masivas. **A)** Vista en planta de areniscas masivas bioturbadas con *Gyrochorte* (Gy), *Lockeia* (Lo), *Arenicolites* (Ar) y *Skolithos* (Sk). **B)** Vista en planta de óndulas de interferencia al tope de areniscas masivas con trazas fósiles de *Gyrochorte* (Gy) y *Lockeia* (Lo). **C)** Vista en sección de un ejemplar de *Ophiomorpha* (Op) en areniscas masivas. **D)** Vista en planta de una traza fósil *Sinusichnus* (Si) en areniscas masivas con valvas fragmentadas.

En los cortes delgados se pudo reconocer la buena selección de las areniscas constituyentes de la unidad en estudio, las cuales están compuestas principalmente por cuarzo, feldespato y micas, y ocasionalmente por fragmentos líticos (fragmentos de rocas arcillosas) (Fig. 5.3A). Las rocas arenosas están constituidas por cemento carbonático y de manera subordinada, por cemento arcilloso. Los granos minerales presentan bordes bien definidos, con excepciones en donde se puede observar una leve corrosión de los mismos y posible reemplazo por calcita. Generalmente, están vinculados por medio de contacto puntuales a rectos, aunque pueden encontrarse sueltos. Se obtuvieron muestras teñidas con azul de metileno para evaluar la porosidad de las arenas y se observó que la misma es muy baja, encontrándose solo intragranular en muy bajos porcentajes (Fig. 5.3B). Estas arenas (anteriormente descritas en sección delgada) también pueden presentar oolitas (en una proporción menor al 10% del total de la muestra) y restos de valvas fragmentadas (Fig. 5.3C-D).

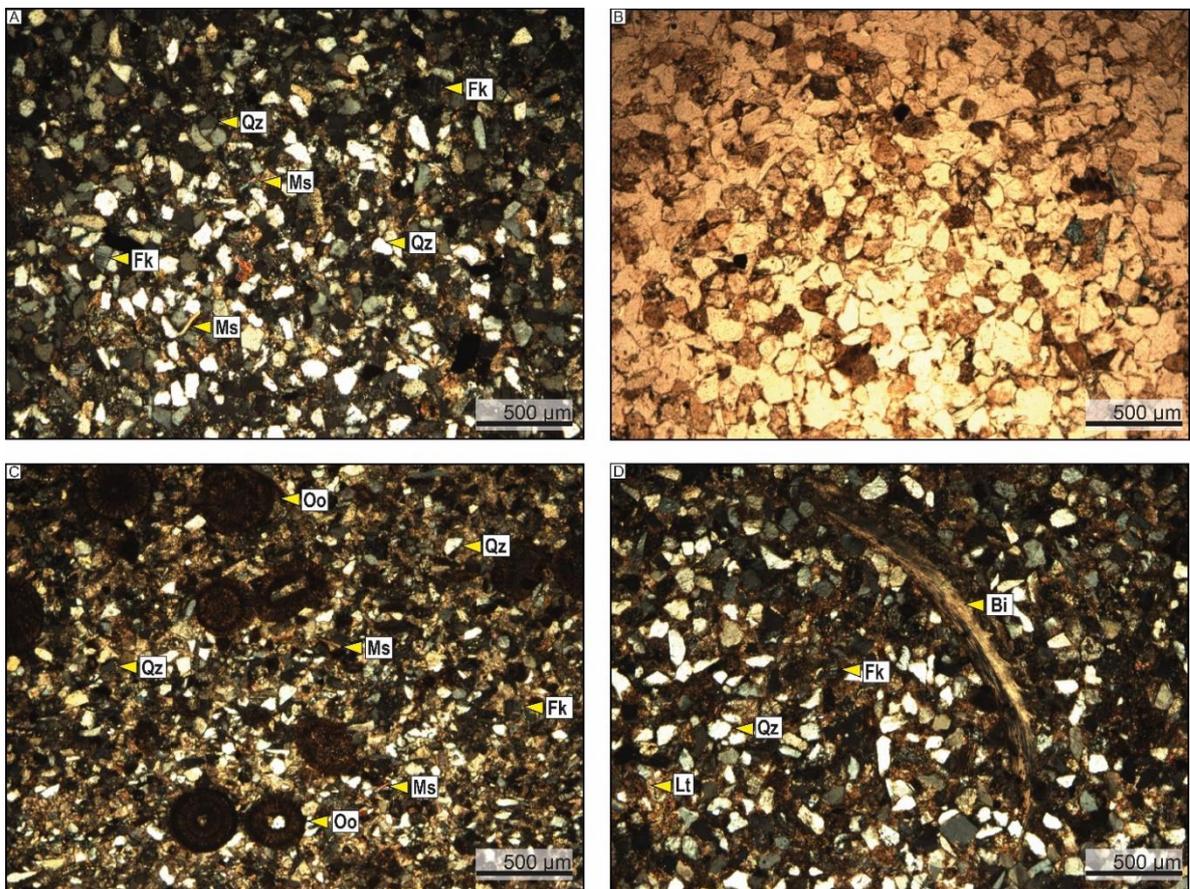


Figura 5.3: Cortes delgados de facies arenosas. **A)** Microfotografía de la muestra BA17-54 (con luz polarizada) donde se observa principalmente la presencia de cuarzo (Qz), feldespato (Fk) y micas (Ms) y cemento carbonático dispuesto en parches. **B)** Microfotografía de la muestra BA17-50 (con luz transmitida) teñida de azul metileno donde se destaca la baja porosidad de la muestra. **C)** Microfotografía de la muestra LL17 (con luz polarizada) donde se distingue una arenisca con cuarzo (Qz), feldespato (Fk), micas (Ms) y componentes oolíticos (Oo). También presenta pequeños fragmentos de valvas fragmentadas y cemento carbonático. **D)** Microfotografía de la muestra NOV19-9 (con luz polarizada) con componentes clásticos como cuarzo (Qz), feldespato (Fk) y fragmentos líticos (Lt) y bioclásticos (Bi).

5.1.1.2. Interpretación

El origen de las areniscas masivas está relacionado a la progresiva agradación de granos de arena acumulados a la base de flujos turbulentos sostenidos de larga duración con alta carga en suspensión (Sanders 1965, Kneller y Branney 1995, Camacho *et al.* 2002, Sumner *et al.* 2008) (Fig. 5.4). Estudios experimentales han demostrado que los flujos turbulentos con tasas de decantación mayores a 0,44 mm/s pueden inhibir la formación de estructuras sedimentarias primarias, generando niveles de areniscas masivas (Banerjee 1977, Arnott y Hand 1989, Ponce y Carmona 2008, Sumner *et al.* 2008). Los niveles de areniscas masivas se acumulan en zonas transicionales de agradación, ubicadas entre el depósito sedimentario y el flujo sobrepasante, donde se encuentra una alta concentración sedimentaria que da lugar a la formación de estructuras de escapes de fluidos (Kneller y Branney 1995). Las óndulas de oleaje encontradas al techo de las capas de areniscas masivas, sugieren un retrabajo post-deposicional por parte de corrientes bi-direccionales. En general, esta facies está caracterizada por una fábrica bien seleccionada, debido a que el tamaño de grano máximo que puede transportar una suspensión turbulenta es limitado por la velocidad del flujo y la competencia del mismo (Zavala y Pan 2018).

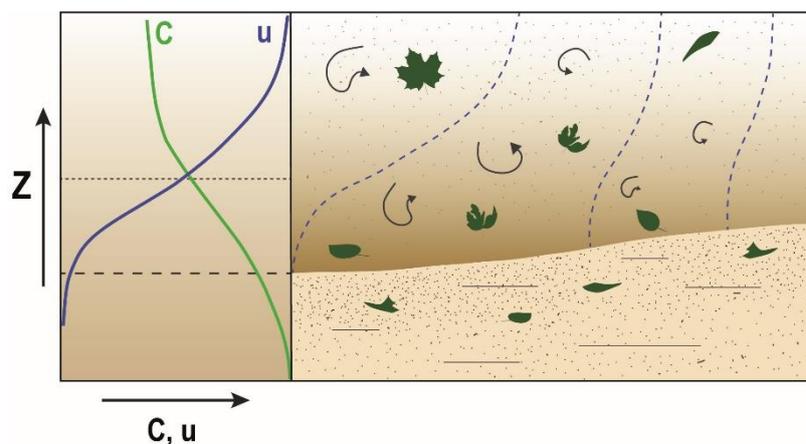


Figura 5.4: Diagrama que muestra la acumulación de arenas masivas con restos carbonosos, a la base de flujos turbulentos de larga duración, con periodos acelerantes y desacelerantes. Modificado de Zavala *et al.* (2012).

Los niveles bioclásticos pueden sugerir un cambio gradual en las condiciones del flujo, caracterizada por erosión interna, transporte y depositación de bioclastos como carga de lecho (tracción - saltación). A medida que la velocidad del flujo decrece gradualmente, las arenas masivas continúan acumulándose por decantación desde un flujo turbulento sostenido. La ocurrencia localizada de *Ophiomorpha* y *Skolithos* indican la presencia de organismos oportunistas suspensívoros que reflejan condiciones de alta energía y carga en suspensión desarrollada luego de la depositación de los niveles arenosos (Carmona 2005, Buatois y Mangano 2011). La presencia *Lockeia* y *Sinusichnus* relacionadas a las formas de lecho con óndulas de oleaje, se relacionan a organismos depositívoros que reflejan disponibilidad de alimento bentónico, baja a moderada energía y alta turbidez en la columna de agua (MacEachern *et al.* 2005, Buatois y Mángano 2011, Soares *et al.* 2020, Wetzel *et al.* 2020). Por otra parte, la presencia de *Gyrochorte* en icnoasociaciones de baja diversidad y abundancia, indica la posibilidad de que el organismo productor de esta estructura biogénica haya desarrollado una estrategia oportunista, colonizando capas de areniscas posteriores a eventos de tormentas o descargas de densidad (Wetzel *et al.* 2020, Fürsich *et al.* 2017)

5.1.2. Areniscas con laminación paralela (SfL)

5.1.2.1. Descripción

Esta facies consiste de arenas bien seleccionadas de grano medio a fino con laminación paralela (Fig. 5.5A). Las capas individuales varían su espesor desde unos pocos centímetros a 1,5 m. Se compone de niveles con geometría tabular dispuestos sobre bases netas a transicionales, excepcionalmente relleno de cuerpos canalizados con bases erosivas. En este último caso, pueden encontrarse valvas desarticuladas y fragmentadas a la base de los niveles canalizados. La facies SfL aparece en estrecha relación con las facies SfM, SfR, SfH, SfX y HeW (Fig. 5.5B-C). Frecuentemente se observan óndulas de oleaje de crestas rectas a sinuosas como forma de lecho, al techo de las capas laminadas. También es común observar restos carbonosos y micas tapizando cada una de las láminas. Los bioclastos (desarticulados y fragmentados) y clastos de arcillas se encuentran a la base de los cuerpos arenosos, como así también las estructuras de “*ball and pillow*”. Al igual que en la facies SfM, se pueden observar niveles bioclásticos densos, que intercalan y erosionan las areniscas laminadas (Fig. 5.5D). Localmente, se ha reconocido bioturbación asociada a estructuras de escape (*Fugichnia*) y equilibrio. Estas últimas podrían ser asignables al icnogénero *Diplocraterion* (?) (Fig. 5.5E-F).

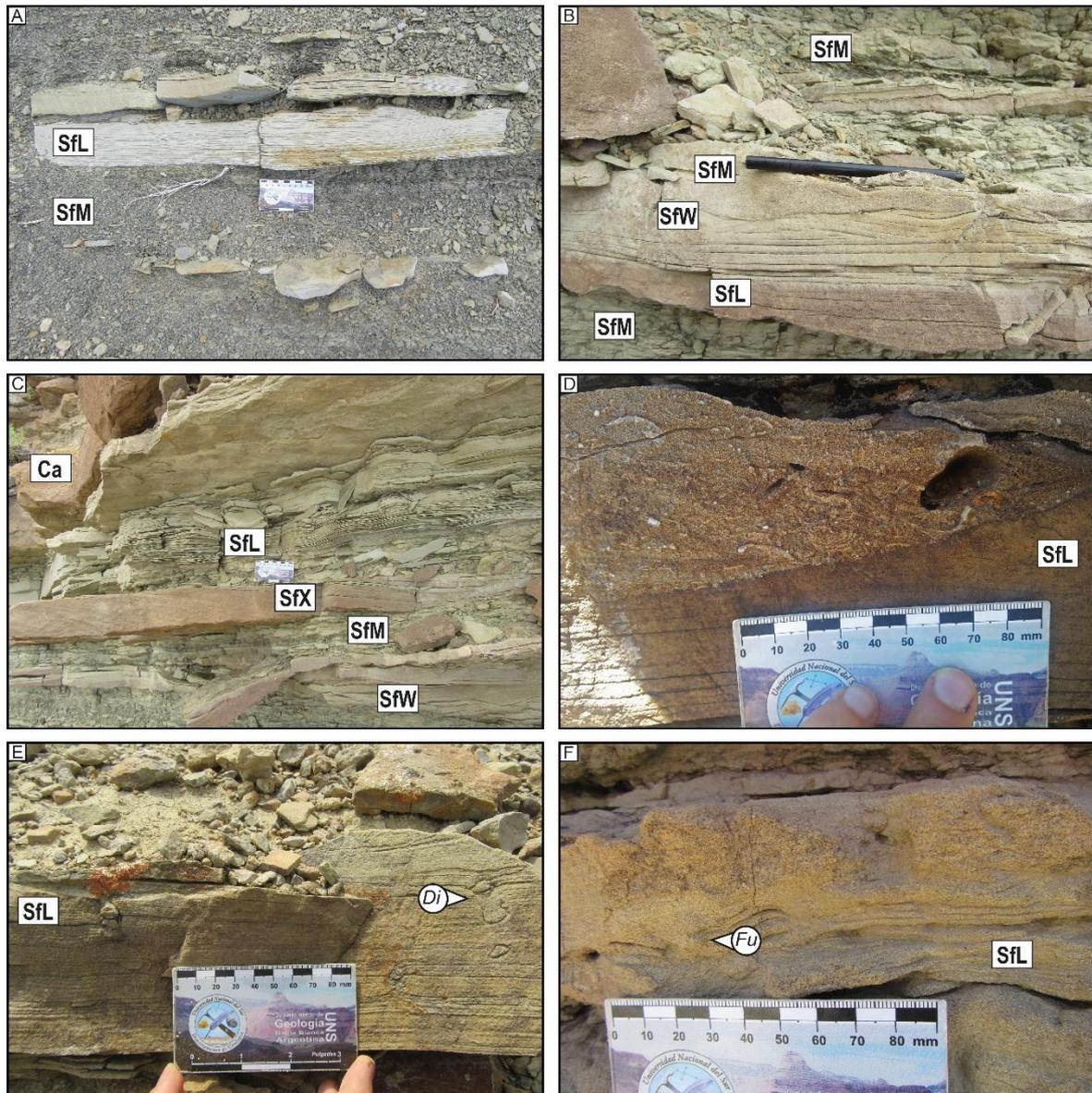


Figura 5.5: Facies de areniscas laminadas. **A)** Vista en sección de un banco de 10 cm de espesor integrado por arenisca laminada (SfL), en relación con areniscas masivas (SfM). **B)** Gradación transicional entre areniscas masivas (SfM), areniscas laminadas (SfL) y areniscas con laminación truncada de ola (SfW). El pasaje entre SfM y SfL denota cambios en la velocidad del flujo, y las facies SfW indican un flujo bidireccional. **C)** Intervalo arenoso que presenta una gradación de estructuras sedimentarias similar a la imagen anterior, con el agregado de estructuras cruzadas asintóticas (SfX) y calizas (Ca) al tope del depósito. **D)** Nivel arenoso densamente cargado de valvas fragmentadas, erosionando arenas finas laminadas (SfL). **E y F)** Traza fósil de escape (*Fugichnia* (*Fu*) y *Diplocraterion* (*Di*)) dentro de niveles de areniscas laminadas (SfL).

5.1.2.2. Interpretación

El origen de la laminación paralela ha sido relacionado a diferentes procesos depositacionales, generalmente asociado a alto régimen de flujo (Simons *et al.* 1965, Allen 1984). Sin embargo, experimentos de canaleta sugieren que esta estructura sedimentaria asociada con areniscas masivas, indican deposición de arenas a partir de flujos

turbulentos sostenidos con tasas de decantación menor a 0,44 mm/s (Sumner *et al.* 2008). Sanders (1965) documentó una transición lateral entre la laminación paralela y óndulas escalantes, indicando un origen común para estas estructuras relacionado a procesos de tracción-decantación. Por esta razón, en este trabajo de tesis se relaciona las areniscas laminadas con procesos de decantación de arenas en suspensión turbulenta desde una corriente de densidad. Los restos carbonosos que se encuentran frecuentemente, podrían haber formado parte del flujo turbulento sobrepasante y haber sido depositados conjuntamente con las micas a lo largo de las superficies depositacionales que agrandan progresivamente. Las trazas fósiles reconocidas representan estrategias de escape (*Fugichnia*) y equilibrio (*Diplocraterion?*). El desarrollo de estas estrategias y la ausencia de otras estructuras biogénicas, permite inferir que la tasa de sedimentación podría haber sido variable, actuando como principal control paleoecológico (Buatois y Mángano 2011).

5.1.3. Areniscas con *hummockys* isótropo-anisótropo (SfHi – SfHa)

5.1.3.1. Descripción

La facies de *hummockys* está compuesta por arenas medias a finas de color grisáceo a amarillo pálido con laminación diagonal y divergente de bajo ángulo. Se pueden reconocer dos sub-facies: SfHi (correspondiente a los *hummockys* isótropos) y SfHa (correspondiente a los *hummockys* anisótropos). Las capas son tabulares o irregulares con un espesor que varía entre pocos cm a 20-50 cm (Fig. 5.6A-B). Los límites basales de los niveles arenosos son netos o erosivos y es común encontrar en ellos estructuras de escapes de fluidos. También se observan valvas fragmentadas y clastos de arcillas (estos últimos se pueden encontrar tanto a la base como al techo de las capas). En algunos casos, la facies SfHi se encuentra afectada, al techo de los niveles, por formas de lecho ondulosas de tipo recta a sinuosa simétrica a levemente asimétrica sin estructura interna (Fig 5.6C). Los sets de láminas están frecuentemente separados por relaciones de *onlap*. Esta facies en general se encuentra asociada con facies SfM y SfL (Fig. 5.6D-F).

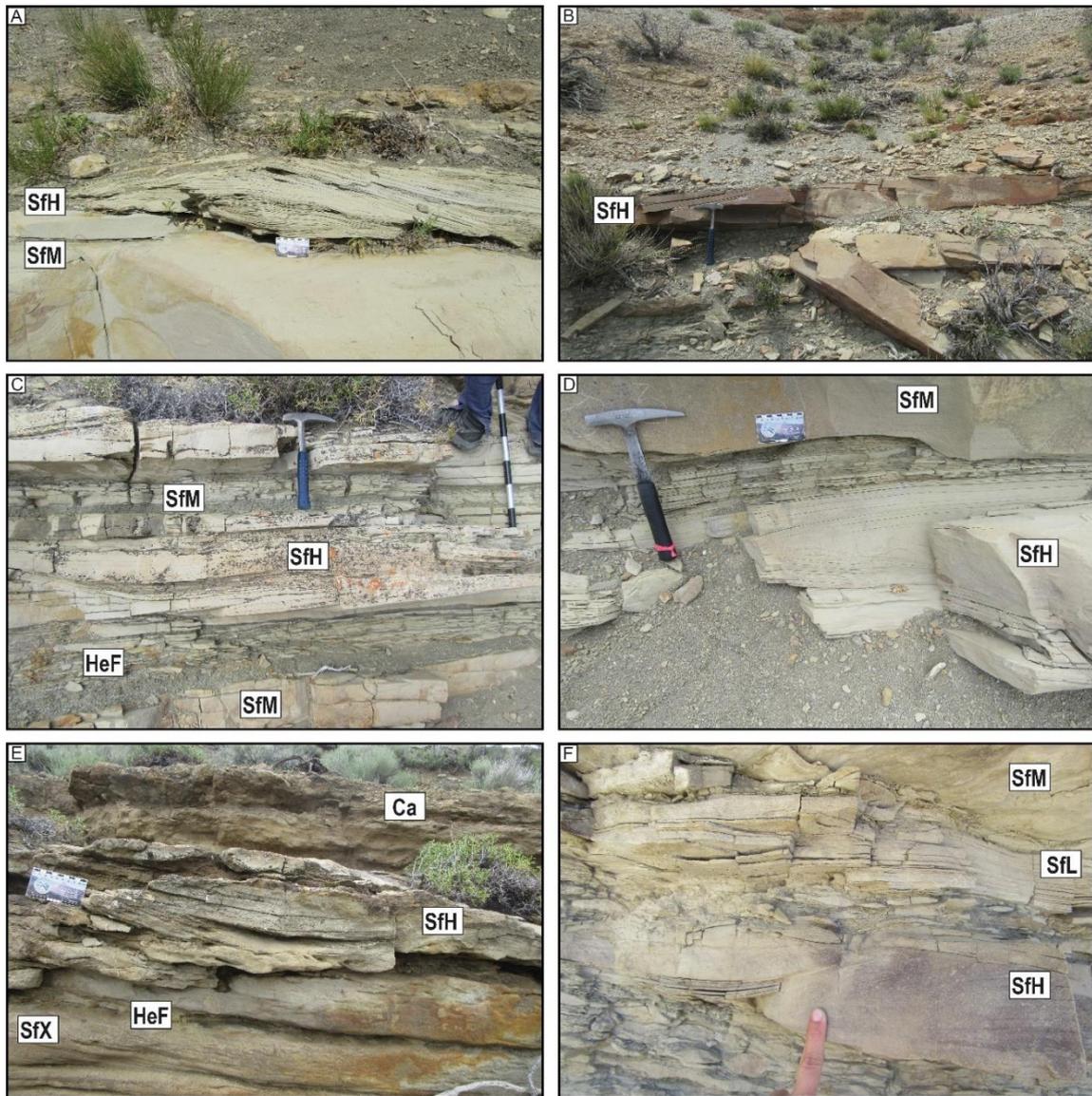


Figura 5.6: Facies arenosas con estratificación cruzada tipo *hummockys* (SfH). **A)** Arenisca fina con estructura de *hummocky* anisótropo, de unos 20 cm de espesor en contacto neto sobre areniscas finas masivas (SfM). **B)** Nivel de arenisca fina con *hummocky* isótropo de unos 30 cm de espesor. **C)** Intercalación entre areniscas finas masivas (SfM), heterolitas con laminación flaser (HeF) y areniscas con *hummocky* (SfH). **D)** Areniscas masivas (SfM) en contacto erosivo sobre areniscas con *hummocky* de tipo isótropo. **E)** Últimos metros de una secuencia grano-estrato creciente donde se observa un pasaje transicional entre areniscas con estructuras cruzada asintótica (SfX), heterolitas con laminación tipo flaser (HeF), areniscas con *hummocky* (SfH) (en este caso de tipo isótropo) y culminando con calizas bioclásticas (Ca). **F)** Pasaje transicional entre areniscas con estructura tipo *hummocky* (SfH) y areniscas finas laminadas (SfL).

5.1.3.2. Interpretación

Las estructuras de tipo *hummockys* (HCS) han sido usualmente utilizadas como criterio de reconocimiento de depósitos de *shoreface* afectados por eventos de tormentas (Harms

et al. 1975, Barron 1989), siendo características de capas vinculadas a tempestitas (Dott y Bourgeois 1982, 1983, Walker *et al.* 1983). Sin embargo, algunos autores relacionan el origen de estas estructuras a la ocurrencia conjunta de componentes unidireccionales y oscilatorios a cierta profundidad, independientemente de la superficie de olas de tormenta (Allen 1984, Allen y Pound 1985, Mutti *et al.* 1994b, Southard 1991, Morsilli y Pomar 2012) (Fig. 5.7). Mutti *et al.* (1994b) establece que el componente oscilatorio puede resultar de la puesta en movimiento de un cuerpo de agua somero estático, impulsada por la repentina entrada de un volumen de agua considerable durante la crecida de los ríos (descargas hiperpícnicas). Consecuentemente, los HCS isótropos (facies SfHi) se pueden desarrollar en ambientes no necesariamente dominados por oleaje, como fue documentado por Zavala *et al.* (2006) en los depósitos lacustres de la Formación Rayoso (Albiano). Esto último podría explicar la común ocurrencia de retrabajo de olas exclusivamente en la parte superior de los cuerpos arenosos, y no en los depósitos asociados, dominados por depositación de fango. Algunos experimentos recientes (Dumas *et al.* 2005, Dumas y Arnott 2006) demuestran que las estructuras HCS isótropos se pueden generar con velocidades oscilatorias moderadas a altas (mayores a 50 cm/s) y bajas velocidades unidireccionales (menores a 10 cm/s). Esta sub-facies puede considerarse como el producto de ondas internas ya sea en ambientes marinos o lacustres, a menudo asociadas a flujos turbidíticos extracuencales e intracuencales (Morsilli y Pomar 2012).

Las estructuras de *hummocky* anisótropos (facies SfHa) son interpretadas como generadas a partir de flujos combinados predominantemente oscilatorios asociados a una componente de flujo unidireccional muy fuerte (Arnott y Southard 1990, Mutti *et al.* 1996) en áreas confinadas de flujos de corriente. Algunos autores consideran los HCS anisótropos como una estructura sedimentaria transicional entre estratificación cruzada de bajo ángulo y una de tipo *hummocky* (Midtgaard 1996).

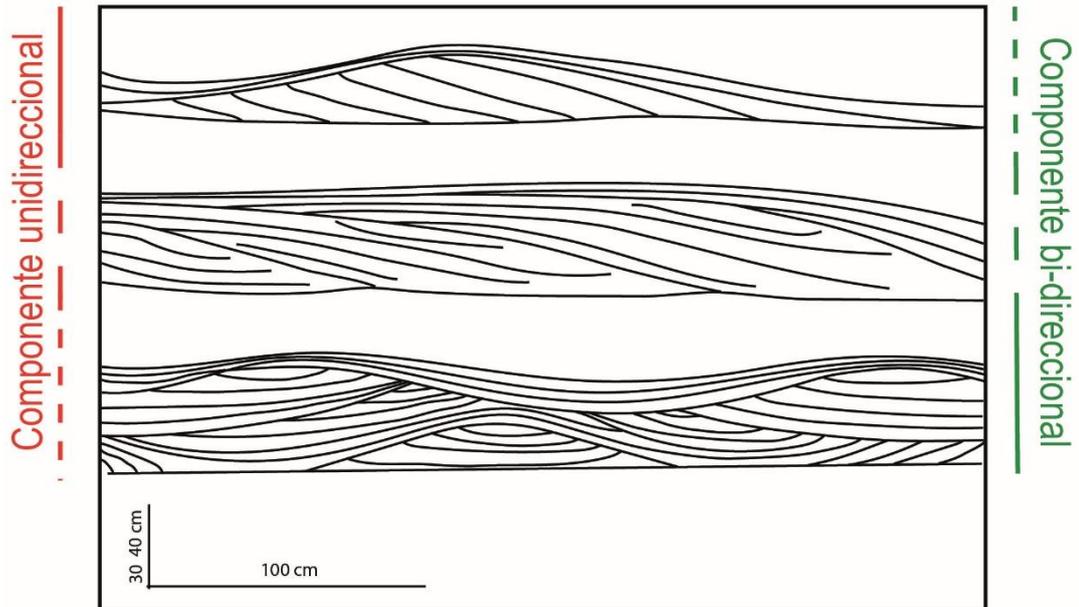


Figura 5.7: Diagrama esquemático donde se observa la transición entre un *hummocky* isótropo (parte inferior del diagrama) y uno anisótropo (parte superior). En el primero de ellos, se puede observar que, si bien la componente unidireccional está presente, la componente bi-direccional es la dominante. Lo contrario ocurre en la estructura de tipo *hummocky* anisótropo, donde la componente bi-direccional está subordinada con respecto a la unidireccional. Como punto intermedio, se podría formar una estructura cruzada de bajo ángulo. Modificado de Mutti *et al.* (1994b).

5.1.4. Areniscas con estratificación cruzada y en artesa (SfX)

5.1.4.1. Descripción

Esta facies está compuesta por arenas finas bien seleccionadas con estratificación cruzada asintótica y en artesa. Las capas individuales tienen un espesor de hasta 20 cm y geometría tabular con bases netas (Fig. 5.8A). Cada una de estas capas individuales, puede sufrir un retrabajo por oleaje al techo de las mismas (Fig. 5.8B). Se pueden encontrar restos carbonosos dispersos a lo largo de las caras de sotavento, en general asociados a niveles pelíticos. Es frecuente observar clastos de arcilla a la base de estas capas arenosas (Fig. 5.8C y D).

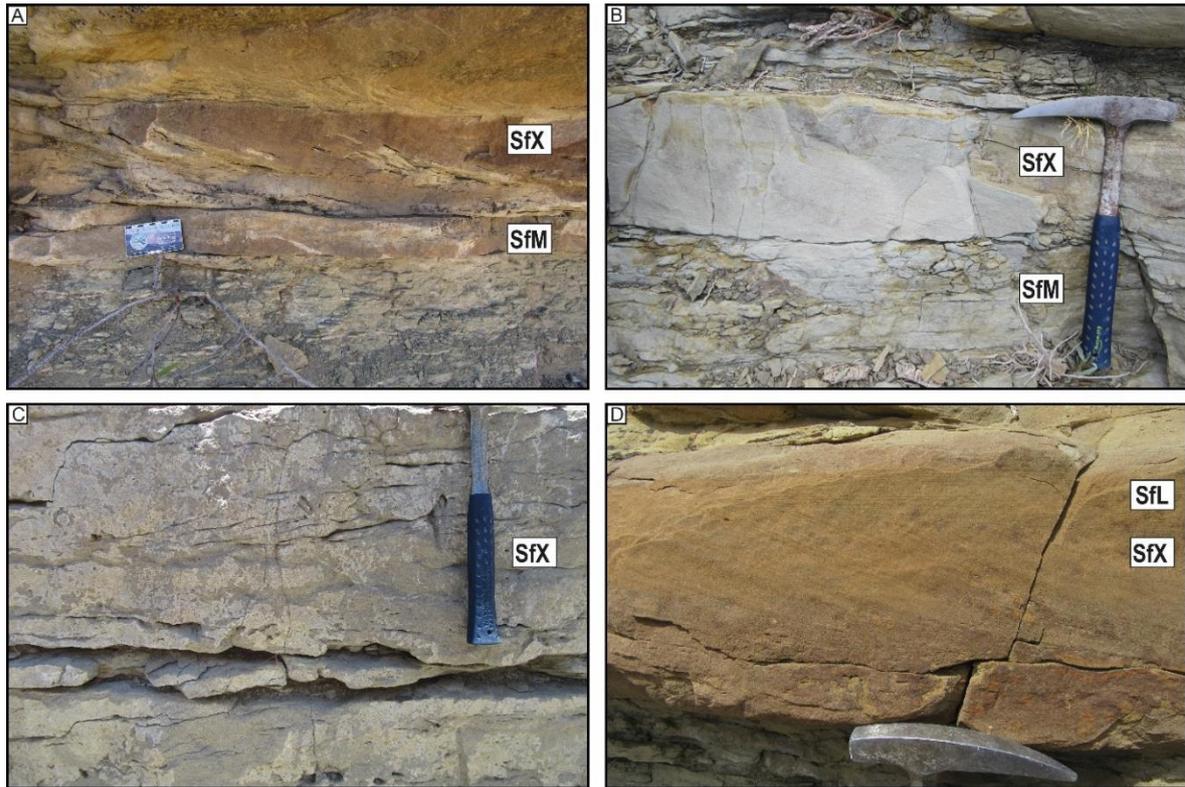


Figura 5.8: Facies de areniscas con estratificación cruzada asintótica y en artesa. **A)** Areniscas finas masivas (SfM) con óndulas al techo, en contacto neto con areniscas con estratificación cruzada asintótica (SfX). Se observan “huecos” en las caras de sotavento de la estructura, correspondiente a clastos de arcilla erosionados. **B)** Pasaje transicional entre areniscas masivas (SfM) y areniscas con estratificación cruzada asintótica (SfX). Hacia el techo del nivel con SfX, puede observarse un retrabajo por óndulas de oleaje. **C y D)** Areniscas con estratificación cruzada asintótica (SfX) y clastos de arcilla a la base. En la figura **D**, se observa un pasaje abrupto a areniscas con laminación paralela (SfL).

5.1.4.2. Interpretación

De acuerdo con Harms *et al.* (1982), el origen de las estructuras cruzadas está relacionado con la migración de dunas de cresta recta (2D) y sinuosas (3D) (Fig. 5.9), que dependiendo del tamaño puede denominarse estratificación o laminación cruzada. Cuando se observa laminación cruzada en la roca, se infiere un corte paralelo a la dirección del flujo. En cambio, la estructura en artesa representa una sección perpendicular a la corriente.

Las caras de avalancha de esta estructura sedimentaria, representarían un evento depositacional en particular. Por esta razón, puede ocurrir que cada uno de los niveles que conforman las caras de avalancha presenten clastos de arcilla a la base, producto de la erosión de material fino y transporte como carga de lecho. El bajo ángulo de las caras de avalancha, que se hacen asintóticas hacia la base, sugiere depositación desde una pluma en suspensión, indicando un origen relacionado a flujos turbulentos sostenidos con carga

de sedimentos en suspensión (Midtgaard 1996). Esta estratificación cruzada de bajo ángulo, sería transicional al *hummocky* anisótropo (Fig. 5.7) (Mutti *et al.* 1994b, Midtgaard 1996).

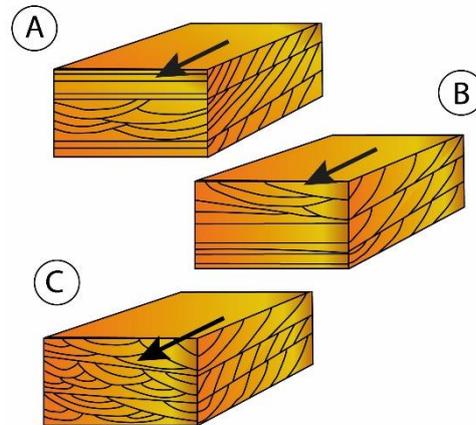


Figura 5.9: Esquema que ejemplifica las estructuras generadas a partir de la migración de dunas. **A)** Formación de laminación cruzada planar producto de la migración de dunas de cresta recta, asociada a un flujo “limpio” y sin carga en suspensión. **B)** En un corte paralelo a la corriente, se observan laminaciones cruzadas asintóticas formadas a partir de la migración de óndulas de crestas sinuosas bajo la influencia de un flujo con carga en suspensión. **C)** En un corte perpendicular al sentido de migración de las óndulas, se observan estructuras en artesas. Modificado de Ponce *et al.* (2015).

5.1.5. Areniscas con óndulas de oleaje (SfW)

5.1.5.1. Descripción

La facies SfW está compuesta de arenas finas a medias con óndulas simétricas asociadas a laminación truncada de ola. Las capas son tabulares o irregulares con espesores de hasta 30 cm (Fig. 5.10A-B). En algunos casos, estas estructuras se observan rellenando niveles canalizados o se intercalan con facies heterolíticas con laminación ondulítica. Como forma de lecho, se observan óndulas rectas a sinuosas simétricas a levemente asimétricas y óndulas de interferencia (Fig. 5.10C). Se pueden encontrar pequeños fragmentos de valvas. En general, la facies SfW se asocia con las facies SfM, SfL y HeW y pueden alojar trazas fósiles de *Arenicolites*, *Gyrochorte*, *Hillichnus*, *Lockeia* y *Skolithos* (Fig. 5.10D).

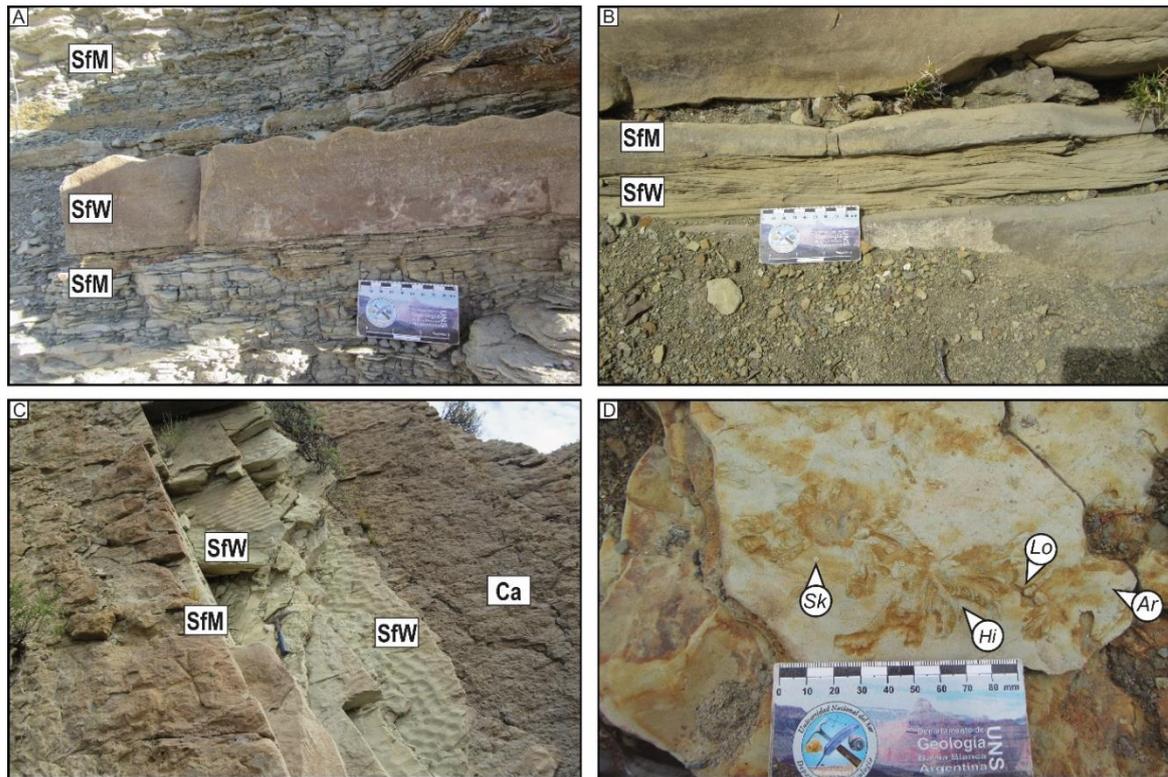


Figura 5.10: Facies de areniscas con laminación truncada de ola. **A y B)** Nivel de areniscas finas con laminación truncada de ola (SfW) de 15 (foto **A**) y 8 cm de espesor (foto **B**) aproximadamente. En ambos casos, se encuentra asociada a areniscas masivas (SfM). **C)** Vista en planta de areniscas con óndulas de interferencia y óndulas rectas a sinuosas simétricas a levemente asimétricas **D)** Vista en planta de areniscas con laminación truncada de ola (SfW), bioturbada por ejemplares de *Arenicolites* (Ar), *Hillichnus* (Hi), *Lockeia* (Lo) y *Skolithos* (Sk).

5.1.5.2. Interpretación

De acuerdo con Campbell (1966), la laminación truncada de ola se genera cuando un remolino de arena en suspensión se forma sobre cada cresta de la óndula, a medida que pasa cada cresta de la ola por el fondo marino. La depositación está relacionada al movimiento bi-direccional de las olas que distribuye la arena a lo largo de la cresta de la óndula y en los senos adyacentes. Cada conjunto de láminas (*set*) puede ser truncado por otro conjunto de láminas de óndulas generado posteriormente, el cual puede estar caracterizado por una mayor, menor o igual longitud de onda. Se interpreta que las óndulas simétricas son el resultado de óndulas puramente oscilatorias (Harms 1969).

Las trazas de *Arenicolites*, *Lockeia* y *Skolithos* corresponden a organismos suspensívoros oportunistas y se hallan asociados a periodos de alta energía y gran carga de sedimentos en suspensión, durante el retrabajo de los sedimentos por parte de las olas (Buatois y Mángano 2011). Por otro lado, *Gyrochorte* e *Hillichnus* se desarrollan por

organismos depositívoros que colonizan el substrato durante periodos de baja a moderada energía y disponibilidad de alimento (Bromley *et al.* 2003, Buatois y Mángano 2011, López Cabrera *et al.* 2019, Wetzel *et al.* 2020).

5.1.6. Areniscas con óndulas escalantes (SfR)

5.1.6.1. Descripción

Esta facies se compone de arenas finas a medias bien seleccionadas con óndulas escalantes. Cada capa tiene un espesor de unos pocos centímetros hasta 30 cm y geometría tabular. Usualmente se encuentran restos carbonosos y micas en las caras de sotavento de las óndulas. La facies SfR aparece asociada a las facies SfM y SfL (Fig. 5.11A-D).

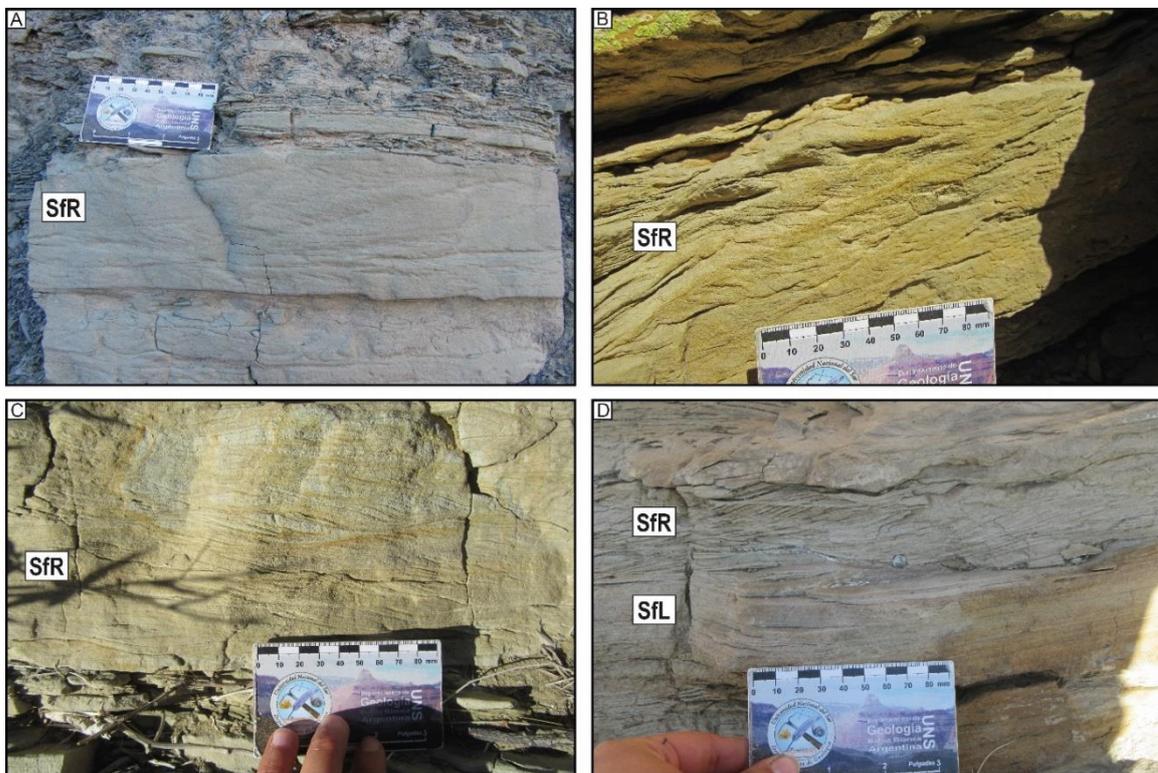


Figura 5.11: Facies de ondulas escalantes, en afloramiento. **A-C)** Niveles de arenas finas bien seleccionadas, con óndulas escalantes. En el caso de las fotos **A** y **B**, se pueden identificar óndulas escalantes del tipo subcríticas (según la clasificación de Jopling y Walker 1968) y en la foto **C** se identifican óndulas escalantes del tipo supercríticas. **D)** Óndulas escalantes (SfR) en estrecha relación con areniscas finas con laminación paralela (SfL).

5.1.6.2. Interpretación

Las óndulas escalantes se generan por procesos de tracción – decantación a partir de flujos turbulentos sostenidos con alta tasa de sedimentación (Jopling y Walker 1968, Mulder

y Alexander 2001, Sumner *et al.* 2008) y una velocidad promedio del flujo de entre 15 – 25 cm/s (Ashley *et al.* 1982). Las facies de areniscas con laminación paralela y con óndulas escalantes, en general gradan lateral y verticalmente entre ellas (Sanders 1965, Zavala *et al.* 2006) indicando un origen común relacionado a procesos de tracción – decantación (Fig. 5.12). La transición desde areniscas laminadas hacia areniscas con óndulas escalantes sugiere un descenso en la velocidad del flujo (Sanders 1965) con un importante aumento en la tasa de decantación, a medida que el flujo pierde capacidad (Fig. 5.12). Por lo tanto, cambios cíclicos entre facies de areniscas con laminación paralela y aquellas con óndulas escalantes indicarían fluctuaciones en la velocidad del flujo turbulento sobrepasante (Zavala *et al.* 2006).

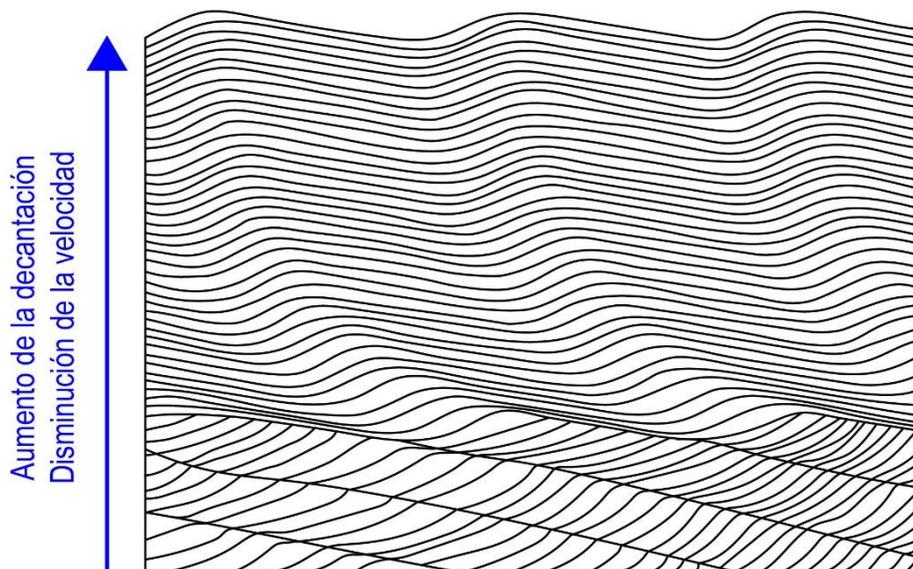


Figura 5.12: Diagrama esquemático mostrando la transformación de las ondulaciones a medida que aumenta la decantación y disminuye la velocidad del flujo. Modificado de Harms *et al.* (1982).

5.1.7. Facies heterolíticas (HeF – HeW – HeL)

En este apartado se incluyen los depósitos compuestos por diferentes proporciones de arena y limo – arcilla: facies HeF, HeW y HeL. Generalmente conforman ciclos grano-estrato crecientes desde heterolitas con laminación lenticular a heterolitas con laminación flaser, que luego gradan a facies arenosas.

5.1.7.1. Descripción

La facies HeF (heterolitas con laminación flaser) está compuesta por arenas finas a medias bien seleccionadas, con estructura masiva o laminación difusa, las que intercalan con delgados niveles (continuos o discontinuos) de pelitas negras masivas (Fig. 5.13A).

Cabe destacar que las arenas conforman el 80-90% de la facies. En general, esta facies grada a areniscas masivas o laminadas, o puede intercalar con niveles de areniscas con estructura tipo *hummocky* (Fig. 5.13B).

La facies HeW (heterolita con laminación ondulítica) está compuesta por pelitas negras masivas o laminadas intercaladas con areniscas masivas a levemente laminadas, bien seleccionadas. Cada una de las litologías representa aproximadamente el 50% de la facies (Fig. 5.13C-D). Los niveles de areniscas tienen geometría tabular y un espesor variable entre 2 – 10 cm. En algunos casos, estas capas muestran relaciones de base erosiva sobre intervalos pelíticos. También se observan estructuras como laminación paralela, óndulas simétricas de cresta recta a sinuosa y óndulas de interferencia (como forma de lecho), estructuras de tipo HCS isótropo y laminación truncada de ola. Pueden encontrarse restos carbonosos de forma dispersa o tapizando láminas de pelitas o areniscas, en conjunto con micas. En estas capas, es común la presencia de valvas desarticuladas y fragmentadas y pequeños gasterópodos. Los niveles arenosos contienen trazas fósiles de *Arenicolites*, *Gyrochorte* y *Skolithos* (Fig. 5.13E).

La última facies heterolítica definida es la facies HeL (heterolita con laminación lenticular), la cual está compuesta por pelitas negras masivas o laminadas intercaladas con delgados niveles (de 3 a 10 cm) de areniscas masivas bien seleccionadas (Fig. 5.13F). Las arenas representan menos del 15% de la facies y es muy común encontrar en ellas óndulas simétricas con laminación truncada de ola. En algunos casos, pueden encontrarse niveles de areniscas más espesos, erosionando los intervalos pelíticos. Pueden encontrarse restos carbonosos y micas tapizando superficies de depositación, dentro de las areniscas. Tanto en las pelitas como en las areniscas, se observan pequeños bivalvos (articulados, desarticulados y fragmentados) y pequeños gasterópodos (hasta de 5 mm).

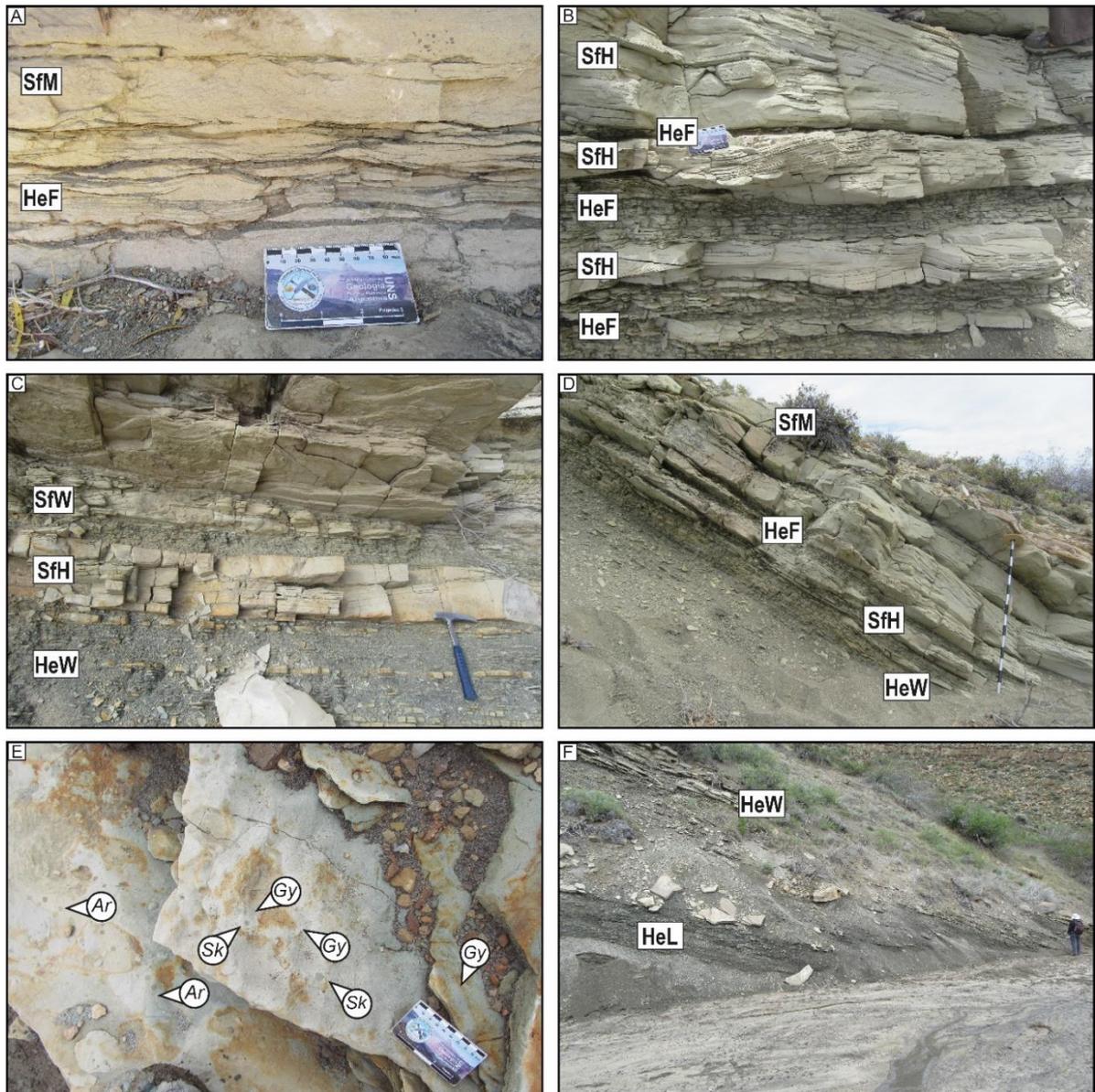


Figura 5.13: Facies heterolíticas. **A)** Nivel de heterolitas tipo flaser (HeF) intercalado en una secuencia de areniscas finas masivas (SfM). En este caso, puede observarse que los niveles de pelitas son continuos y poseedores de micas y restos carbonosos. **B)** Vista en sección de intercalaciones de niveles heterolíticos con areniscas finas con *hummocky* (SfH). Hacia el techo, culmina la secuencia con areniscas masivas. **C)** Secuencia grano creciente desde heterolitas con laminación ondúlítica (HeW) a areniscas finas con *hummocky* (SfH) y laminación truncada de ola (SfW). **D)** Intervalo grano-estrato creciente mostrando contactos transicionales entre facies heterolíticas (HeW) hasta facies arenosas (SfH y SfM) con la intercalación de niveles finos en medio de la secuencia, conformando depósitos de heterolitas con laminación flaser. **E)** Vista en planta de facies heterolitas bioturbadas por trazas fósiles asignadas a *Arenicolites* (Ar), *Gyrochorte* (Gy) y *Skolithos* (Sk). **F)** Gradación transicional entre facies de heterolitas con laminación lenticular (HeF) a heterolitas con laminación ondulosa (HeW).

5.1.7.2. Interpretación

Reineck y Wunderlich (1968) definen los depósitos heterolíticos como una alternancia centimétrica entre areniscas finas (con diferentes estructuras sedimentarias) y pelitas (masivas o laminadas). Estas facies podrían formarse a partir de la alternancia de procesos de decantación y tracción – decantación desde flujos de velocidad fluctuante de larga duración, donde los intervalos acelerantes permitirían el transporte de arenas por carga en suspensión (suspensión que puede ser favorecida por el oleaje) y los intervalos desacelerantes establecerían condiciones de baja energía y permitirían la depositación de limos y arcillas por decantación (Bhattacharya y MacEachern 2009, Ponce *et al.* 2015). Los delgados niveles pelíticos asociados con areniscas masivas o laminadas, podrían relacionarse a la decantación normal de material fino (arcilla, restos de plantas y micas) desde nubes en suspensión desarrolladas sobre la superficie de depositación, vinculadas a flujos hiperpícnicos (Zavala *et al.* 2008). Estas plumas de *lofting* se desarrollan por la inversión de densidad en flujos hiperpícnicos en ambientes marinos debido a que el fluido intersticial (agua dulce), introducido por la descarga fluvial, es menos denso que el agua de la cuenca receptora (medio marino). En general, estos niveles se encuentran en contacto transicional (y alternando) con facies de arenas masivas y laminadas (Zavala *et al.* 2011).

Las trazas de *Arenicolites* y *Skolithos* reconocidas en las facies HeW, son desarrolladas por organismos suspensívoros y ocurren en periodos de moderada energía y presencia de nutrientes en suspensión, inmediatamente después del pasaje de tormentas o descargas de densidad (Buatois y Mángano 2011). Debido a que *Gyrochorte* se encuentra en una icnofacies con baja diversidad y abundancia de trazas fósiles es posible inferir que el organismo generador de esta traza habría desarrollado una estrategia oportunista post-evento (Wetzel *et al.* 2020).

5.1.8. Facies fangosas (FM, FL y FLc)

5.1.8.1. Descripción

La facies FM está compuesta por limos arcillosos y limos arenosos masivos de color negro a grisáceo. En general esta facies se deposita con bases netas sobre facies arenosas o calcáreas y gradan transicionalmente a facies heterolíticas (de tipo lenticular u ondulosa) o arenosas (masivas o laminadas) (Fig. 5.14A). Pueden contener restos carbonosos dispersos, valvas fragmentadas y gasterópodos (Fig. 5.14B).

La facies FL también está conformada por limolitas arcillosas y limolitas arenosas de color negro a grisáceo con laminación paralela, que pueden contener pequeñas valvas desarticuladas entre sus láminas. También se puede encontrar restos carbonosos entre las láminas. En general, están en contacto neto sobre depósitos arenosos y gradan transicionalmente a heterolitas o areniscas masivas/laminadas, conformando ciclos grano – estrato crecientes (Fig. 5.14A-C-D).

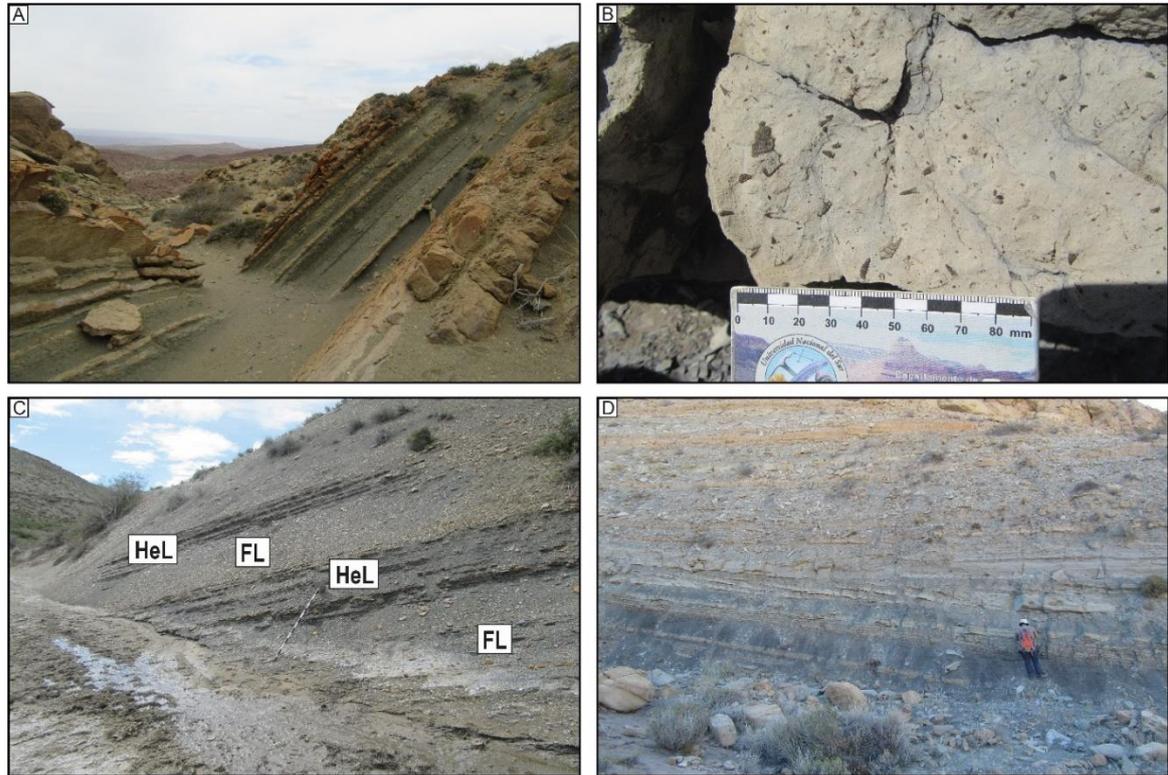


Figura 5.14: Facies de pelitas. **A)** Foto de afloramiento donde se observan claramente cuatro ciclos grano crecientes desde pelitas hasta areniscas finas. Hacia arriba de la secuencia, se observa un nivel calcáreo con el que culmina la secuencia. **B)** Vista en planta de niveles de arcillitas masivas con gasterópodos. **C)** Gradación transicional entre limo-arcilla laminada y heterolitas lenticulares. **D)** Sucesivos paquetes grano-estrato crecientes desde limolitas laminadas de color negro hasta niveles de arenisca fina de 10-15 cm de espesor. Hacia el techo, se observan que las capas arenosas se hacen más espesas (llegando hasta los 30 cm de espesor) y se puede observar cómo se acuñan las mismas.

Se analizaron 8 muestras palinológicas asociadas a estas facies, extraídas de la sección de Bajada del Agrio. Las mismas fueron estudiadas por la Dra. Veronica Guler y las licenciadas Paula Martz y Melisa Paolillo, pertenecientes a la Universidad Nacional del Sur y miembros del Ingeosur. En la muestra se pudieron reconocer 2 palinofacies. La palinofacies A está conformada por las muestras 17-41, 17-31 y 17-24 y exhibe un predominio de componentes terrestres, principalmente fitoclastos en proporciones mayores al 80%, materia orgánica amorfa (MOA) de origen marino menor al 2,8% y palinomorfos

que alcanzan el 11,6% (Fig. 5.15 y 5.16A-B). La relación de palinomorfos terrestres (polen y esporas) a marinos (quistes de dinoflagelados) (T/M) varía entre 2,5% - 13%. La palinofacies B involucra a las muestras 17-25, 17-26, 17-28, 17-46 y 17-49 y muestra proporciones de fitoclastos entre 57% - 78%, MOA menor al 3,2% y palinomorfos entre 21% - 43% (Fig. 5.15). A su vez, esta última palinofacies puede ser subdividida en 2 sub-palinofacies: la B1 contiene quistes de dinoflagelados entre 9% - 13% y T/M entre 1% - 3% (Fig. 5.16C), y la B2 tiene mayores proporciones de quistes de dinoflagelados (22% - 26%) y T/M menor al 0,5% (Fig. 5.15, Fig. 5.16D-E).

CAPITULO V: Facies sedimentarias y asociaciones de facies

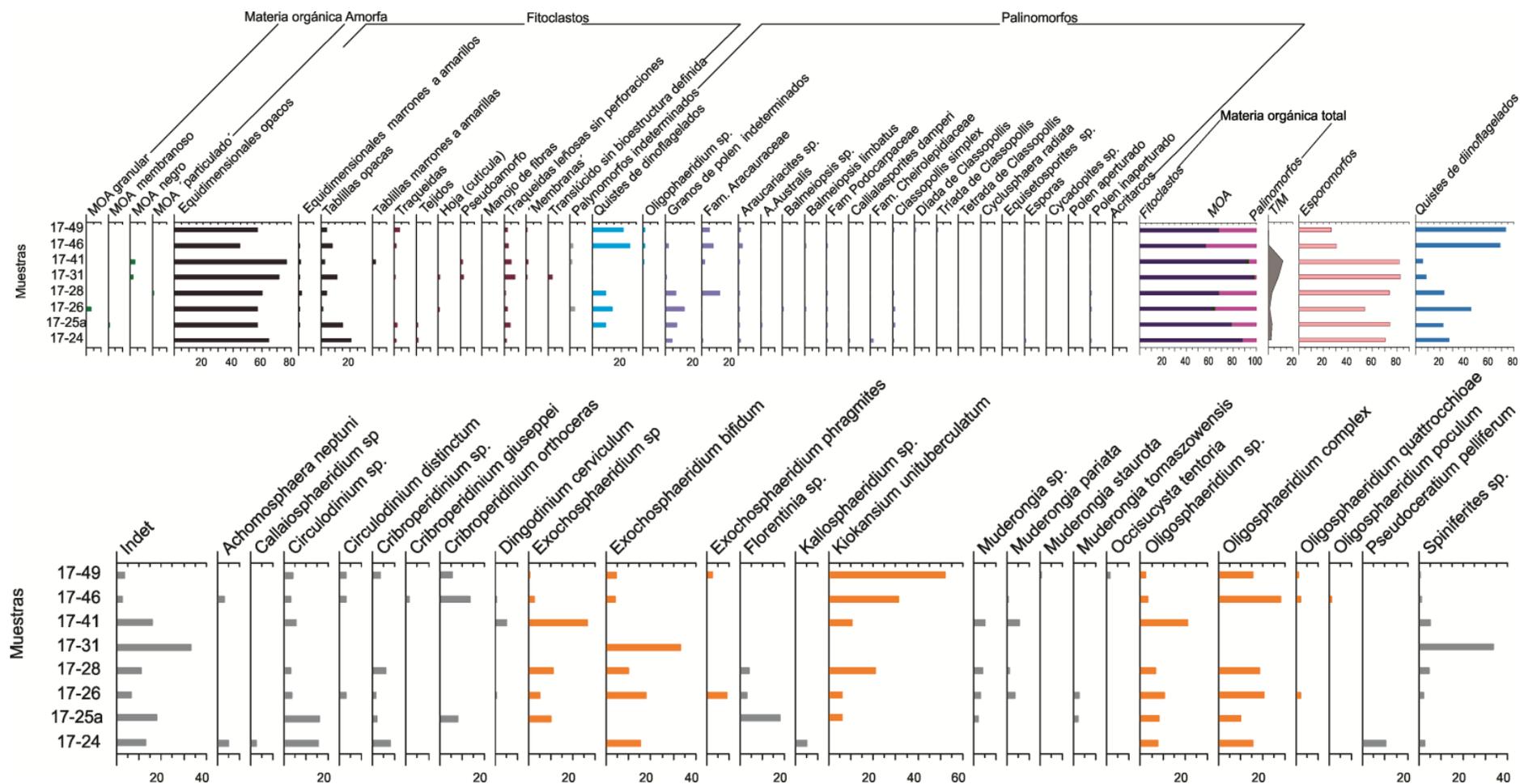


Figura 5.15: Detalle de las muestras palinológicas estudiadas. En la imagen superior se especifican las especies de fitoclastos, y palinomorfos, y en la inferior se detallan las especies de quistes de dinoflagelados encontrados.

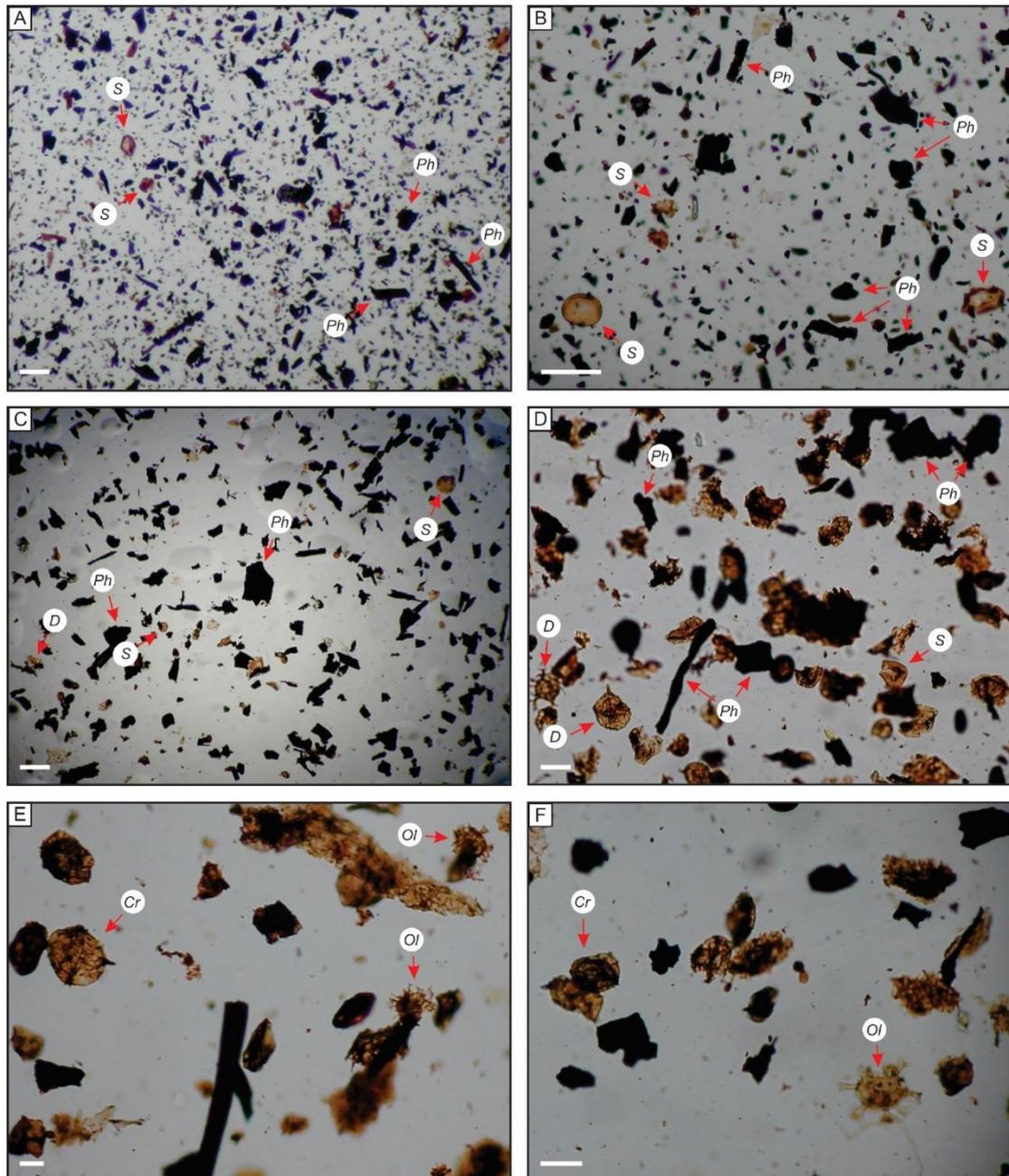


Figura 5.14: Materia orgánica palinológica del Miembro Agua de la Mula, muestreada en la columna Bajada del Agio. Escala: 50 micrones. *Ph*: Fitoclastos; *S*: Esporomorfos; *D*: Quistes de dinoflagelados; *Ol*: *Oligosphaeridium*; *Cr*: *Cribroperidinium*. **A)** Palinofacies A, altamente dominada por fitoclastos derivados del continente. Los palinomorfos y la materia orgánica amorfa están subordinada. La asociación de palinomorfos está compuesta, en su mayoría, por componentes derivados del continente (esporomorfos). **B)** Muestra de palinofacies A donde puede observarse el dominio de fitoclastos. **C)** Sub-palinofacies B1. En su mayoría, está compuesta por fitoclastos y palinomorfos. Los esporomorfos (granos de polen y esporas) dominan la asociación de palinomorfos, siendo baja la proporción de dinoflagelados (menor al 13%). **D)** Sub-palinofacies B2, compuesta en gran parte por fitoclastos y palinomorfos. Los esporomorfos dominan la asociación de palinomorfos y los quistes de dinoflagelados pueden alcanzar un 26%. **E y F)** Componentes como *Oligosphaeridium* y *Cribroperidinium* son comunes en la asociación de quistes de dinoflagelados definida para la sub-palinofacies B2. Tomada de Irastorza *et al.* (2021).

5.1.8.2. Interpretación

La depositación de limo y arcilla en ambientes marinos ha sido históricamente asociada a la decantación de materiales de grano fino en suspensión, en aguas calmas de zona de *offshore* (Pettijohn 1975, Bhattacharya y Walker 1992, Nichols 1999, Potter *et al.* 2005). Sin embargo, estudios recientes han demostrado que los sedimentos finos pueden ser depositados por flujos densos fangosos bajo mayores condiciones energéticas (Schieber y Yawar 2009). Estos flujos pueden transportar partículas de limo y arcilla por largas distancias como carga de lecho y carga en suspensión (Otharán 2020, Otharán *et al.* 2020). El transporte y depositación de fangos floculados en corrientes, ocurre con velocidades de flujo que solo puede transportar y acumular arenas (Schieber *et al.* 2007). De hecho, algunas plataformas fangosas modernas son reconocidas por haber sido acumuladas en sub-ambientes de prodeltas relacionados a plumas hiperpícnicas fangosas generadas en áreas costeras durante la crecida de los ríos (Bhattacharya y MacEachern 2009).

En sus experimentos, Schieber *et al.* (2007) han demostrado que algunas capas de arcilla forman láminas inclinadas corriente abajo (óndulas de bajo ángulo). Posterior a la compactación del depósito sedimentario, estas óndulas de bajo ángulo, en general, se asemejan a pelitas con laminación paralela. Por lo tanto, la facies FL podría tener un origen relacionado a la migración de óndulas (Schieber *et al.* 2007, Schieber y Southard 2009, Schieber y Yawar 2009). Con respecto a la facies FM, la distinción entre pelitas masivas acumuladas en ambientes de prodelta o de plataforma, puede ser muy difícil (Zavala y Pan 2018).

Las especies de quistes de dinoflagelados que han sido identificadas (Fig. 5.15), son aquellas esperables de encontrar para el Hauteriviano tardío en la Cuenca Neuquina, habiendo sido reconocidas previamente en otras secciones del Miembro Agua de la Mula (Guler *et al.* 2016, Paolillo *et al.* 2018, Omarini *et al.* 2020). La alta proporción de fitoclastos y esporomorfos indican un importante aporte terrestre, mientras que la presencia de quistes de dinoflagelados (entre 0,2% - 26%) denota el origen marino de los sedimentos.

5.1.9. Facies calcáreas (Ca)

5.1.9.1. Descripción

Dentro de esta facies, se incluyen las calizas bioclásticas y oolíticas. Estas rocas calcáreas son comúnmente encontradas en la parte superior de las sucesiones progradacionales clásticas (Fig. 5.17A-C), aunque también pueden observarse alternando con espesos intervalos pelíticos y entre niveles arenosos. Pueden presentar una coloración

anaranjada por fuera y grisácea por dentro. Se apoyan en contacto neto sobre depósitos pelíticos o arenosos y presentan geometría tabular. Su espesor puede variar desde unos pocos centímetros hasta los 2 m aproximadamente. Estos cuerpos tabulares pueden seguirse lateralmente por varios kilómetros e incluso reconocerse a simple vista en imagen satelital.

Estas rocas fueron clasificadas en base a Dunham (1962), ya que la misma tiene como ventaja su fácil utilización en el campo. Se distinguen calizas tipo wackestone (roca calcárea fango-soportada), packstone y grainstone (estas últimas son rocas calcáreas bioclásticas grano-soportada). Pueden presentar tanto valvas articuladas, como desarticuladas y fragmentadas (Fig. 5.17D-E). El tamaño de las valvas es variable, pudiéndose encontrar fragmentos cercanos a 1-2 cm y valvas articuladas de hasta 15 cm. Además, se observan gasterópodos (de hasta 0,5 cm) y amonoideos (Fig. 5.17F). En algunos casos se observan serpúlidos y corales asociados a estas rocas (Fig. 5.17G). Las oolitas pueden ser elementos formadores de estas rocas calcáreas, observable con lupa de mano y constituyendo calizas oolíticas.

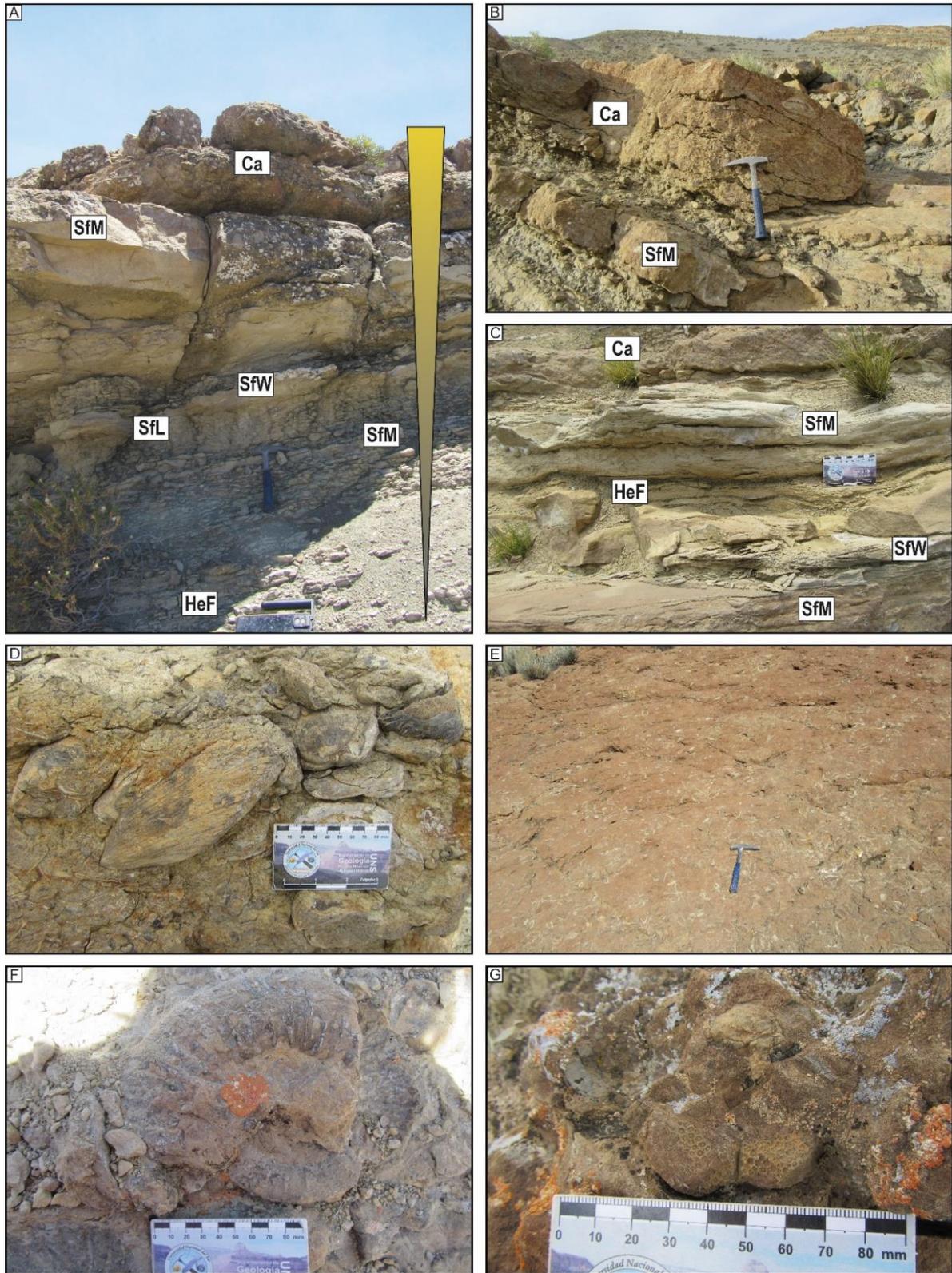


Figura 5.17: Facies calcáreas. **A)** Sucesión grano-estrato creciente en donde se observan los contactos transicionales entre facies de heterolitas con laminación flaser (HeF), areniscas masivas (SfM), areniscas laminadas (SfL), areniscas con laminación truncada de ola (SfW) y calizas (Ca) al tope de la secuencia. **B)** Caliza tipo grainstone (Ca), en contacto neto sobre areniscas masivas, al techo de un intervalo progradante. **C)** Gradación transicional entre arenas masivas (SfM), con laminación truncada de ola (SfW) y heterolitas con laminación flaser (HeF), que nuevamente culmina con un nivel tabular de calizas al techo. **D y E)** Nivel calcáreo con alta concentración de valvas. En la foto **D** se observan valvas articuladas (en su mayoría), mientras que en la foto **E** hay más presencia de valvas desarticuladas. **F)** Presencia de amonoideo en roca calcárea. **G)** Corales escleractínidos observados en las columnas relevadas en las localidades de Bajada del Agrio y Pichi Mula.

En corte delgado, se observaron con más detalle los constituyentes de estas rocas carbonáticas. En algunos casos, se encuentran conformadas exclusivamente por oolitas que pueden albergar granos de cuarzo como núcleo de su estructura (Fig. 5.18A). En otros casos, las muestras exhiben un carácter más heterogéneo, alojando partículas bioclásticas como valvas y oolitas, y granos minerales como cuarzo, feldespato y muscovita (Fig. 5.18B). Los gasterópodos son un componente regular en estas rocas, formando parte de las mismas juntos con bivalvos y oolitas (Fig. 5.18C-D). Como se observan en las microfotografías de los cortes delgados, algunas rocas calcáreas tienen una heterogeneidad importante, alojando no solo elementos bioclásticos o partículas producto de la precipitación de calcita, sino también granos minerales relacionado a rocas clásticas.

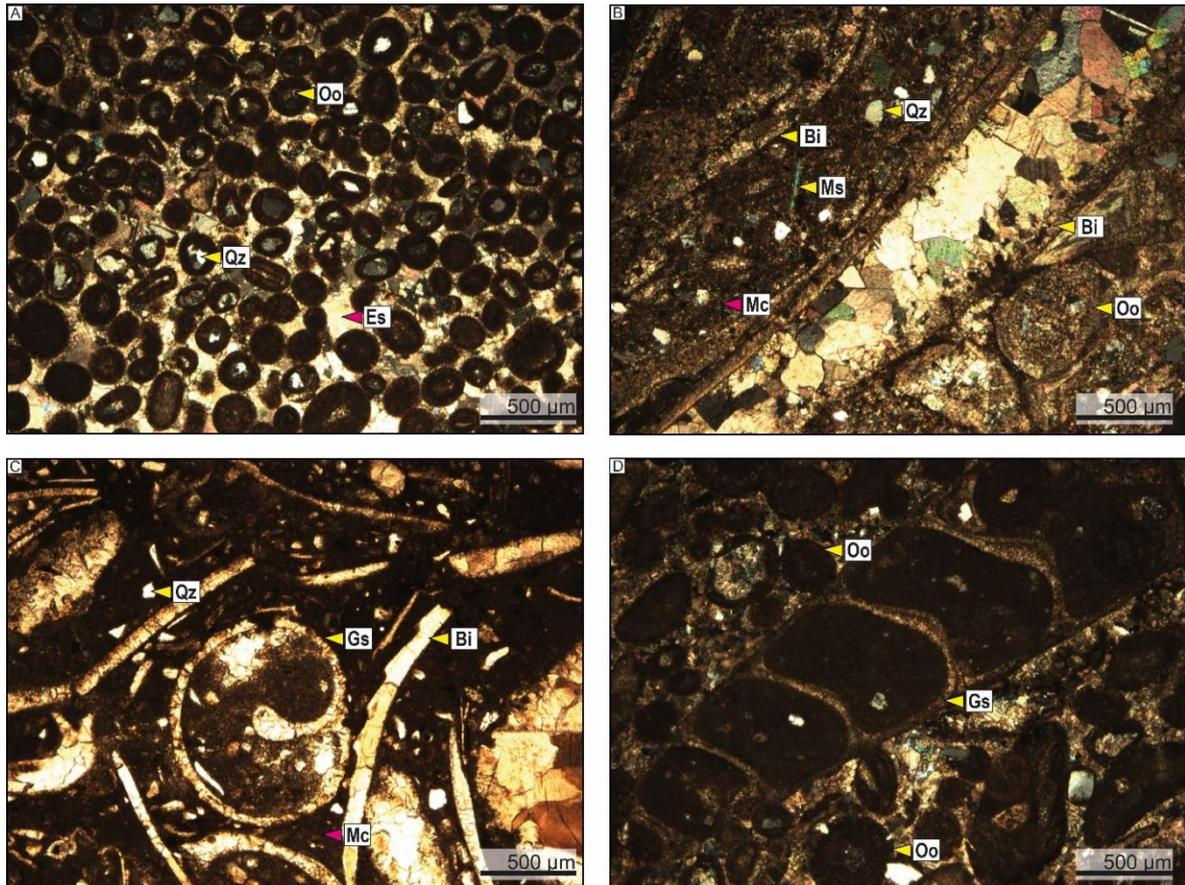


Figura 5.18: Cortes delgados correspondientes a las facies calcáreas. **A)** Microfotografía (luz polarizada) de una roca calcárea (muestra LL-18) compuesta exclusivamente por oolitas (Oo), las cuales pueden tener como núcleos granos detríticos (como cuarzo, Qz). Además, se observa esparita (Es) como cemento. **B)** Microfotografía (luz polarizada) de la muestra LL-13 donde se observa la presencia conjunta de valvas de bivalvos desarticuladas y, en algunos casos, fragmentadas (Bi) y oolitas (Oo), con micrita (Mc) como matriz. Las valvas presentan recristalización de calcita y las oolitas tienen núcleos de cuarzo con extinción ondulosa. Además, se observa un bajo porcentaje de granos detríticos (muscovita (Ms) y cuarzo (Qz)). **C)** Microfotografía (luz transmitida) de la muestra LL-13 donde se observa la presencia de gasterópodos (Gs) en la roca. **D)** Microfotografía (luz polarizada) de la muestra LL-11, en la que se puede observar la presencia de oolitas (Oo) y gasterópodos (Gs) con sus paredes recristalizadas por calcita. También se observan algunos granos detríticos y microesparita.

5.1.9.2. Interpretación

Las clasificaciones más utilizadas para carbonatos son aquellas basadas en el concepto de madurez textural, ya que se cree que se relaciona con el nivel de energía presente al momento de la depositación de las calizas (Tucker y Wright 1990). La clasificación más simple y utilizada es la de Dunham (1962). Sin embargo, la gran variedad de sedimentos mixtos que existe entre las rocas siliciclásticas y carbonáticas ha sido ignorada por mucho tiempo (Mount 1985). Algunos autores como Folk (1962, 1974), Pettijohn (1975) y Zuffa (1980), han descrito sedimentos mixtos (siliciclásticos y

carbonáticos), aunque sus clasificaciones son de difícil aplicación para la descripción sistemática de toda la gama de rocas existentes entre ambos extremos. Mount (1985) propuso una clasificación descriptiva para estas rocas mixtas basada en una serie de preguntas sobre la composición y textura de las muestras.

Existen muchos factores que condicionan la formación de niveles carbonáticos, pero dos de ellos son de suma importancia: la geotectónica y el clima (Tucker y Wright 1992). Estas variables pueden controlar el aporte clástico a la cuenca, inhibiendo la producción de carbonato biogénico (Nichols 2009) a partir de la reducción de la salinidad del agua (por exceso de aporte de agua dulce a la cuenca) y perturbación de condiciones de aguas calmas. El clima puede variar los modelos de circulación de agua, la temperatura, salinidad, suministro de nutrientes, turbulencia y actividad de oleaje (Tucker y Wright 1992). En esta tesis, se vincula el desarrollo de facies calcáreas a un bajo o nulo aporte clástico desde el continente asociado a condiciones climáticas prosperas para el desarrollo y asentamiento de organismos.

5.2. Asociación de facies

5.2.1. Asociación de facies de prodelta/offshore (FM, FL, Ca, SfM)

Esta asociación de facies está compuesta principalmente por facies de fangolitas masivas y laminadas (facies FM y FL). Estas facies se disponen con una geometría tabular y se desarrollan sobre bases netas con un espesor de hasta 263 metros. Los depósitos de fangolitas están intercalados con facies calcáreas (facies Ca) de hasta 2,5 metros de espesor y niveles de areniscas masivas (facies SfM) de hasta 30 centímetros de espesor con concreciones calcáreas y restos de valvas. En algunos casos, las facies de fangolitas están poco expuestas. En estas facies se reconoce una bioturbación indiferenciada.

La asociación de facies de prodelta/offshore corresponde a sedimentos depositados por debajo de la base del oleaje de buen tiempo, justo donde, en general, dominan las condiciones de aguas tranquilas. Los niveles arenosos delgados podrían representar eventos de tormenta pequeños y aislados, o depósitos relacionados con flujos turbulentos débiles. Esta asociación se reconoce principalmente a la base de las seis columnas relevadas y presenta un mayor espesor en la localidad Jara. En general, se dispone a la base de sucesiones que gradan transicionalmente desde facies fangosas hasta facies arenosas (Fig. 5.19).

5.2.2. Asociación de facies de frente deltaico distal (FM, FL, Ca, HeL, HeW, SfM)

En general, la asociación de facies de frente deltaico distal (FDD) comienza con facies pelíticas (FM y FL). Los restos carbonosos y las valvas fragmentadas son comunes entre las láminas de las limolitas, que a menudo intercalan con facies calcáreas (facies Ca). Las facies heterolíticas (facies HeL, HeW y HeF) también forman parte de esta asociación, gradando transicionalmente desde las facies de fangolitas y pudiendo alcanzar espesores de hasta 55 metros. La asociación de facies FDD en sí, conforma sucesiones grano-estrato creciente de carácter progradante (Fig. 5.19). La FDD se dispone espacialmente sobre la asociación de facies de prodelta/*offshore* de forma gradual y transicional. En esta asociación se pueden distinguir algunos lóbulos de prodelta formados por areniscas masivas, en contacto erosivo sobre facies pelíticas con espesores que van desde unos pocos centímetros hasta 2 m aproximadamente. La asociación de facies FDD se sitúa en la parte distal de un sistema deltaico litoral de bajo gradiente. La presencia de restos carbonosos indicaría conexión con una descarga fluvial activa.

5.2.3. Asociación de facies de frente deltaico proximal (SfM, SfL, SfW, SfR, SfH, SfX, HeF)

La asociación de facies de frente deltaico proximal (FDP) está conformada casi enteramente por facies arenosas. Es frecuente observar una estrecha relación entre facies arenosas con óndulas escalantes, laminación paralela y estructura masiva (facies SfR, SfL y SfM). La facies de areniscas con estratificación cruzada asintótica (facies SfX) se puede observar vinculada a facies de areniscas con laminación paralela (facies SfL). Las estructuras tipo *hummockys* de la facies SfH, muchas veces se relacionan con las facies de areniscas con laminación truncada de ola, e incluso se observan estructuras tipo *hummockys* que hacia el techo son afectadas y retrabajadas por estructuras de olas. Las facies de heterolitas con laminación flaser (HeF) se pueden encontrar a la base de los depósitos arenosos o incluso intercalar con ellos. Esta asociación representa la sección arenosa principal de un sistema deltaico de bajo gradiente, con estructuras sedimentarias que indicarían procesos de tracción – decantación en canales, vinculados a flujos de densidad turbulentos cargados de sedimentos no confinados. La abundante presencia de restos carbonosos indicaría un aporte directo de una descarga fluvial activa. Las tres asociaciones aquí analizadas conforman en conjunto sucesiones que gradan transicionalmente desde limolitas-arcilitas a depósitos arenosos, constituyendo sucesiones somerizantes y progradantes. Las facies arenosas también pueden encontrarse en contacto neto sobre facies de fangolitas de la asociación de facies de frente deltaico distal,

formando cuerpos tabulares de hasta 6 m de espesor. La baja a moderada abundancia y diversidad de trazas fósiles indican ambientes estresados relacionados con la influencia de aguas salobres, alta turbidez y alta tasa de sedimentación (Buatois y Mángano 2011). La presencia de trazas fósiles desarrolladas por organismos depositívoros (*Gyrochorte*, *Hillichnus* y *Sinusichnus*) en areniscas marinas depositadas bajo una energía de alta a moderada, indica condiciones de alta turbidez en la columna de agua, situación que inhibe la aparición de organismos suspensívoros (MacEachern *et al.* 2005). La presencia de trazas fósiles relacionada a estos últimos organismos (*Arenicolites*, *Lockeia* y *Skolithos*) asociadas a la parte superior de lechos de areniscas, evidencia la ocurrencia de organismos oportunistas que colonizaron el sustrato entre períodos de construcción de barras (Buatois y Mángano 2011). Por otro lado, la presencia de *Ophiomorpha* es característica en sustratos blandos con baja estabilidad (Pollard *et al.* 1993). Además, el hecho de que desarrolle una pared construccional indicaría amplias ventanas de colonización del sustrato (Pollard *et al.* 1993). La ocurrencia de trazas de escape puede estar relacionada con las altas tasas de agradación producidas por un flujo hiperpícnico (Buatois y Mángano 2011).

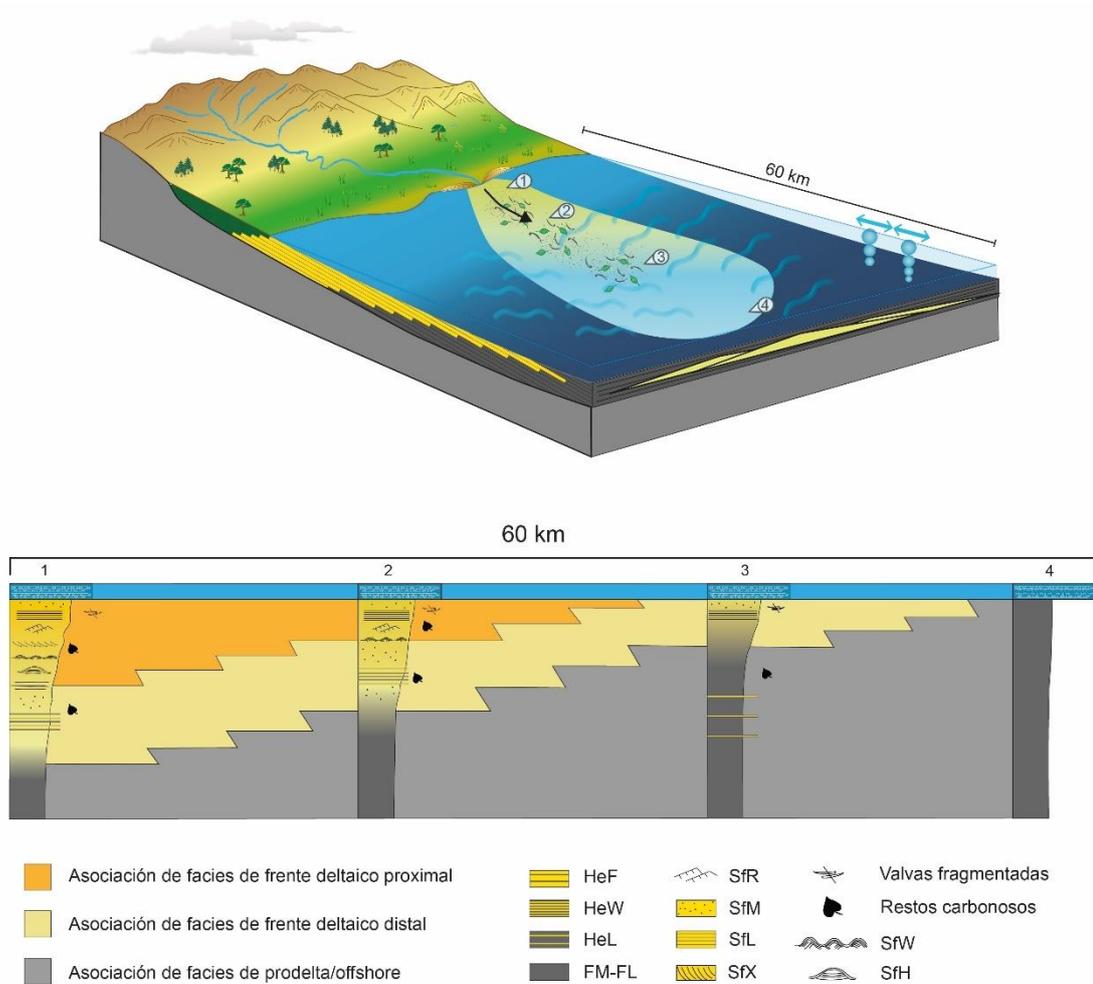


Figura 5.19: Representación esquemática del arreglo grano-estrato creciente resultante de la conjunción de las asociaciones de facies de prodelta/offshore, frente deltaico distal y frente deltaico proximal. Este arreglo, le confiere a la sucesión un carácter progradante. En la figura puede observarse la posición de los perfiles esquemáticos 1, 2, 3 y 4 dentro de la cuenca y las facies que se esperan encontrar según sea su localización con respecto a la descarga fluvial.

CAPITULO VI

Correlación y discusiones

6.1. Correlación

6.1.1. Correlación local

Se confeccionaron cuatro columnas estratigráficas de los últimos 170 m (aproximadamente) del Miembro Agua de la Mula, ubicadas en el flanco este del Anticlinal Pichi Mula (Fig. 6.1). Esto permitió realizar una correlación local a detalle (Fig. 6.2) en sentido N-S, con una separación entre las columnas de ~1300 m. En ella se pueden distinguir al menos tres órdenes de ciclicidad. En primer lugar, se observan dos secuencias (I y II) de quinto orden de carácter progradante. En los cuatro paneles relevados, puede distinguirse que la primer secuencia (secuencia I) termina en calizas bioclásticas de variado espesor (desde escasos centímetros hasta 2 m aproximadamente en el Panel II). Esta secuencia, a su vez está conformada por cuatro secuencias deposicionales elementales (1.1-1.4) de carácter progradante. Cada una de ellas, está constituida por microsecuencias con arreglos grano-estrato crecientes que gradan desde pelitas a areniscas finas, y pueden presentar niveles tabulares de areniscas finas con numerosas estructuras sedimentarias (estructura masiva, laminación paralela, óndulas escalantes, HCS, laminación cruzada asintótica, laminación truncada de ola y heterolitas con laminación tipo flaser), asociados a facies de frente deltaico proximal. Cabe mencionar que la secuencia 1.1 se marca en línea punteada entre el panel I y II, ya que el primero de ellos cuenta con un espesor reducido y el límite de secuencia entre ambos paneles es interpretado. La secuencia II también se caracteriza por un carácter progradante, pero en ella se distinguen tres secuencias deposicionales elementales (2.1-2.3). Dentro de ellas, también se observan varias microsecuencias somerizantes con arreglos grano-estrato crecientes. Como se verá más adelante en la correlación regional, puede observarse que la asociación de facies de prodelta/*offshore* se encuentra escasamente representada hacia la parte superior del Miembro Agua de la Mula. Solo se reconoce en algunos paneles, sin continuidad lateral dentro de la correlación. La asociación de facies de frente deltaico distal se encuentra bien representada, alternando con la asociación de facies de frente deltaico proximal. En general, se reconoce una continuidad lateral de estas dos asociaciones de facies, aunque puede ocurrir que los depósitos vinculados a estas asociaciones se “acuñen” hacia los laterales. Esto podría representar una variación lateral de las descargas fluviales.

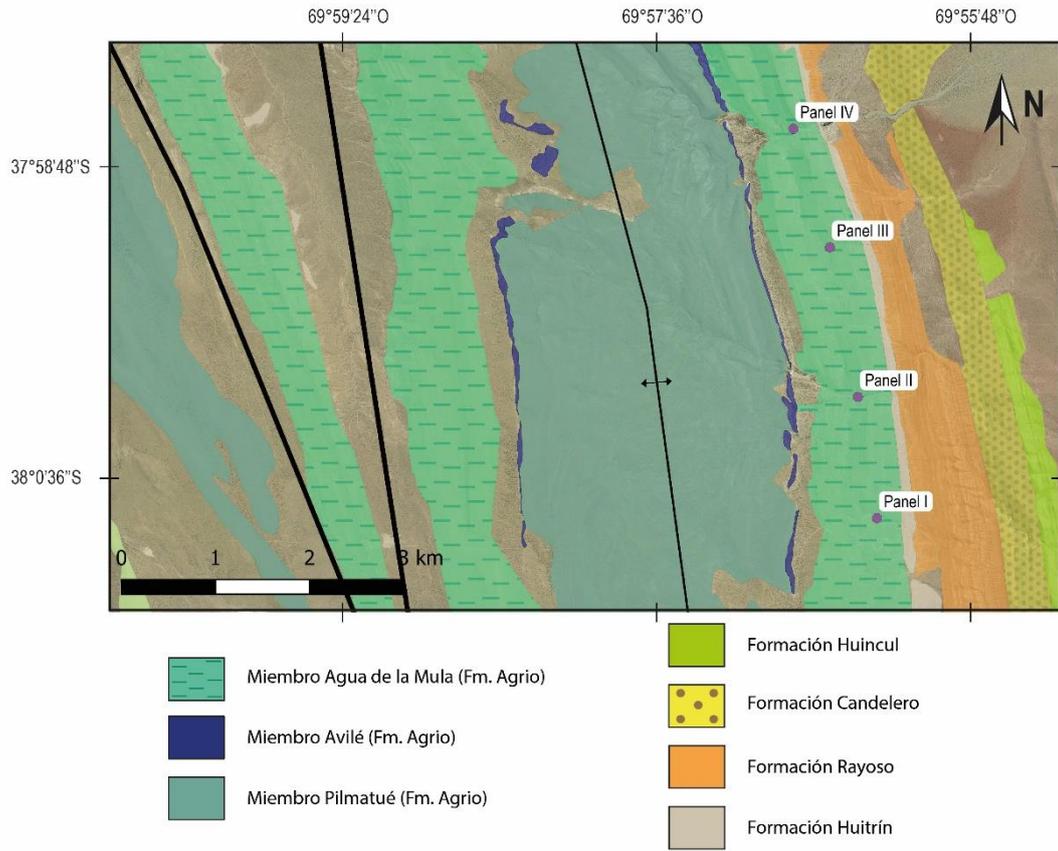


Figura 6.1: Localización de los paneles I a IV, en el flanco este del anticlinal Pichi Mula.

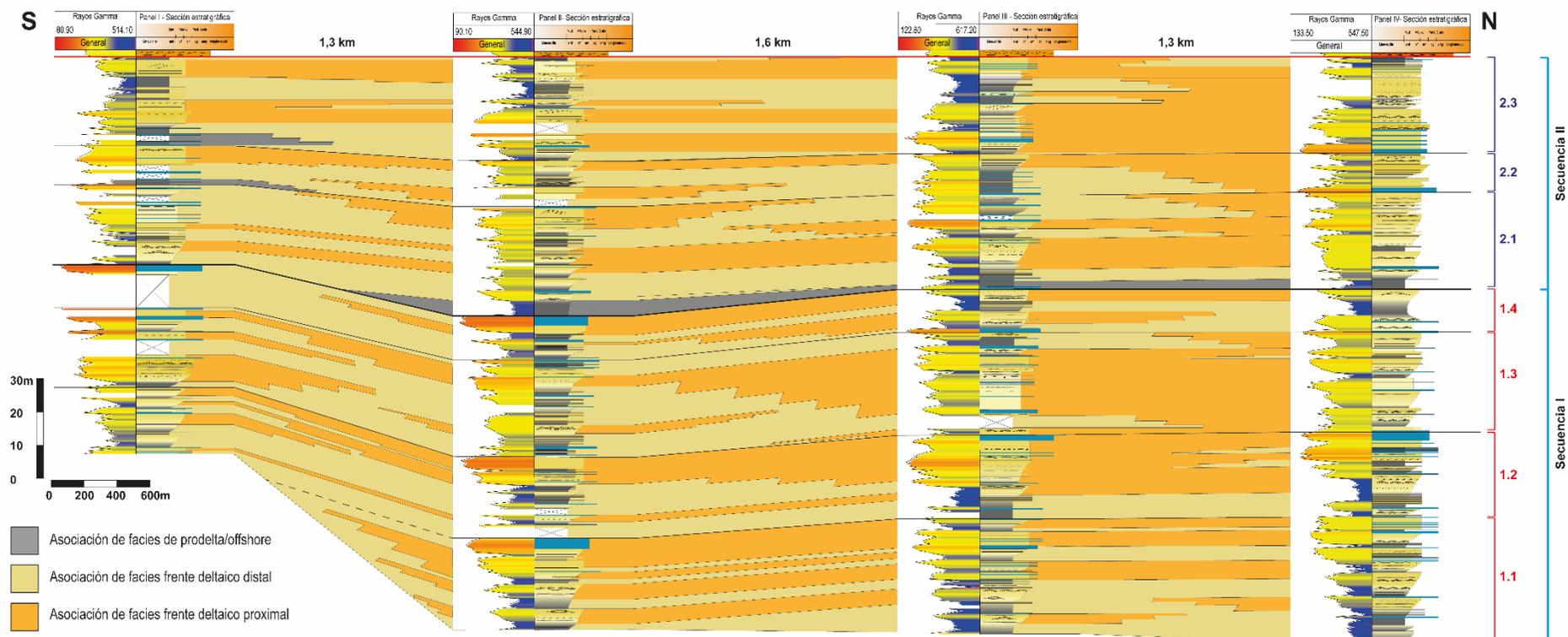


Figura 6.2: Correlación local de la sección superior del Miembro Agua de la Mula, ubicada en el flanco oriental del Anticlinal Pichi Mula. Se observan dos secuencias de cuarto-quinto orden (secuencia I y II). La secuencia I contiene cuatro secuencias deposicionales elementales y la secuencia II involucra tres secuencias deposicionales elementales. Dentro de estas últimas, se desarrollan microsecuencias con arreglos grano-estrato crecientes.

6.1.2. Correlación regional

Las seis columnas estratigráficas relevadas en la presente tesis (El Mojado, Bajada del Agrio, La Quebrada, Jara, Pichi Mula y Balsa Huitín) (Fig. 6.3A), fueron correlacionadas en sentido general norte-sur (Fig. 6.3B). En primer lugar, se identificaron dos megasecuencias (1 y 2) de cuarto orden. La megasecuencia 1, cuenta en su parte inferior con un importante espesor de rocas pelíticas que se reconocen lateralmente a la base de las seis columnas estratigráficas. Hacia el techo, se observan que esta megasecuencia está limitada por niveles calcáreos bioclásticos, reconocidos en todas las localidades estudiadas. La megasecuencia 1 presenta un arreglo progradante e involucra cuatro secuencias de quinto orden (AM1-AM4), las cuales están conformadas por secuencias deposicionales elementales que conforman un arreglo progradante en su conjunto. Las secuencias AM5-AM7 forman parte de la megasecuencia 2, que limita hacia el techo con las areniscas conglomerádicas del Miembro Troncoso inferior.

En el sector sur, se encuentran las columnas El Mojado, Bajada del Agrio y la Quebrada, parcialmente estudiadas por Irastorza *et al.* (2021). Si bien se realizó la correlación en sentido norte-sur, cabe aclarar que la localidad de Bajada del Agrio se encuentra ubicada hacia el oeste, con respecto a La Quebrada y El Mojado. Puede observarse que la columna Bajada del Agrio tiene un gran desarrollo de facies de grano fino, asociado a ambientes de prodelta/*offshore*. La columna La Quebrada muestra una continuidad lateral de las facies de prodelta/*offshore*, aunque se observa mayor desarrollo de facies de frente deltaico distal y proximal que progradan al oeste (columna Bajada del Agrio). En el extremo sur se encuentra la localidad El Mojado, con desarrollo de facies de prodelta/*offshore* principalmente a la base. Al igual que en La Quebrada, claramente se observan sucesivas progradaciones de facies arenosas (asociadas al frente deltaico) hacia el oeste. Esto permite inferir que la localidad de Bajada del Agrio se encontraría en un sector más distal dentro del sistema de rampa homoclinal donde se desarrolla la unidad.

Hacia el extremo norte de la correlación, se observan las columnas Pichi Mula y Balsa Huitín con gran desarrollo de facies arenosas de frente deltaico distal y proximal. Las facies de prodelta/*offshore* solo pueden encontrarse a la base de las columnas y escasamente intercaladas a la base de la megasecuencia 2. Entre ambas columnas, no se observa un claro sentido de progradación. Esto podría asociarse a una variación lateral del sistema deltaico, donde existen descargas fluviales de gran magnitud espacial que abarcan el área comprendida por ambas columnas, y descargas desarrolladas localmente que afectan zonas más pequeñas. La columna Jara (ubicada en el centro de la correlación) se destaca por su mayor espesor (en comparación con las restantes columnas) y por la importante representación de facies finas asociadas a prodelta/*offshore*. La asociación de facies de

frente deltaico distal también se encuentran bien representadas, a diferencia de la asociación de facies de frente deltaico proximal que se encuentran ausentes. Es importante aclarar, que esta columna se encuentra en un sector más occidental de la cuenca (Fig. 6.3A), en comparación con las otras secciones estratigráficas. Claramente se observa, una progradación del sistema clástico arenoso hacia este sector, especialmente proveniente del sector oriental y noreste.

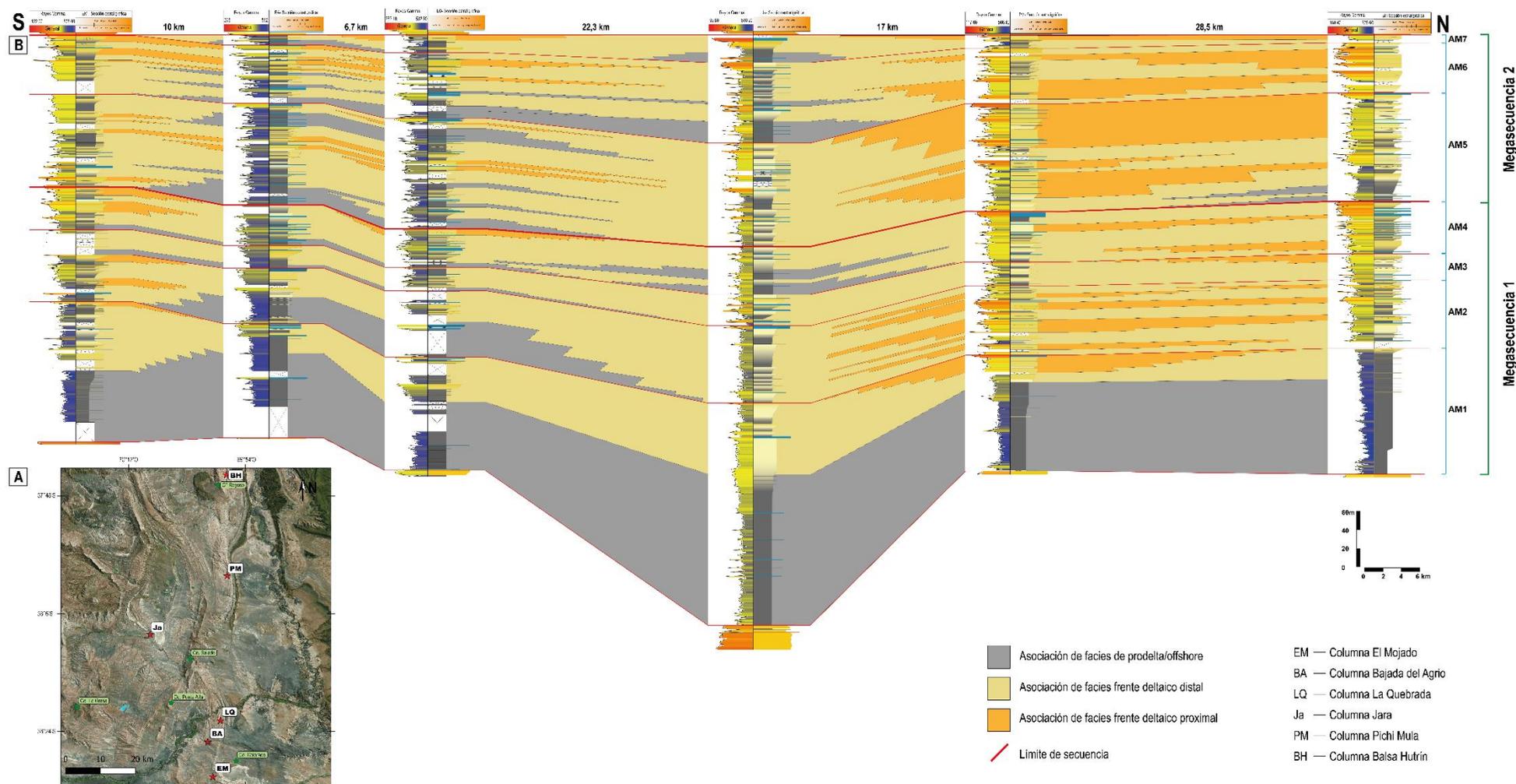


Figura 6.3: A) Imagen satelital donde se observa la disposición de las columnas estudiadas y analizadas en la presente correlación: El Mojado (EM), Bajada del Agrío (BA), La Quebrada (LQ), Jara (Ja), Pichi Mula (PM) y Balsa Huitrín (BH). **B)** Correlación regional en sentido N-S, que involucra a las seis localidades.

6.2. Modelo depositacional

Los sistemas de deltas litorales desarrollados bajo condiciones de salinidad normal, han sido clasificados teniendo en cuenta el contraste de densidad entre el agua de la cuenca receptora y el flujo entrante, la granulometría y la relevancia de procesos fluviales, mareales o de oleaje en la zona costera (Bates 1953, Galloway 1975). Sin embargo, los deltas pueden escapar de las clasificaciones convencionales. Como se mencionó en el capítulo III, Zavala *et al.* (2021) amplían la clasificación propuesta por Bates (1953) y presentan una clasificación conformada por siete tipos de deltas. Dentro de esta clasificación, nos centraremos en el campo de los deltas hiperpícnicos, a los que subdividen en base al parámetro de densidad R , fisiografía de la cuenca y reología del flujo (ver capítulo III). El parámetro de densidad R se expresa como $R = \frac{\rho_w - \rho_r}{\rho_w - \rho_{rw}}$, donde ρ_w es la densidad del agua de la cuenca receptora, ρ_r es la densidad total de la descarga fluvial y ρ_{rw} es la densidad del agua de la descarga fluvial. Zavala *et al.* (2021) proponen un valor crítico R_c , que separa corrientes sumergibles débiles ($R_c < R < 0$) de corrientes sumergibles fuertes ($R < R_c < 0$). A partir de una serie de ensayos realizados por Kim (2001), Zavala *et al.* (2021) proponen un valor de R_c de -2.0. Los deltas hiperpícnicos litorales (HLD) se desarrollan a partir de la descarga de flujos cargados de sedimentos (asociados a descargas fluviales) en cuencas de aguas salobres (lacustres o marinas) o con salinidad normal. Estas corrientes se caracterizan por tener un parámetro de densidad R entre 0 y -2 y son capaces de mantener los sedimentos en suspensión por largas distancias desde la desembocadura, con la ayuda de corrientes oceánicas, olas y mareas (Zavala *et al.* 2021). Estos flujos son “livianos” y no tienen la carga suficiente para erosionar el fondo marino (Kim 2001, Zavala *et al.* 2021). En general, sus depósitos se acumulan a partir del colapso de material suspendido (arena, limo, arcilla) y el transporte por carga de lecho es menos importante. Es muy frecuente confundir estos depósitos con ambientes de *shoreface* afectado por olas de tormentas, debido al bajo gradiente que presenta el frente deltaico, al retrabajo de las arenas por parte de las olas y al arreglo progradacional de estas secuencias (Zavala *et al.* 2021). Si los HLD incrementan su carga sedimentaria (disminuyendo el valor de R por debajo de -2) pueden transformarse en deltas hiperpícnico subácuos. Estas descargas hiperpícnicas de mayor densidad están compuestas por material en suspensión que inducen a la formación de arenas masivas, laminadas y con *climbing ripples* (Zavala *et al.* 2011). También pueden tener asociado transporte por carga de lecho. Los HSD se vinculan a descargas de larga duración o casi estacionarias, por lo que el continuo aporte de material fluvial permite que el flujo viaje por largas distancias cuenca adentro (Khripounoff *et al.* 2003, Zavala *et al.* 2021). Esto puede verse favorecido por un sistema de rampa de bajo gradiente.

Las correlaciones a nivel local y regional realizadas en esta tesis han permitido reconocer, a partir de la geometría y desarrollo de los cuerpos sedimentarios y su patrón de apilamiento, dos megasecuencias (1 y 2) de cuarto orden con arreglo progradante. Estas megasecuencias involucran secuencias de quinto orden, que a su vez están constituidas por sucesivas secuencias depositacionales elementales de carácter somerizante y progradante (EDS, en el sentido de Mutti *et al.* 1994a). Estas secuencias muestran una transición gradual entre los depósitos de grano fino de interior de cuenca y las facies arenosas de áreas poco profundas, con acción de oleaje hacia la parte superior. Internamente, las EDS están compuestas por microsecuencias y muestran una tendencia grano-estrato creciente junto con un aumento de materia orgánica particulada y micas al techo de las secuencias (Fig. 6.4A). Estos depósitos están caracterizados por una moderada a baja icnodiversidad y abundancia. En general, las secuencias y EDS culminan con arenas masivas con bioclastos seguidas de niveles tabulares de calizas, en contacto neto (Fig. 6.4A). Esto probablemente sugiere un paulatino restablecimiento de las condiciones de salinidad normal y un progresivo cese del aporte sedimentario continental, hacia el techo de estos intervalos (Fig. 6.4B). Mientras esto sucede, continua el retrabajo de olas en el fondo marino que afecta los depósitos de arenas masivas y posteriormente puede favorecer la formación de calizas oolíticas. Las oolitas (frecuentemente formadas alrededor de núcleos de cuarzo), indicarían condiciones someras de alta energía con retrabajo de oleaje, y rápida precipitación de calcita sobre un núcleo. Las capas de calizas han sido generalmente vinculadas a depósitos de tormenta amalgamados formadas durante un período relativamente corto de tiempo, a diferencia de los depósitos siliciclásticos (especialmente depósitos pelíticos) que son interpretados como acumulados en un intervalo de tiempo extendido (Brett *et al.* 2008). El estudio de las sucesiones mixtas siliciclásticas-carbonáticas de la Formación Kope (Estados Unidos), propone que la formación de depósitos de calizas (principalmente bioclásticas) representa un período largo de tiempo, bajo condiciones de bajo aporte de sedimentos siliciclásticos y frecuentes eventos de tormenta (Brett *et al.* 2008). Las evidencias de este estudio también revelan que, a pesar de las diferentes apariencias de las rocas pelíticas y calcáreas, ambas se formarían bajo regímenes de energía similares (Brett *et al.* 2008).

La presencia de estructuras de olas y la participación del oleaje es muy importante en la formación y desarrollo de los depósitos de esta unidad. Autores como Wright *et al.* (1991), Myrow y Southard (1996) y Myrow *et al.* (2002), han propuesto que la actividad del oleaje actuando sobre corrientes turbidíticas, puede favorecer la habilidad de transportar sedimentos e incrementar la duración y distancia recorrida de estos flujos. La mayoría de los estudios realizados respecto a esto, se hicieron en base a flujos fangosos en

suspensión afectados por olas y no sobre flujos con sedimentos granulares (Traykovski *et al.* 2007, White y Helfrich 2008, Kämpf y Myrow 2014, 2018, Smith *et al.* 2019). Smith *et al.* (2019) realizan un experimento para comprender el rol del oleaje en el transporte de sedimento de corrientes turbidíticas de baja concentración, sobre todo en bajas pendientes. Estos autores comparan la depositación de sedimento a partir de corrientes turbidíticas con y sin ayuda del efecto del oleaje, y encuentran que este proceso marino favorece e incrementa la depositación de sedimento pendiente abajo. Los depósitos del Miembro Agua de la Mula albergan muchas evidencias de procesos de acción de oleaje (laminación truncada de ola, retrabajo al tope de las facies de arenas masivas, desarrollo de calizas oolíticas), indicando que la acción de las olas sería un factor determinante que favorecería el viaje de los flujos hiperpícnicos cuenca adentro.

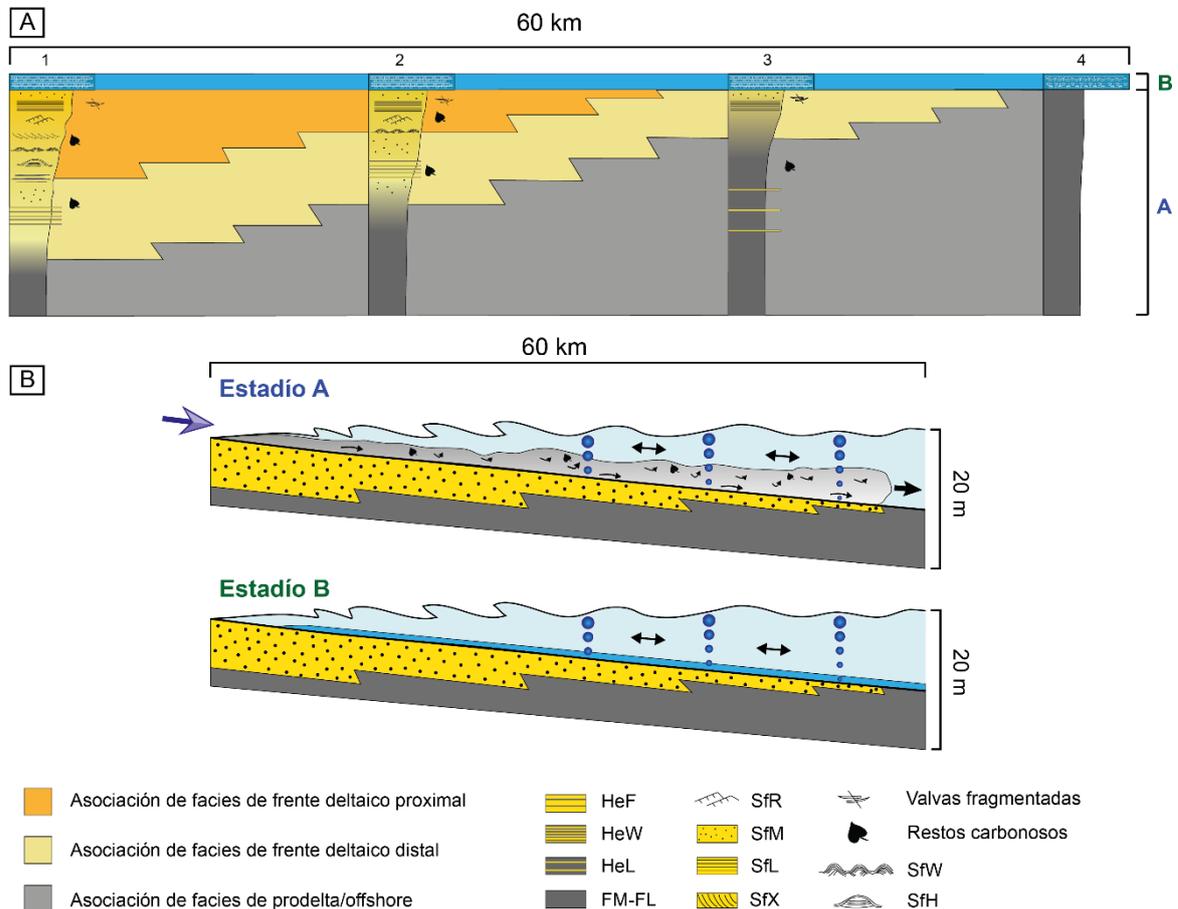


Figura 6.4: Patrón de apilamiento interno observados en las secuencias depositacionales elementales. **A)** Esquema donde se muestra la transición gradual entre facies fangosas y arenosas (estadio A), y la culminación de las secuencias con niveles calcáreos asociados al estadio B. **B)** Origen propuesto para las secuencias, relacionado al aporte desde suspensión turbulenta desde el continente por flujos hiperpícnicos (estadio A). En el estadio B, el aporte continental cesa y se restablecen las condiciones marinas “normales”. Modificado de Irastorza *et al.* (2021).

El Miembro Agua de la Mula ha sido interpretado como un sistema de rampa interior con influencia de tormentas (Spalletti *et al.* 2001a y b, Lazo *et al.* 2005, Sagasti 2005). Los datos regionales de esta tesis, sugieren una pendiente depositacional de $0,02^\circ$ para el área de estudio, consistente con la pendiente propuesta por Zavala *et al.* (2021) para los deltas hiperpícnicos litorales (HLD) y deltas subacueos litorales (HSD). Todas las secciones estratigráficas podrían vincularse al desarrollo de un sistema de deltas hiperpícnicos litorales (HLD), a excepción de la columna Jara que presenta depósitos que podrían (en sectores) corresponder a sistemas de deltas subacueos litorales (HSD). Los intervalos progradantes interpretados para esta unidad podrían estar vinculados a procesos alocíclicos (Beerbower 1964), caracterizados por contribuciones cíclicas de material clástico durante condiciones climáticas húmedas, a través de descargas fluviales cargadas de sedimentos (Fig. 6.5A) desarrolladas en rampas de muy bajo gradiente (deltas de rampa) (estadio A en Fig. 6.4B). Estas descargas estarían alternando con períodos de bajo a nulo aporte clástico terrestre, donde se depositarían los niveles carbonáticos (estadio B en Fig. 6.4B, Fig. 6.5B). Durante estos periodos de “restablecimiento de las condiciones normales de la cuenca”, podría darse el desarrollo de deltas marinos litorales equivalentes, e incluso de deltas litorales salobres (BLD, según Zavala *et al.* 2021) en áreas “más costeras” permanentemente influenciada por descargas fluviales. Las evidencias de campo sugieren que estas secuencias progradantes se desarrollarían en un contexto completamente marino, sin desarrollo de facies de planicies deltaicas.

Como se menciona anteriormente, el gran volumen de agua introducida en esta zona durante las descargas fluviales, posiblemente haya contribuido a reducir la salinidad total de la zona costera, resultando en aguas salobres. Estas condiciones, también son evidenciadas por una baja a moderada diversidad y abundancia de trazas fósiles, con una predominancia de estructuras biogénicas generadas por organismos detritívoros sobre aquellas generadas por organismos suspensívoros. La alta proporción de fitodetritos (entre el 57% y 80%) sugiere un importante flujo terrestre hacia la cuenca marina. Estos ciclos progradantes culminan en niveles calcáreos fosilíferos que indicarían un cese en el aporte continental y restablecimiento de las condiciones marinas normales. A partir del análisis de las correlaciones (tanto local como regional) se pudo observar la continuidad lateral de estos depósitos calcáreos a lo largo de varios kilómetros, asociados a facies de prodelta/*offshore* hasta frente deltaico distal y proximal. Esta continuidad lateral de las calizas por varios kilómetros (sobre todo aquellos niveles que tapizan las secuencias progradantes), le otorga un carácter regional a estos depósitos que representaría un período de tiempo mayor al que representa la depositación de las secuencias deltaicas. El patrón de apilamiento de estas secuencias progradantes permiten inferir sucesivas re-

activaciones de los sistemas deltaicos, vinculadas a factores externos a la cuenca (como cambios en las condiciones climáticas), limitada por la ocurrencia de procesos autocíclicos que restablecen las condiciones propias de la cuenca marina.

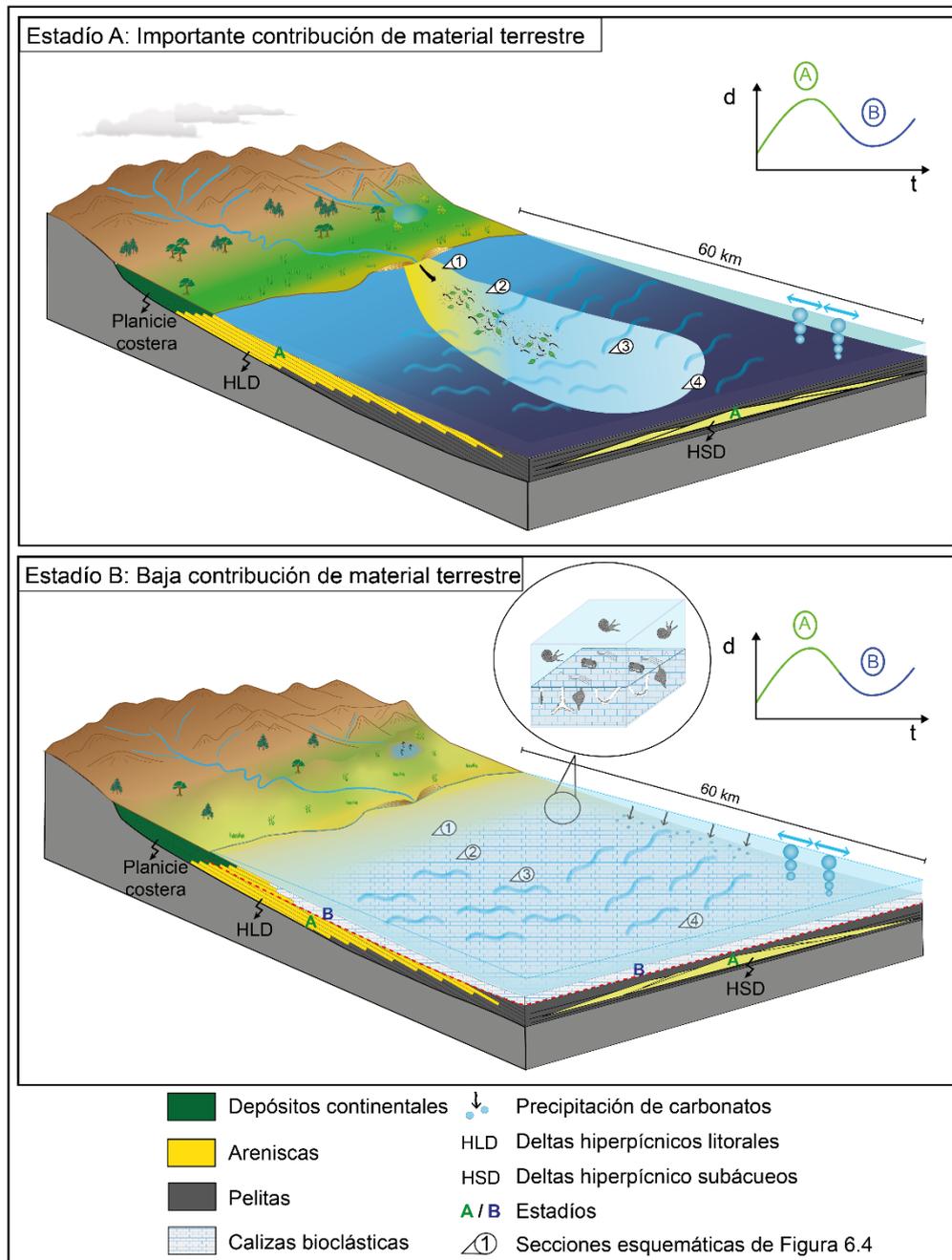


Figura 6.5: Modelo deposicional de deltas litorales en el Miembro Agua de la Mula. **A)** Durante el estadio A, se observa el aporte cíclico de materiales clásticos bajo condiciones climáticas húmedas, a través de descargas fluviales cargadas de sedimentos. **B)** Durante la etapa B, hay un cese en el aporte de material continental, con un restablecimiento de las condiciones normales de salinidad marina y la correspondiente precipitación de carbonatos. Modificado de Irastorza *et al.* (2021).

CAPITULO VII

Conclusiones

7.1. Conclusiones

A continuación, se exponen las conclusiones obtenidas en la presente tesis:

- Se relevaron seis columnas estratigráficas del Miembro Agua de la Mula, a nivel regional: El Mojado (446m), Bajada del Agrio (441m), La Quebrada (483m), Jara (669m), Pichi Mula (477m) y Balsa Huitrín. Todas las columnas fueron medidas desde el contacto basal con el Miembro Avilé, hasta el contacto superior con el Miembro Troncoso (Formación Huitrín).
- En el flanco este del Anticlinal Pichi Mula, se midieron cuatro secciones parciales del Miembro Agua de la Mula: Panel I (121,5m), Panel II (174m), Panel III (175m) y Panel IV (177m). Las cuatro columnas fueron relevadas hasta el contacto superior con el Miembro Troncoso (Formación Huitrín).
- Se reconocieron 12 facies sedimentarias de carácter descriptivo: 6 facies arenosas (SfM, SfL, SfX, SfH, SfW y SfR), 3 facies heterolíticas (HeF, HeW y HeL), 2 facies pelíticas (FM y FL) y 1 facies calcárea (agrupa calizas bioclásticas y oolíticas).
- A partir de la descripción e interpretación de las facies sedimentarias, se reconocieron tres asociaciones de facies: asociación de facies de prodelta/*offshore* (FM, FL, Ca y SfM), asociación de facies de frente deltaico distal (FM, FL, Ca, HeL, HeW y SfM) y asociación de facies de frente deltaico proximal (SfM, SfL, SfX, SfH, SfW, SfR y HeF). En general, se observan intervalos donde las facies varían transicionalmente desde facies de prodelta/*offshore* hasta facies de frente deltaico proximal. Frecuentemente, las estructuras sedimentarias gradan gradualmente entre ellas, infiriendo la ocurrencia de procesos físicos similares y/o relacionados.
- La correlación local muestra dos secuencias de quinto orden (secuencias I y II). A su vez, están conformadas por secuencias deposicionales elementales: la secuencia I se constituye por las secuencias deposicionales elementales 1.1 a 1.4 y la secuencia II por 2.1 a 2.3. Cada una de estas últimas están conformadas por microsecuencias con arreglos grano-estrato crecientes, que le confieren a la secuencia deposicional elemental (y por lo tanto a las secuencias I y II) un carácter progradante. Se puede observar una continuidad lateral de las facies arenosas (asociación de facies de frente deltaico distal y proximal) y escasa representación de las facies vinculadas a prodelta/*offshore*.

- En la correlación regional se distinguen dos megasecuencias de cuarto orden, conformadas por las secuencias AM1 a AM4 (megasecuencia 1) y AM5 a AM7 (megasecuencia 2). Estas secuencias, a su vez están constituidas por secuencias deposicionales elementales con arreglos grano-estrato crecientes (desde facies pelíticas a arenosas), que les otorgan a las secuencias (y por lo tanto a cada una de las megasecuencias) un carácter progradante. Al techo de la megasecuencia 1, puede observarse un nivel de caliza de continuidad regional, como así también al techo de numerosas secuencias y secuencias deposicionales elementales. Dentro de la correlación, puede observarse que las columnas El Mojado y La Quebrada muestran una progradación del sistema hacia el oeste donde se ubica la columna Bajada del Agrio. Esto permite interpretar que la localidad de Bajada del Agrio se localizaría en un sector de la cuenca más profundo en relación con El Mojado y La Quebrada. Analizando las seis columnas relevadas se interpreta que las progradaciones de facies arenosas observadas hacia el centro de la correlación, indicarían que la localidad Jara se encontraría ubicada hacia el centro de la cuenca. Esta progradación se daría principalmente desde el este y noreste.
- A partir del análisis de facies, asociaciones de facies y de las correlaciones, puede inferirse que el Miembro Agua de la Mula constituye un sistema de rampa de muy bajo gradiente, afectado por episódicas descargas fluviales asociadas a sistemas deltaicos. Estas descargas disminuirían la salinidad de la cuenca receptora, permitiendo que los flujos de densidad cargados de sedimentos se hundan y viajen cuenca adentro por varios kilómetros, ayudados por el efecto del oleaje. Esto permitiría el desarrollo de deltas hiperpícnicos litorales (HLD) y de deltas hiperpícnicos subacueos (HSD). Estos últimos, se vinculan a la localidad Jara. Las sucesivas re-activaciones de los sistemas deltaicos estarían directamente relacionadas a procesos alocíclicos como son los cambios en las condiciones climáticas (condiciones húmedas).
- Los ciclos progradantes están limitados al techo, por niveles de calizas que pueden reconocerse a nivel regional. Estos indicarían un progresivo restablecimiento de las condiciones de salinidad “normal” de la cuenca y una paulatina disminución del aporte clástico por parte del sistema deltaico. El intervalo de tiempo que representa la acumulación y depositación de las calizas es mucho mayor que el tiempo requerido para el desarrollo de las secuencias progradantes.



CAPITULO VIII

Bibliografía

8.1. Bibliografía

- Aguirre-Urreta, M.B. 1995. *Spitidiscus riccardii*. Leanza y Wiedmann (Ammonoidea) en el Hauteriviano del Neuquén. *Ameghiniana*, 32 (4): 407-410. Buenos Aires.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1993. The Lower Cretaceous Ammonite Paraspiticeras from the Neuquén basin, west-central Argentina. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen* 188: 51-69.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine* 134: 449–458.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 1999. Stratigraphic position of Valanginites, Lissonia and Acantholissonia in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) sequence of the Neuquén Basin, Argentina. En: Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (eds.), *Advancing research on living and fossil cephalopods*, Plenum Press, 521-529, New York.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 2001. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian *Olcostephanus* fauna. *Cretaceous Research* 22: 763-778.
- Aguirre-Urreta, M.B. y Rawson, P.F. 2012. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: a new heteromorph fauna from the uppermost Agrio Formation. *Cretaceous Research* 35: 208-216.
- Aguirre-Urreta, M.B., Gutiérrez Pleimling, A. y Leanza, H.A. 1993. La ubicación estratigráfica de *Spitidiscus* (Ammonoidea) en el Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 333-338. Buenos Aires.
- Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, M., Lorenzo, M., Ottone, E.G. y Rawson, P.F. 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150: 33-47. Amsterdam.
- Aguirre-Urreta, M. B., Rawson, P. F., Concheyro, G. A., Bown, P. R. y Ottone, E. G. 2005. Lower Cretaceous Biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A., Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252: 57–81.
- Aguirre-Urreta, M.B., Mourgues, F.A., Rawson, P.F., Bulot, L.G. y Jaillard, E. 2007. The Lower Cretaceous Chanarcillo and Neuquen Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42: 143-173.

- Aguirre-Urreta, M.B., Casadío, S., Cichowolski, M., Lazo, D.G. y Rodríguez, D. 2008. Afinidades paleobiogeográficas de los invertebrados cretácicos de la Cuenca Neuquina. *Ameghiniana* 45: 593-613.
- Aguirre-Urreta, B., Lazo, D.G., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A.M., Cataldo, C., Garberoglio, R. y Luci, L. 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino. 465-488.
- Aguirre-Urreta, M.B., Lescano, M., Schmitz, M.D., Tunik, M., Concheyro, A., Rawson, P.F. y Ramos, V.A. 2015. Filling the gap: new precise Early Cretaceous radioisotopic ages from the Andes. *Geological Magazine* 152: 557-564.
- Aguirre-Urreta, B., Schmitz, M., Lescano, M., Tunik, M., Rawson, P.F., Concheyro, A., Buhler, M. y Ramos, V.A. 2017. A high precision U-Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research*, 75: 193-204. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.03.027>.
- Aguirre-Urreta, B., Martinez, M., Schmitz, M., Lescano, M., Omarini, J., Tunik, M., Kuhnert, H., Concheyro, A., Rawson, P.F., Ramos, V.A., Reboulet, S., Noclin, N., Frederichs, T., Nickl, A.L. y Pälke, H. 2019. Interhemispheric radio-astrochronological calibration of the time scales from the Andean and the Tethyan areas in the Valanginian – Hauterivian (Early Cretaceous). *Gondwana Research* 70: 104-132. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.006>.
- Allen, J.R.L. 1984. Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: a model base don the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. *Sedimentary Geology* 39: 227-242.
- Allen, P.A. y Pound, C.J. 1985. Storm sedimentation. Conference Report. *Journal of Geological Society of London* 142: 411–412.
- Archuby, F.M., Wilmsen, M. y Leanza, H.A. 2011. Integrated stratigraphy of the Upper Hauterivian to Lower Barremian Agua de la Mula Member of the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Acta Geológica Polónica* 61: 1-26.
- Arnott, R.W.C. y Hand, B.M. 1989. Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain. *Journal of Sedimentary Petrology* 59 (6): 1062–1069.
- Arnott, R.W. y Southard, J.B. 1990. Experimental study of combined-flow bed configurations in fine sands, and some implications for stratification. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 211- 219.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. 2011a. Contexto tectosedimentario. 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, Relatorio: 29-36, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Martínez, R. 2011b. 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, Relatorio: 77-89, Buenos Aires.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F. 2011c. 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, Relatorio: 91-98, Buenos Aires.
- Ashley, G.M., Southard, J.B. y Boothroyd, J.C. 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology* 29 : 67–79.
- Banerjee, I. 1977. Experimental study on the effect of deceleration on the vertical sequence of sedimentary structures in silty sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 47 (2): 771–783.
- Barrell, J. 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geological Society of America Bulletin* 23 (1): 377–446. <https://doi.org/10.1130/GSAB-23-377>.
- Barrell, J. 1917. Rhythms and the measurements of geologic time: *Geological Society America Bulletin*, 28: 745-904.
- Barrio, C.A. 1990. Paleogeographic control of the Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 3: 31–49.
- Barron, E.J. 1989. Severe storms during Earth history. *Geological Society of America Bulletin*. 101: 601–612.
- Bates, C. 1953. Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 37: 2119-2162.
- Beerbower, J. R. 1964 Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas State Geological Survey, Bulletin* 169, 1: 32–42
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. En: Posamentier, H.W. y Walker, R.G. (eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication, 84: 237-292. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0237>.
- Bhattacharya, J.P. y Walker, R.G. 1992. Deltas. En: Walker, R.G. y James, N.P. (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, 157–177.
- Bhattacharya, J.P. y MacEachern, J.A. 2009. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research* 79(4): 184-209.

- Booth, J.L.M. y Coward, M.P. 1996. Basement faulting and inversion of the NW Neuquén Basin, Argentina. *International Symposium on Andean Geodynamics* 3: 295-298, St. Malo.
- Borghini, P., Fennell, L., Gómez Omil, R., Naipauer, M., Acevedo, E. y Folguera, A. 2019. The Neuquén group: the reconstruction of a Late Cretaceous foreland basin in the southern Central Andes (35–37°S). *Tectonophysics* 767, 177–228.
- Boyd, R., Dalrymple, R. y Zaitlin, B.A. 1992, Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80: 139-150.
- Bracaccini, I.O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 275-282. Buenos Aires.
- Brett, C.E., Kirchner, B.T., Tsujita, C.J. y Dattilo, B.F. 2008. Depositional dynamics recorded in mixed siliciclastic-carbonate marine successions: insights from the Upper Ordovician Kope Formation of Ohio and Kentucky, U.S.A. En: Pratt y Holmedn (eds.), *Dynamics of Epeiric Seas*, Geological Association of Canada, Special Paper 48: 73-102.
- Bromley, R.G., Uchman, A., Gregory, M.R. y Martin, A.J. 2003. *Hillichnus lobosensis* igen. et isp. nov., a complex trace fossil produced by tellinacean bivalves, Paleocene, Monterey, California, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 192: 157-186. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00684-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00684-3).
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2011. *Ichnology, Organism -Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems: *Sedimentary Geology* 79: 3–57.
- Burgess, P.M., Flint, S. y Johnson, S. 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: An example from Jurassic strata of the Neuquén Basin, Argentina. *GSA Bulletin* 112(11): 1650-1666. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1650:SSIOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1650:SSIOTS>2.0.CO;2).
- Camacho, H., Busby, C.J. y Kneller, B. 2002. A new depositional model for the classical turbidite locality at San Clemente State Beach, California. *American Association of Petroleum Geologist* 86 (9): 1543-1560
- Campbell, C.V. 1966. Truncated wave ripple laminae. *Journal of Sedimentary Petrology* 36:825–828.
- Campbell, C.V. 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology* 8: 7–26.
- Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martinez, 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: 63-76, Buenos Aires.
- Carmona, N.B. 2005. Icnología del Mioceno marino en la región del golfo San Jorge. Tesis doctoral. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D, Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G, Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gigbling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G., Marcuda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E. Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. y Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92 (1-2): 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>.
- Cazau, L.B. y Uliana, M.A. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163. Buenos Aires.
- Cingolani, C.A., Zanettini, J.C.M. y Leanza, H.A. 2011. El basamento ígneo y metamórfico. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 17° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 37–48.
- Cobbold, P. R. y Rosello, E. A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Comerio, M., 2016. Estudio mineralógico de las arcillas del Miembro Agua de la Mula- Formación Agrio, en un marco estratigráfico secuencial, en el Engolfamiento Neuquino. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires.
- Comerio, M., Fernández, D.E., Gutiérrez, C., Ballivián Justiniano, C., González Estebenet, M.C. y Pazos, P.J. 2019. Sedimentary evolution of the marine Agua de la Mula member (Agrio Formation, Lower Cretaceous) in the central Neuquén Basin: Source areas and paleogeographic considerations from a distal setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 96, 102259. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102259>.
- Comerio, M., Fernández, D.E. y Pazos, P.J. 2018. Sedimentological and ichnological characterization of muddy storm related deposits: The upper Hauterivian ramp of the Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 85, 78-94. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.11.024>.
- Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in northeastern Neuquén province, Argentina. En: 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 Lat). Geological Society of America, Special Paper, 407: 147–162p.
- Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 248-264.
- Curry, J.R. 1964. Transgressions and regressions. En: Ri. Miller (ed.), *Papers in Marine Geology, Shepard Con-memorative Volume*. Macmillan, New York, N.Y., 175-203.
- Danieli, J.C., Cappolecchia, M., Elissondo, M. 2011. El Grupo Andacollo (Paleozoico Tardío). En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 49-52.
- D'Elia L., Bilmes A., Naipauer M., Vergani G., Muravchik M. y Franzese J. 2020. The Syn-Rift of the Neuquén Basin (Precuiano and Lower Cuyano Cycle): Review of Structure, Volcanism, Tectono-Stratigraphy and Depositional Scenarios. En: Kietzmann D. y Folguera A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*. Springer Earth System Sciences. https://doi.org/10.1007/978-3-030-29680-3_1.
- Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A., Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la Ruta 40 (provincia de Neuquén, Argentina), con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7º Congreso Geológico Argentino. Neuquén. Actas 2: 489-507. Buenos Aires.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Balgord, E.A., Carrapa, B. y Ramos, V.A. 2017. Cretaceous evolution of the Andean margin between 36°S and 40°S latitude through a multi-proxy provenance analysis of Neuquén Basin strata (Argentina). *Basin Research*, 29, 284–304. <https://doi.org/10.1111/bre.12176>.
- Digregorio, J. H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Centenario Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 439-506.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032, Córdoba.
- Domínguez, R.F., Paulin, S., Continanzia, M.J., Askenazi, A.D. y Seoane, F.N. 2014. Estratigrafía del intervalo Vaca Muerta – Quintuco en el sector central de la Cuenca Neuquina. 9º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas CD, Mendoza.

- Dott, R.H. y Bourgeois, J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 663–680.
- Dott, R.H. y Bourgeois, J. 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences – Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1249 - 1251.
- 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* 34 430: 1073–1076. <https://doi.org/10.1130/G22930A.1>.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. y Southard, J.B. 2005. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research* 75: 501–513.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1: 108–121.
- Elliot, T. 1986. Deltas. En: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 113-154.
- Fennell, L.M., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas Vera, E.A., Bottesi, G. y Ramos, V.A., 2017. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35° 30'–37° S). *Basin Research*. 29, 51–72. <https://doi.org/10.1111/bre.12135>.
- Fernández, D.E. y Pazos, P.J. 2012. Ichnology of marginal marine facies of the Agrio Formation (Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina) at its type locality. *Ameghiniana* 49(4): 505-524.
- Fernández, D.E., Comerio, M., Giachetti, L.M., Pazos, P.J. y Wetzel, A. 2019. Asteroid trace fossils from Lower Cretaceous shallow- to marginal-marine deposits in Patagonia. *Cretaceous Research* 93: 120-128. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.09.010>.
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Spagnuolo, M., Orts, D., Sagripanti, L., Mariot, M., Ramos, M.E., Bottesi, G. y Ramos, V.A. 2011. Los Andes Neuquinos. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 349–354.
- Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Rojas Vera, E.A. y Ramos, V.A. 2015. Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 381–398.
- Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. En: Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks – A Symposium*, American Association of Petroleum Geologist, Mem. 1: 62–84.

- Folk, R. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill Publishing Company Austin, Texas 78703. 2002. 1-190 p.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico Neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, 22(2): 193-202, Santiago.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257- 270.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S). *Journal of South American Earth Science* 16: 81–90.
- Fürsich, F.T., Alberti, M. y Pandey, D.K. 2017. Behavioural variants of the trace fossil *Gyrochorte*. *Zitteliana* 89: 13–22.
- Galloway, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: Broussard, M.L. (ed.), *Deltas, Models of Exploration*, Houston Geological Society, Houston, 87– 98.
- Garrido, A.C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 231–244.
- Gerth, E. 1925. La fauna Neocomiana de la cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 9, 57–132.
- Gianni, G., Dávila, F., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrete, C., Quesada, P., Folguera, A. y Giménez, M. 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. *Earth Sciences Reviews* 185. <https://doi:10.1016/j.earscirev.2018.06.016>.
- Gilbert, G.K. 1885. The topographic features of lake shores. *US Geological Survey Annual Report* 5: 69–123.
- Giovine, A.T.J. 1950. Algunos cefalópodos del Hauterivense de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5: 35–76.
- Giovine, A.T. 1952. Sobre una nueva especie de Crioceras. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 7: 71-75.
- Goodwin, P.W. y Anderson, E.J. 1985. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*, 93: 515-533.

- Gómez Figueroa, J., Monardez, C. y Balod, M. 2011. El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M. (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 189-198. Neuquén.
- Gómez Omil, R., Schmithalter, J., Cangini, A., Albariño, L. y Corsi, A. 2002. El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huincul, consideraciones estratigráficas, tectónicas y petroleras. Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata.
- Granado, P. y Ruth, J.B. 2019. Numerical modelling of inversion tectonics in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 763: 14-29.
- Granado, P., Ferrer, O., Muñoz, J.A., Thöny, W. y Strauss, P. 2017. Basin inversion in tectonic wedges: Insights from analogue modelling and the Alpine-Carpathian fold-and-thrust belt. *Tectonophysics* 703-704: 50-68.
- 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, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epulauken. 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2(4): 347-433, Buenos Aires.
- Guler, M.V., Lazo, D.G., Pazos, P.J., Borel, C.M., Ottone, E.G., Tyson, R.V., Cesaretti, N. y Aguirre-Urreta, M.B. 2013. Palynofacies analysis and palynology of the Agua de la Mula member (Agridio Formation) in a sequence stratigraphy framework, Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research* 41: 65-81. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2012.10.006>.
- Guler, M.V., Paolillo, M.A. y Martz, P.A. 2016. Early cretaceous dinoflagellate cysts from the Neuquén and Austral Basins: a review. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 16: 76-87.
- Gulisano, C.A. 1981. El Ciclo Cuyano en el norte del Neuquén y sur de Mendoza. *Congreso Geológico Argentino*, No. 8, Actas 3: 579-592, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. *Asociación Geológica Argentina, Serie D*, 111 p, Buenos Aires.

- Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia Jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 236-259.
- Harms, J. C. 1969. Hydraulic significance of some sand ripples. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 363-96.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Spearing, D.R. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: SEPM short course, N°2, 161, Tulsa.
- Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks Tulsa, SEPM short course, notes 9: 249.
- Herrero Ducloux, A. 1947. Los Depósitos terrestres del Cretácico Medio y Superior del Neuquén y Sur de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras* 171-178.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: 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 of London, Special Publication 252: 1-14, London.
- Iñigo, J.F.P., Vargas, R., Novara, E., Pereira, D.M. y Schwarz, E. 2018. La Formación Loma Montosa en el borde nororiental de la Cuenca Neuquina: Análisis secuencial, caracterización paleoambiental y prospektividad remanente. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas CD, Mendoza.
- Iñigo, J.F.P., Pazos, P.J., Novara, M.E. y Comerio, M. 2019. The lower cretaceous Centenario Formation: a subsurface unit in the northeastern border of the Neuquén Basin revisited. *Journal of South American Earth Sciences* 92: 598–608.
- Irastorza, A., Turienzo, M., Peralta, F., Irastorza, M., Zavala, C. y Sánchez, N. 2019. La estructura del frente de deformación de la faja plegada y corrida del Agrio a los 38°20'S, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76 (3): 213-228.
- Irastorza, A., Zavala, C., Campetella, D.M., Turienzo, M., Olivera, D., Peralta, F., Irastorza, M. y Martz, P. 2021. Hyperpycnal littoral deltas: A case of study from the Lower Cretaceous Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Palaeogeography*, 10(4): 550-570.
- Jervey, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. En: Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, C.A., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (eds.). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42:47-69. Tulsa

- Jopling, A.V. y Walker, R.G. 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology* 38: 971 - 984.
- Kämpf, J. y Myrow, P. 2014. High-density mud suspensions and cross-shelf transport: on the mechanism of gelling ignition: *Journal of Sedimentary Research*, 84: 215–223.
- Kämpf, J. y Myrow, P. 2018. Wave-created mud suspensions: a theoretical study: *Journal of Marine Science and Engineering*, 6: 21 p.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Palaeozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Kietzmann, D.A. y Folguera, A. 2020. Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. *Springer Earth System Sciences*.
- Kim, S.A. 2001. Discharge of Buoyant Fluid Jets and Particle-Laden Jets into Stratified Ambient Fluid, 164. Tesis doctoral, University of British Columbia. Vancouver.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B. y Savoye, B. 2003. Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Marine Geology* 194 (3–4): 151–158. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00677-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00677-1).
- Kneller, B. y Branney, M. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42 (4): 607–616.
- Kozłowski, E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1998. Modelo exploratorio en la faja corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 55: 4-23.
- Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodríguez, D.L., Aguirre-Urreta, M.B. 2005. Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. En: 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 Publications, vol. 252, pp.
- Lazo, D.G., Concheyro, G.A., Ottone, E.G. Guler, M.V. y Aguirre-Urreta, M.B. 2009. Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio en su localidad tipo, Cretácico temprano de cuenca. Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 322-341.
- Leanza, H.A. 1981. Faunas de ammonites del Jurásico superior y Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En: Volkheimer, W. y E. Musacchio (eds.): *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 2: 559-597. Buenos Aires.

- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45: 272-299.
- Leanza, H. 2003. Las Sedimentitas Huitrinianas y Rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la Cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2: 1-31. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia (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° I.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 32 (4): 248-264. Buenos Aires.
- Leanza, H. A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR, Boletín 218: 1-135. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. y Wiedmann, J. 1980. Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquén und Mendoza, Argentinien. *Eclogae Geologiae Helvetiae*. 73 (3): 941-981. Basel.
- Leanza, H.A. y Wiedmann, J. 1992. Nuevos Holcodiscidae (Cephalopoda - Ammonoidea) del Barremiano de la Cuenca Neuquina, Argentina, y su significado estratigráfico. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1992 (1): 24-38. Stuttgart.
- Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi, J.C. 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° I.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (3): 190-208. Buenos Aires.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D., Gonzalez, R. y Danieli, J.C. 2001. Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 275, 128p. Buenos Aires.
- Leanza, H., Hugo, C., Repol, D., Gonzalez, R. y Danieli, J. 2005. Hoja Geológica 3969-I Zapala, Provincia del Neuquén, vol. 275. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín, Buenos Aires, 128p.
- Leanza, H.A., Sattler, F., Martinez, 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., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M. (eds.), *Geología y*

- recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica: 113-129. Neuquén.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. y Dimieri, L. 2015. Geometría y cinemática de las estructuras en el extremo septentrional de la faja plegada y corrida del Agrio, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 299-313.
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Cristallini, E. y Dimieri, L. 2018. Análisis geométrico y cinemático del sistema de retrocorrimientos San Eduardo, Región norte de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca neuquina. 17° Reunión de Tectónica Argentina, Actas: 46, La Rioja.
- Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Technical Works on CD. Mar del Plata.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario). En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243, San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: McDonald, D.I.M. (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*. IAS Special Publication, 12: 429-450.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. *Geología Argentina*. En: Caminos, R. (ed.), *Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR*. Buenos Aires. Anales 29: 399-432.
- Legarreta, L. y Villar, H. 2012. Las facies generadoras de hidrocarburos de la Cuenca Neuquina. *Petrotecnia* 53 (4): 14-42.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M. 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. 12° Congreso Geológico Argentino. Relatorio, I-9: 87-114.
- Legarreta, L., Villar, H.J., Laffitte, G.A., Cruz, C. y Vergani, G. 2005. Cuenca Neuquina: balance de masa enfocado a la evaluación del potencial exploratorio de los distritos productivos y de las zonas no productivas. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 19 p.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectonomagmática 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. Buenos Aires.

- Llambias, E.J. y Sato, A.M. 2011. Ciclo gondwánico: La provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 37–48.
- López Cabrera, M.I., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Olivero, E.B. y Maples, C.G. 2019. Bivalves on the move: The interplay of extrinsic and intrinsic factors on the morphology of the trace fossil *Protovirgularia*. *Palaios*, 34(7): 349-363. <https://doi.org/10.2110/palo.2019.004>.
- Macdonald, D., Gómez Pérez, I., Franzese, J. R., Spalletti, L. A., 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.
- MacEachern, J. A., Bann, K. L., Bhattacharya, J. P. y Howell, C. D. JR. 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides. *SEPM Special Publication* 83: 49–85.
- Macquaker, J.H.S., Bentley, S.J. y Bohacs, K.M. 2010. Wave-enhanced sediment gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology* 38 (10): 947–950. <https://doi.org/10.1130/G31093.1>.
- Marchese, H.G. 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26: 343-410.
- Méndez, V., Zanettini, J.C.M. y Zappettini, E.O. 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, SEGEMAR. Anales 23: 1-190. Buenos Aires.
- Méndez, V., Zanettini, J.C. y Zappettini, E.O. 1987. Aspectos geológicos del Orógeno Andino Central de la República Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 181-184.
- Midtgaard, H.H. 1996. Inner-shelf to lower-shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland. *Journal of Sedimentary Research*, 66(2): 343-353.
- Minniti, S., Gutiérrez Pleimling, A., Artega, M. y Pestalardo, F. 1986. Análisis estructural y estratigráfico de la Faja Plegada Neuquina a la latitud de 37°30', Departamentos de Ñorquin y Pehuenches, provincia de Neuquén. Informe Gerencia General de Exploración (YPF), Subgerencia de Geología (inédito), Comisión Geológica nº1, 64 p, Buenos Aires.

- Mitchum, R.M., Vail, P.R. y Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, part 2: the depositional sequence as the basic unit for stratigraphic analysis. En Payton, C.E. (ed.), *Seismic stratigraphy: application to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir 26*: 53-62.
- Morsilli, M. y Pomar, L. 2012. Internal waves vs. Surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification. *Terra Nova*, 24/4, 273-282.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: 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 lat)*. Geological Society of America, 97-125, Special Paper 407, London.
- Mosquera, A., Silvestro, J., Ramos, V.A., Alarcon, M. y Zubiri, M. 2011. La estructura de la Dorsal de Huincul. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 385–397.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemud, 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*, vol. 11, pp. 59-90 (Houston).
- Mount, J. 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first – order textural and compositional classification. *Sedimentology* 32: 435-442.
- Mulder, T. y Syvitski, J.P.M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103: 285–299.
- Mulder, T. y Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* 48: 269–299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères J.C. y Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20: 861 – 882.
- Muravchik, M., Bilmes, A., D'Elia L. y Franzese, J.R. 2014. Alluvial fan deposition along a rift depocentre border from the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 301: 70-89.
- Mutti, E., Gulisano, C.A. y Legarreta, L. 1994a. Anomalous systems tracts stacking patterns within third order depositional sequences (Jurassic-Cretaceous Back Arc Neuquén Basin, Argentine Andes). En: *Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Abstracts* 137-143 (Trempe).
- Mutti, E., Gulisano, C.A. y Legarreta, L. 1994b. Flood-related gravity-flow deposits in fluvial and fluvio-deltaic depositional systems and their sequence stratigraphic implications.

- En: Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Abstracts 131-136 (Tresp).
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche, Universita di Padova*, 48, 233-291.
- Myrow, P.M. y Southard, J.B. 1996. Tempestite deposition: *Journal of Sedimentary Research*, 66: 875–887.
- Myrow, P.M., Fischer, W. y Goodge, J.W., 2002, Wave-modified turbidites: combined flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica: *Journal of Sedimentary Research*, 72: 641–656.
- Nichols, G. 1999. *Sedimentology and Stratigraphy*: London, Blackwell, 355 p.
- Nocioni, A.D. 1996. Estudio estructural de la Faja Plegada y Corrida de la Cuenca Neuquina-Surmendocina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 353-372, Buenos Aires.
- Omarini, J., Lescano, M., Odino-Barreto, A.L., Campetella, D., Tunik, M., Garbán, G., Brea, F., Erra, G., Aguirre-Urreta, B. y Martinez, M. 2020. Palaeoenvironmental conditions for the preservation of organic matter during the late Hauterivian in the Neuquén Basin (Western Argentina). *Marine and Petroleum Geology* 120, 18 pp.
- Otharán, G. 2020. Sedimentología y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiense), Cuenca Neuquina. El rol de los flujos de fango en la depositación de espesas sucesiones de lutitas. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 422 p.
- Otharán, G., Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Marchal, D. y Köhler G. 2020. Análisis de facies en depósitos de grano fino asociados a flujos de fango. Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiense), Cuenca Neuquina central, Argentina. *Andean Geology* 47 (2): 384 – 417.
- Overeem, I., Kroonenberg, S.B., Veldkamp, A., Groenesteijn, K., Rusakov, G.V. y Svitoch, A.A. 2003. Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: Recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea. *Sedimentary Geology* 159(3-4): 133-157.
- Pángaro, F., Pereira, D.M., Micucci, E. 2009. El sinrift de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina: evolución y control sobre la estratigrafía y estructura del área. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65, p. 265–277.
- Paolillo, M.A., Guler, M.V., Lazo, D.G., Pazos, P.J., Ottone, G.E. y Aguirre-Urreta, B. 2018. Early cretaceous dinoflagellate cysts from the Agrio Formation at its type locality

- (Neuquén Basin, Argentina) and their biostratigraphic implications. *Ameghiniana* 55: 554-570.
- Pazos, P.J., Lazo, D.G., Tunik, M.A., Marsicano, C.A., Fernández, D.E. y Aguirre-Urreta, M.B. 2012. Paleoenvironmental framework of dinosaur tracksites and other ichnofossils in Early Cretaceous mixed siliciclastic-carbonate deposits in the Neuquén Basin, northern Patagonia (Argentina). *Gondwana Research* 22 (3-4): 1125-1140. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.003>.
- Pazos, P.J., Comerio, M., Fernández, D.E. Gutiérrez, C., González Estebenet, M.C. y Heredia, A.M. 2020. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Agrio Formation (Late Valanginian-Earliest Barremian) and the Closure of Mendoza Group to the North of the Huincul High. En: Kieztman, D. y Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, 237-267.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. Tercera edición, 628. New York: Harper and Row.
- Pollard, J. E., Goldring, R. y Buck, S. G. 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 149-164.
- Ponce, J.J. y Carmona, N.B. 2008. Miocene deep-marine hyperpycnal channel levee complexes, Tierra del Fuego, Argentina: Facies associations and architectural elements. Sediment transfer from shelf to deep water—Revisiting the delivery system. *AAPG-SEPM*: 75 - 93.
- Ponce, J.J., Montagna, A.O. y Carmona, N. 2015. *Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros*. 153p.
- Posamentier, H. W. y Vail, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I1 - sequence and systems tract models. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42:125 - 154.
- Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: Colella, A. y Prior, D.B. (eds.), *Coarse-Grained Deltas*. IAS Special Publication, 10, 13–27.
- Postma, G., 1995. Causes of architectural variations in deltas. En: Oti, M.N. y Postma, G. (eds.), *Geology of Deltas*. Balkema, The Netherlands, 3-16.
- Potter, P.E., Maynard, J.B. y Depetris, P.J. 2005. *Mud and mudstones: Introduction and overview*. New York, Springer, 297 p.
- Quattrocchio, M., Sarjeant, W.A.S and Volkheimer, W., 1996. Marine and terrestrial Jurassic microfloras of the Neuquén Basin (Argentina). Palynological zonation. En: Riccardi,

- A.C. (ed.), *Advances Jurassic Research*. GeoResearch Forum. Volumes 1-2: 167-178. Transtec Publications, Switzerland.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En: Yrigoyen, M. R. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. Asociación Geológica Argentina: 99-118, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 1-103, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 257-268, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2, 105-110, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.). *Evolution of the 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: 1-17, London.
- Ramos, V.A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. 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, 335-348, Neuquén.
- Reineck, H.E. y Wunderlich, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 99-104.
- Repol, D. 2006. Structural geology and tectonics in the southern extent of the Agrio fold and thrust belt, Neuquén Basin, Argentina. Tesis doctoral, University of Calgary (inédito), 180 p. Calgary.
- Riccardi, A.C. 1984. Las asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino (Bariloche) Actas 4: 559–595.
- Riccardi, A.C. 2008. El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 625-643.

- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés S. y Iglesias Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Nota breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52, p. 228–234.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C. 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. 5° Congreso Geológico Chileno, actas 11: 359-377. Santiago.
- Rodríguez, M.F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno 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 de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 245-264. Neuquén.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Ramos, V.A. 2014. Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. *Journal Geodynamics* 73: 34-52.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T.P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D. y Ramos, V.A. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: insights from structural análisis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 418-433.
- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 1-60.
- Sagasti, G. 2002. Estudio sedimentológico y de estratigrafía secuencial de las sedimentitas carbonáticas de la Formación Agrio (Cretácico Inferior), en el sector surmendocino de la cuenca Neuquina, República Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de la Plata, Buenos Aires, pp. 280.
- Sagasti, G., 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, 252: 231-250.
- Sánchez, N.P., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo, V., Coutand, I. y Dimieri, L. 2015. Structural style of the Chos Malal fold–and–thrust belt, Neuquén Basin, Argentina: relationship between thick and thin–skinned tectonics. *Journal of South American Earth Science*, 64: 399–417.
- Sánchez, N., Coutand, I., Turienzo, M., Lebinson, F., Araujo V. y Dimieri, L. 2018. Tectonic evolution of the Chos Malal fold and thrust belt (Neuquén Basin, Argentina) from (U-Th)/He and fission track thermochronometry. *Tectonics* 37: 1907-1929.
- Sanders, J.E. 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms. En: Middleton, G.V. (ed.), *Primary sedimentary*

- structures and their hydrodynamic interpretation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications 12: 192-219.
- Sagripani, L., Folguera, A., Giménez, M., Rojas Vera, E.A., Fabiano, J.J., Molnar, N., Fennell, L. y Ramos, V.A. 2014. Geometry of middle to late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): a combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology*, 40: 349–366.
- Schieber, J. y Southard, J.B. 2009. Bedload transport of mud by floccule ripples – Direct observation of ripple migration processes and their implications. *Geological Society of America* 37 (6): 483 – 486.
- Schieber, J. y Yawar, Z. 2009. A new twist on mud deposition: mud ripples in experiment and rock record. *The Sedimentary Record* 7 (2): 4-8.
- Schieber, J., Southard, J.B. y Thaisen, K.G. 2007. Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. *Sciences* 318 (5857): 1760-1763.
- Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico 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 de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 131-144. Neuquén.
- Schwarz, E. Spalletti, L.A. y Howell, J.A. 2006. Sedimentary response to a tectonically-induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: *Sedimentology*, 53, 55–81p.
- Scruton, P.C. 1960. Delta building and deltaic sequence, En: Shepard, F.P., Phleger, F.B. y Van Andel, T.H. (eds.), *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 82–102.
- Shchepetkina, A., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Mangano, M.G., Buatois, L.A., Ribas, S. y Benvenuto, M.C.V. 2020. Sedimentological and Ichnological Analyses of the Continental to Marginal-Marine Centenario Formation (Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: Reservoir Implications. *Marine and Petroleum Geology*, 104-471.
- Simeoni, M. 1995. Microfósiles calcáreos marinos jurásicos de la Formación Lotena en Picún Leufú (Neuquén), Argentina. 6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 255-264. Trelew.
- Simons, D.B., Richardson, E.V. y Nordin, C.F.JR. 1965. Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. En: Middleton, G.V. (ed.), *Primary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*, SEPM Special Publications, 12: 34-52.
- Slatt, R.M. 2013. *Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers*. Elsevier. Amsterdam. 688p.

- Sloss, L.L. 1963. Sequence in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 93-113.
- Smith, E., Daniller-Varghese, M.S., Myrow, P.M. y Mohrig, D. 2019. Experimental investigation of combined flow sediment transport. *Journal of Sedimentary Research*, 89: 808-814.
- Soares, J.L., Santos, H.P., Brito, A.S., Nogueira, A.A.E., Nogueira, A.C.R. y Amorim, K.B. 2020. The crustaceans burrow *Sinusichnus sinuosus* from the Oligocene-Miocene carbonate deposits of Eastern Amazonia. *Ichnos*, 27(2), 97-106. <https://doi.org/10.1080/10420940.2019.1697256>.
- Southard, J.B. 1991. Experimental determination of bed-form stability. *Annual Reviews Earth Planet Sciences* 19: 423-455.
- Soyinka, O.A. y Slatt, R.M. 2008. Identification and micro-stratigraphy of hyperpycnites and turbidites in Cretaceous Lewis Shale, Wyoming. *Sedimentology* 55 (5): 1117-1133.
- 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* 157: 433-446.
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Pirrie, D., Matheos, S. y Doyle, P. 2001a. Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base en una secuencia mixta clástica-carbonática del Cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14, 57-74.
- Spalletti, L.A., Poirá, D.G., Schwarz, E. y Veiga, G.D. 2001b. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(6), 609-624. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00039-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00039-6).
- Spalletti, L.A., Arregui, C.D. y Veiga, G.D. 2011a. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico 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 de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 99-111. Neuquén.
- Spalletti, L.A., Veiga, G.D. y Schwarz, E. 2011b. La Formación Agrio (Cretácico 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 de Neuquén*. Asociación Geológica Argentina, 145-160. Neuquén.
- 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 en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 20: 403-478.
- Stipanivic, P., Rodrigo, F., Baulíes, O. y Martínez, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatgónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 67- 68.
- Stoll, W.C. 1950. Geología y depósitos minerales de Andacollo. Territorio de Neuquén. Dirección Nacional de Minería, *Anales* 6:1-35. Buenos Aires.
- Sumner, E.J., Amy, L.A. y Talling, P.J. 2008. Deposit structure and processes of sand deposition from decelerating sediment suspensions. *Journal of Sedimentary Research* 78 (8): 529–547.
- Teichert, C. 1958. Concept of facies. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 42 (11): 2718–2744.
- Traykovski, P., Wiberg, P.L. y Geyer, W.R. 2007. Observations and modeling of wavesupported sediment gravity flows on the Po prodelta and comparison to prior observations from the Eel shelf: *Continental Shelf Research*, 27: 375–399.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Tunik, M.A., Pazos, P.J., Impiccini, A., Lazo, D. y Aguirre-Urreta, M.B. 2009. Dolomitized tidal cycles in the Agua de la Mula member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 16(1): 29-43.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L., Lebinson, F. y Araujo, V. 2014. Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. *Journal of South American Earth Science*, 53: 1–19.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F. y Dimieri, L. 2018. The structure of the southern central Andes (Chos Malal fold and thrust belt). En: Folguera, A. (ed.), *The Making of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences, 411–441. https://doi.org/10.1007/978-3-319-67774-3_17.
- Turienzo, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Starck, D., Araujo, V., Irastorza, A., Peralta, F. y Dimieri, L. 2022. Análisis estructural del frente de deformación en el segmento norte

- de la faja plegada y corrida del Agrio (37°40'S – 70°O), Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 79 (2): 349-380.
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 44(1-4): 5-51, Córdoba.
- Turner, J.S. y H.E. Huppert. 1992. Sedimentation and mixing at the top of a suspended particles. In *Proceedings of the 11th Australian Fluid Mechanics Conference*, 747–750. Hobart: University of Tasmania.
- Uliana, M.A. y Dellapé, D.A. 1981. Estratigrafía y evolución ambiental de la sucesión Maastrichtiana-Eoceniaria del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 673-711, San Luís.
- Uliana M., Dellape D. y Pando G. 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. *Petrotecnia*. Enero, Febrero y Marzo.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extensión and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J y Balkwill, H.R. (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. AAPG Memoirs, 46: 599-614. <https://doi.org/10.1306/M46497C39>.
- Uliana, M.A., Legarreta, L., G.A. Laffitte y H.J. Villar 1999. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras en las cuencas petrolíferas de Argentina. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Tomo I: 1-91. Mar del Plata.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. y Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration Series, no. 7: 55 p. + 14 fold-out plates. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bubb, J. N. y Hatlelid, W. G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Payton, C.E., (ed), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 49-212.
- Veiga, G.D., Howell, J.A. y Strömbäck, A. 2005. Anatomy of a mixed marine-nonmarine lowstand wedge in a ramp setting. The record of the Barremian-Aptian complex relative sea-level fall in the central Neuquén basin, Argentina. En 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 of London, Special Publication 252: 163–184.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. y Schwarz, E. 2011a. El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y

- Vallés J.M. (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 161-173. Neuquén.
- Veiga, G.D. y Vergani, G.D. 2011b. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés J.M. (eds.), Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 181-188. Neuquén.
- Veiga, G.D., Schwarz, E. y Spalletti, L.A. 2013. Anatomy and sequence architecture of the early post-rift in the Neuquén Basin (Argentina): a response to physiography and relative sea-level changes. *Journal of Sedimentary Research* 83: 746-765.
- Vergani, G. D., Barrionuevo, M., Sosa, H. y Pedrazzini, M. 2001. Análisis estratigráfico secuencial de alta resolución en las formaciones Agrio y Huitrín del Yacimiento Puesto Hernández. *BIP (Boletín de Informaciones Petroleras)* 67: 76–87.
- Vergani, G., Selva, G. y Boggetti, D. 2002. Estratigrafía y modelo de facies del Miembro Troncoso inferior, Formación Huitrín (Aptiano), en el noroeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas (Versión en CD Room). El Calafate.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Weisink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- 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(1), 221-250.
- Viñes, R.F. 1985. Estilos estructurales en la faja occidental neuquina. YPF S.A, 6pp (Inédito).
- Viñes, R. F. 1989. Interpretación de la estructura de Filo Morado. 1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos. Actas 2: 1107-1124, Buenos Aires.
- Vittore, F., Licitra, D., Quiroga, J. y Hernández, C. 2018. Geología y desarrollo de la Formación Vaca Muerta en el yacimiento Loma Campana, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75: 253-257.
- Walker, R.G., Duke, W.L. y Leckie, D.A. 1983. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1245–1251.
- Weaver, C.E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Memoir University of Washington* 1, 469 p., Seattle.

- Wetzel, A., Carmona, N. y Ponce, J.J. 2020. Gyrochorte 'highways' and their environmental significance in shallow-marine sediments. *Acta Palaeontologica Polonica*, 65.
- Wheeler, H. 1958. Time-stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42 (5): 1047-1063.
- White, B.L. y Helfrich, K.R. 2008. Gravity currents and internal waves in a stratified fluid: *Journal of Fluid Mechanics*, 616: 327–356.
- Williams, G., Powell, C. y Cooper, M. 1989. Geometry and Kinematics of Inversion Tectonics, Special Publications, Geological Society, London, 44: 3–15p. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.02>.
- Wilson, R.D. y Schieber, J. 2014. Muddy prodeltaic hyperpycnites in the lower Genesee Group of central New York, USA: Implications for mud transport in epicontinental seas. *Journal of Sedimentary Research* 84(10): 866-874.
- Wright, L.D. y Coleman, J.M. 1973. Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 57 (2): 370 – 398.
- Wright, L.D., Boon, J.D., Kim, S.C., y List, J.H. 1991. Modes of cross-shelf sediment transport on the shoreface of the Middle Atlantic Bight: *Marine Geology*, 96: 19–54.
- Yamada, Y. y McClay, K.R. 2004. 3-D analog modelling of inversion thrust structures. En: McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. AAPG Memoir 82: 276-301, Tulsa.
- Yrigoyen, M.R. 1991. Hydrocarbon resources of Argentina. *Petrotecnica* 13, 38–54.
- Zamora Valcarce, G. 2007. Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédito), 304 p., Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G. y Zapata, T. 2015. Building a valid structural model in a triangle zone: An example from the Neuquén fold and thrust belt, Argentina. *Interpretation* 4: SAA117-SAA131.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. R., del Pino, D. y Ansa A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio foldand-thrust belt. En: 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 lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145, New York.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodríguez, F. y Bernardo, L.M. 2009. Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 192-203.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Geología*

- y recursos naturales de la provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 367-374, Neuquén.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras 60: 113-121.
- Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F. y Zamora Valcarce, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Actas CD, Mar del Plata.
- Zapata, T.R. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G., Spalletti, L., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.), The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics, Geological Society, Special Publications 252: 37-56, London.
- Zavala, C. 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano) en la Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, 63, 40–54.
- 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. Tercera Época, año XVII, 65: 52-64
- Zavala, C. 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, Actas, 14p.
- Zavala, C. y Ponce, J.J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico 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 de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 205-222. Neuquén.
- Zavala, C. y Pan, S.X. 2018. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. Lithologic Reservoirs 30 (1): 1–27.
- Zavala, C., Ponce, J.J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. y Asensio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: A depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. Journal of Sedimentary Research 76(1): 41-59. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.12>.
- Zavala, C., Blanco Valiente, L., y Vallez, Y. 2008. The origin of lofting rhythmites. Lessons from thin sections. AAPG HEDBERG CONFERENCE “Sediment Transfer from Shelf to Deepwater – Revisiting the Delivery Mechanisms”. Ushuaia-Patagonia, Argentina.

- Zavala, C., Arcuri, M.J., Di Meglio M. y Zorzano A. 2011a. Las Capas de San Eduardo: 130 metros de arenas en el Miembro Inferior de la Fm. Agrio. Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas, 215-224.
- Zavala, C., Arcuri, M., Gamero, H., Contreras, C. y Di Meglio, M. 2011b. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. En: 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., y Blanco Valiente, L. 2012. The importance of plant remains as a diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie, Genève* (2012) Vol. spéc. 11: 457-469.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Goitia Antezana, V.H., and Arnez Espinosa, L.R., 2016. Prodelta hyperpycnites: Facies, processes and reservoir significance. Examples from the Lower Cretaceous of Russia.. International Conference and Exhibition, Barcelona, Spain, 3-6 April 2016: pp. 73-73. <https://doi:10.1190/ice2016-6356637.1>.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. Otharán, G. 2020. Jurassic Uplift Along the Huincul Arch and Its Consequences in the Stratigraphy of the Cuyo and Lotena Groups. Neuquén Basin, Argentina. En: Kieztman, D. y Folguera, A. (eds.), *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes*, 53-74p
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Otharán, G., Irastorza, A. y Torresi, A. 2021. Deltas: A new classification expanding bates's concepts. *Journal of Palaeogeography* 10(3): 341-355.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10 (2): 127-135. Buenos Aires.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia de Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143: 1-91. Buenos Aires.
- Zuffa, G.G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of sedimentary petrology* 50: 21-29.

CAPITULO IX

Anexo

9.1. Columnas estratigráficas

A continuación, se exponen todas las columnas relevadas en la presente tesis, en escala 1:200. El cuadro 9.1 que se presenta a continuación, contiene todas las referencias utilizadas para realizar las secciones estratigráficas.

Referencias							
	Caliza		Masiva		Valvas articuladas		Clastos de arcilla
	Arenisca muy gruesa		Laminación paralela		Valvas desarticuladas		Restos carbonosos
	Arenisca gruesa		Laminación paralela difusa		Valvas fragmentadas		Concreciones
	Arenisca media		Cruzada asintótica		Oolitas		Micas
	Arenisca fina		Artesa		Gasterópodos		Miembro Troncoso inferior (Formación Huitrín)
	Arenisca muy fina		Hummocky anisótropo		Amonoideos		Miembro Agua de la Mula (Formación Agrio)
	Pelita		Hummocky isotrópico		Corales esclerectínidos		Miembro Avilé (Formación Agrio)
			Óndulas escalantes		Biotrubación moderada		Miembro Pilmatué (Formación Agrio)
			Estructura de oleaje (sin estructura interna)		Biotrubación alta		
			Estructura de oleaje (con estructura interna)				
			Óndulas de interferencia				
			Grietas de desecación				
			Estructura de deformación				
			Ball and pillows				

Cuadro 9.1: Referencias utilizadas para realizar todas las columnas estratigráficas de la presente tesis.

9.1.1. Columna El Mojado

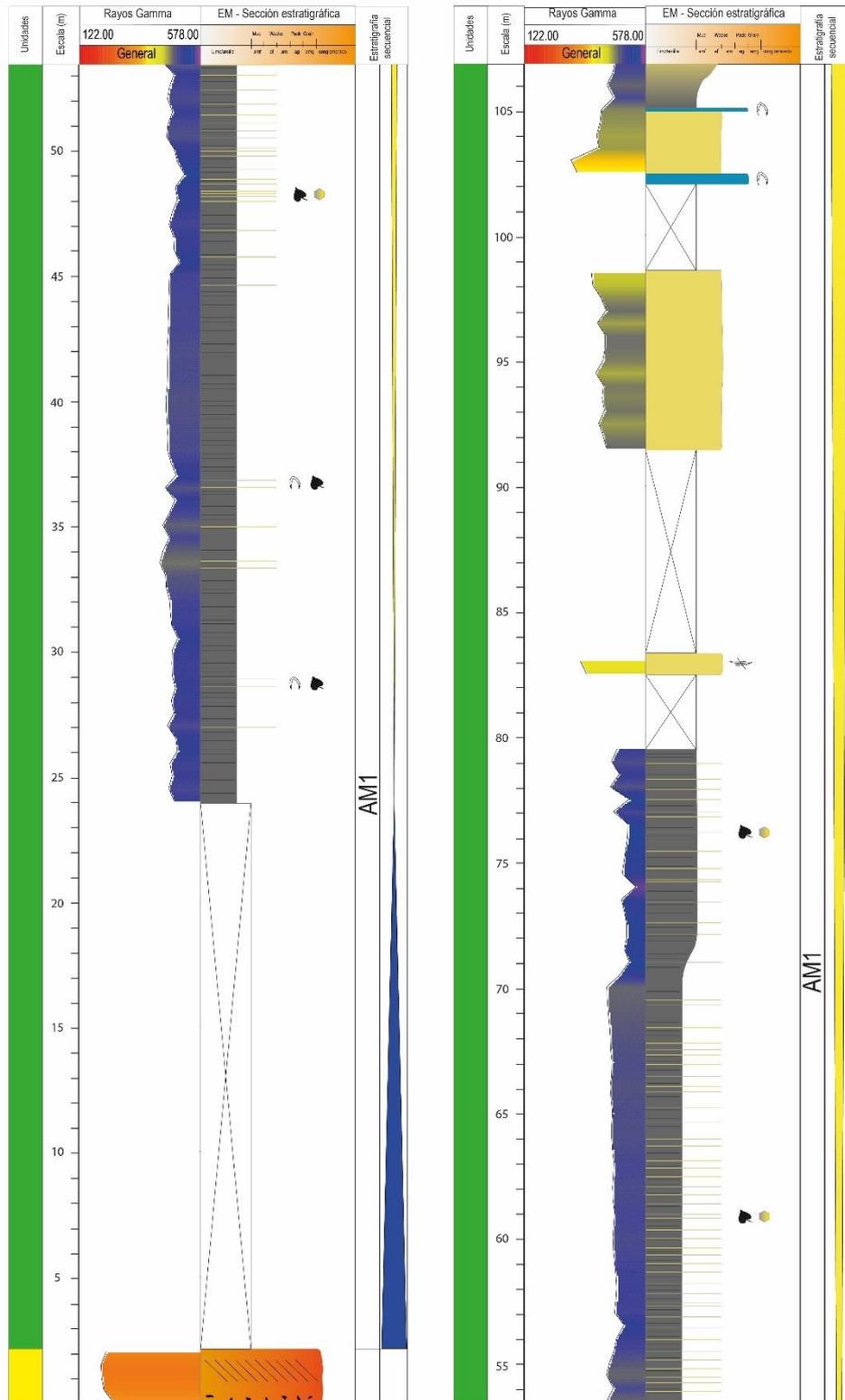


Figura 9.1: Columna El Mojado en escala 1:200. Parte 1.

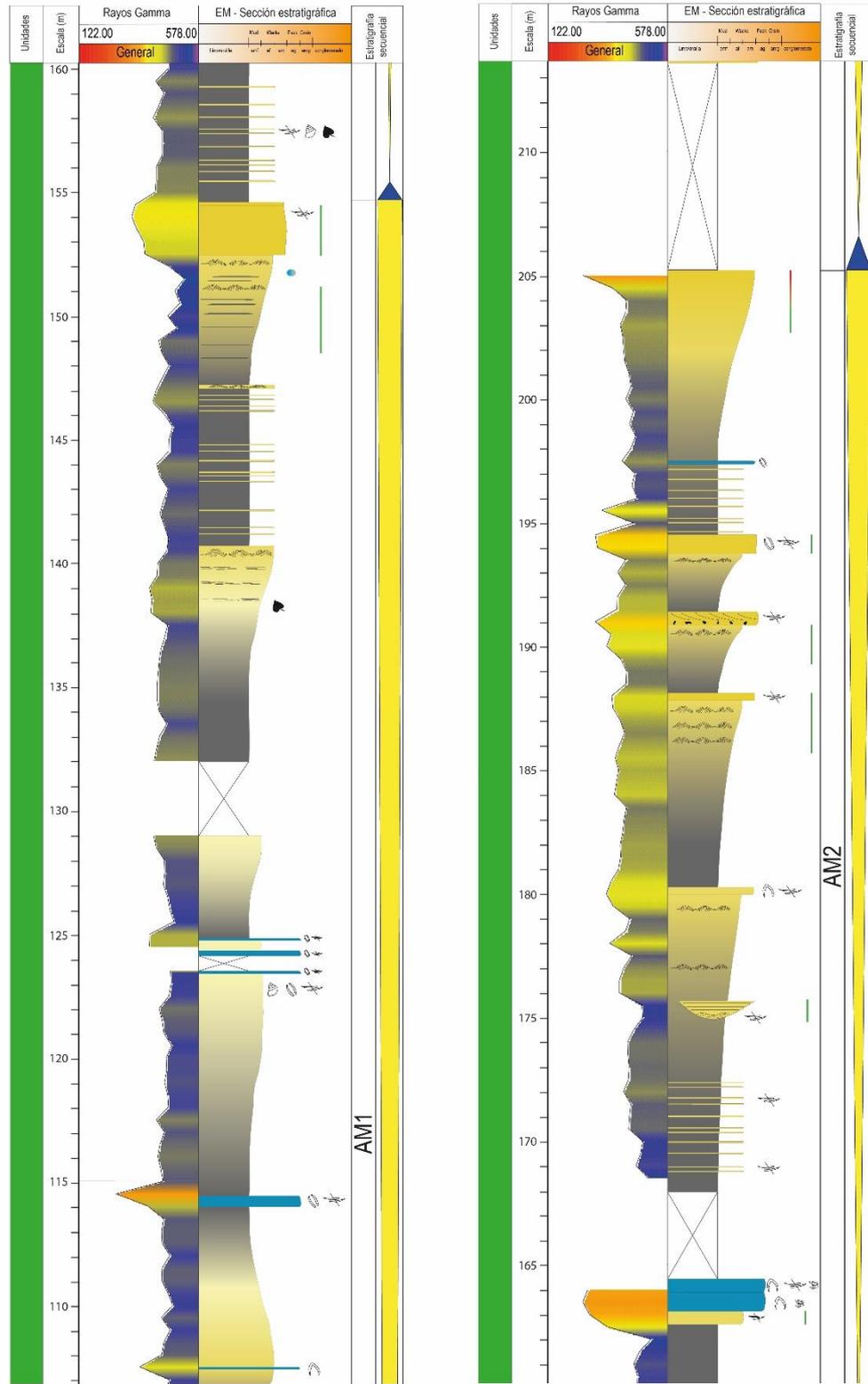


Figura 9.2: Columna El Mojado en escala 1:200. Parte 2.

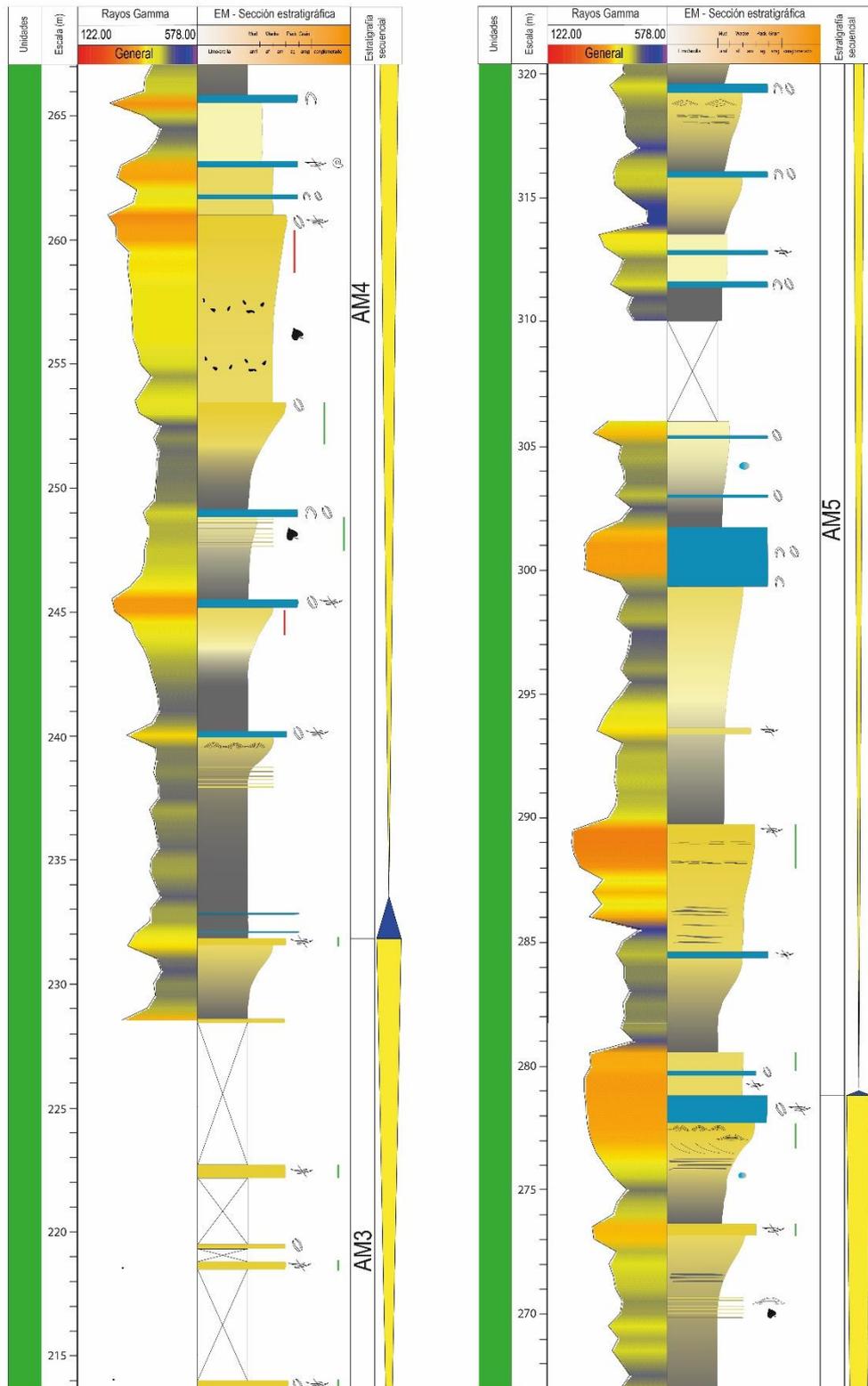


Figura 9.3: Columna El Mojado en escala 1:200. Parte 3.

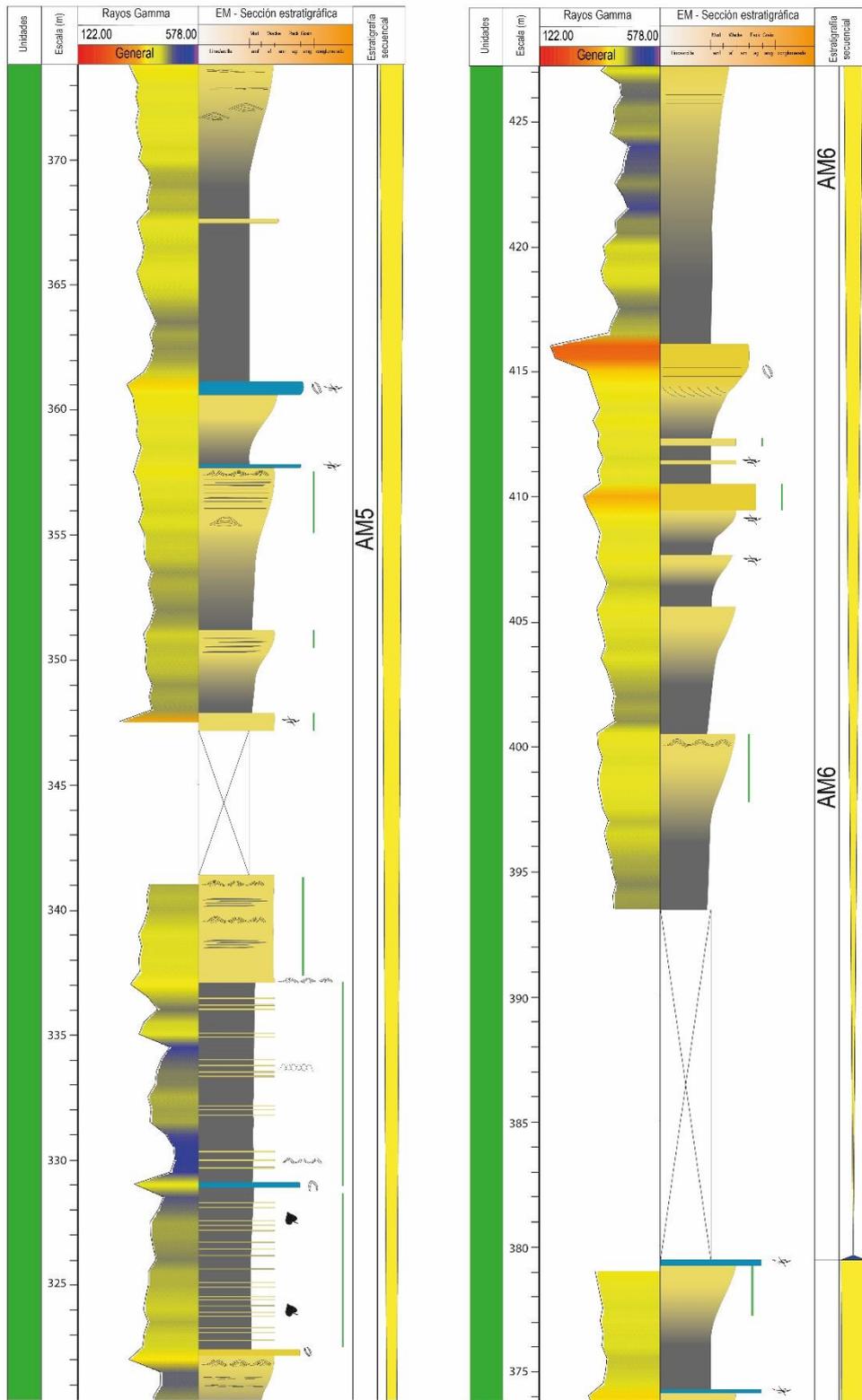


Figura 9.4: Columna El Mojado en escala 1:200. Parte 4.

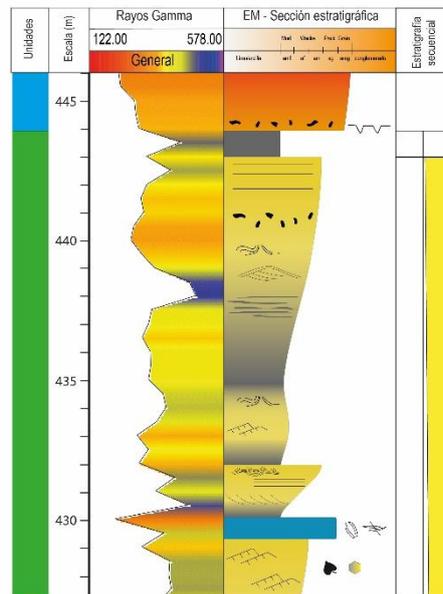


Figura 9.5: Columna El Mojado en escala 1:200. Parte 5.

9.1.2. Columna Bajada del Agrio

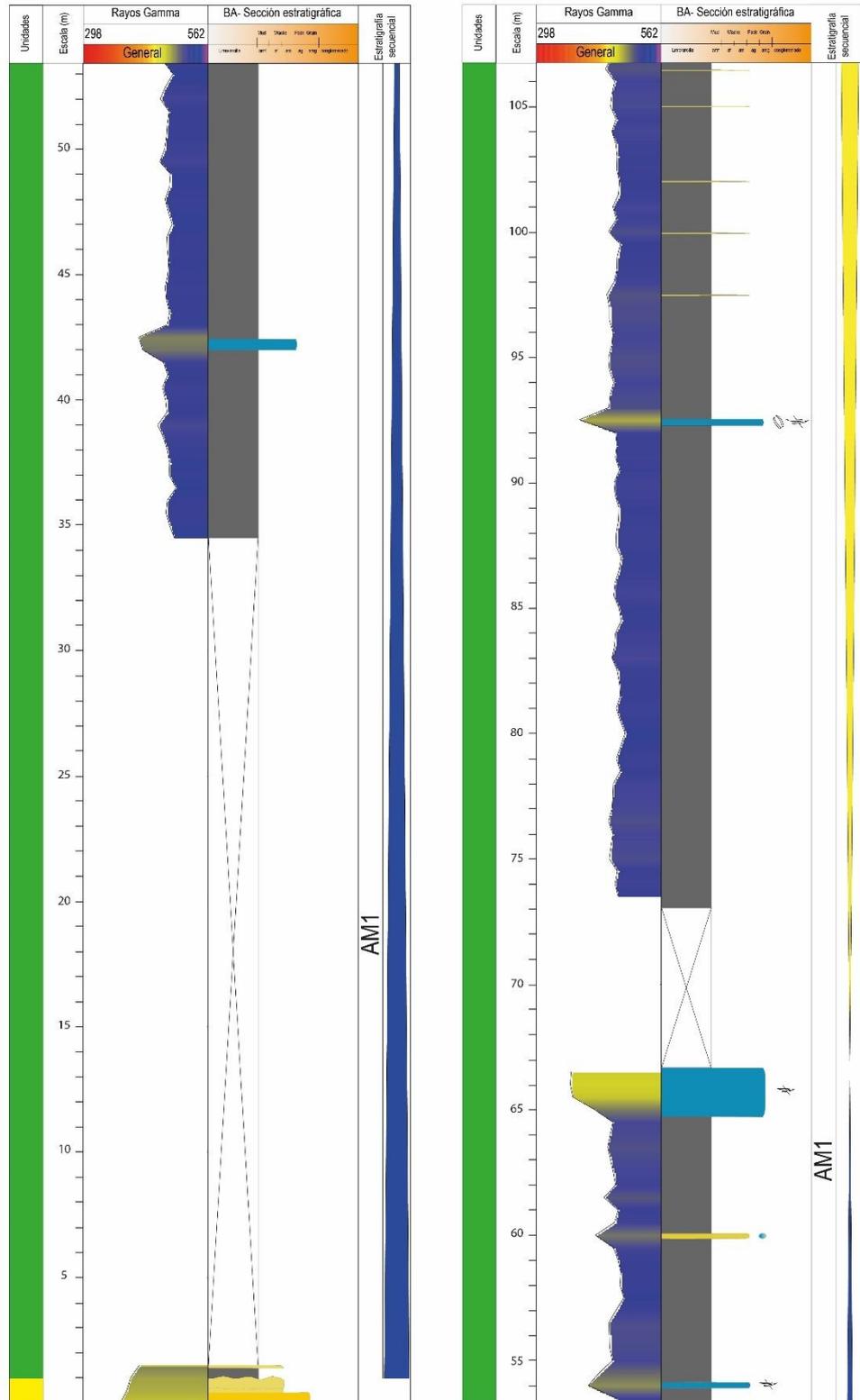


Figura 9.6: Columna Bajada del Agrio en escala 1:200. Parte 1.

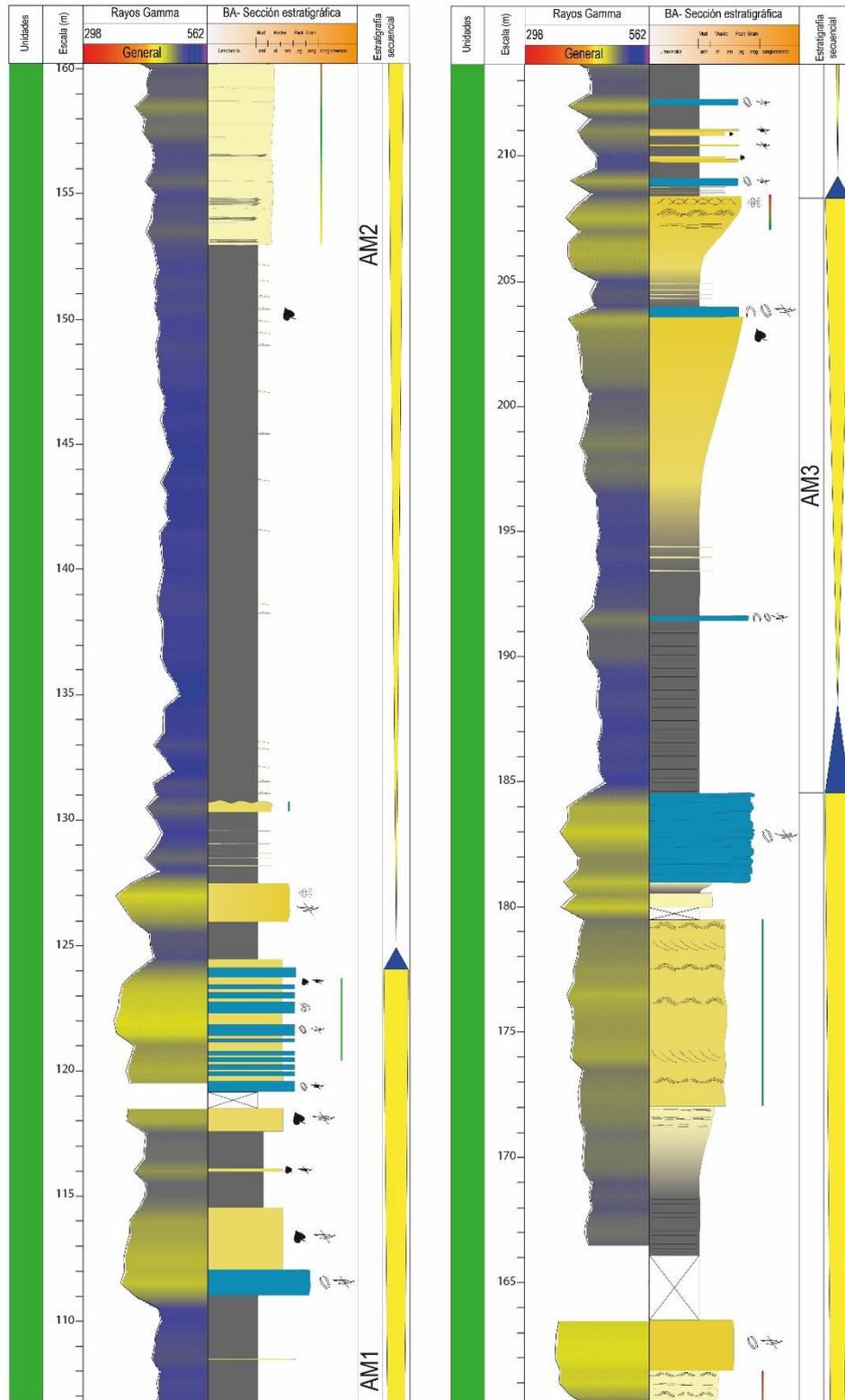


Figura 9.7: Columna Bajada del Agrio en escala 1:200. Parte 2.

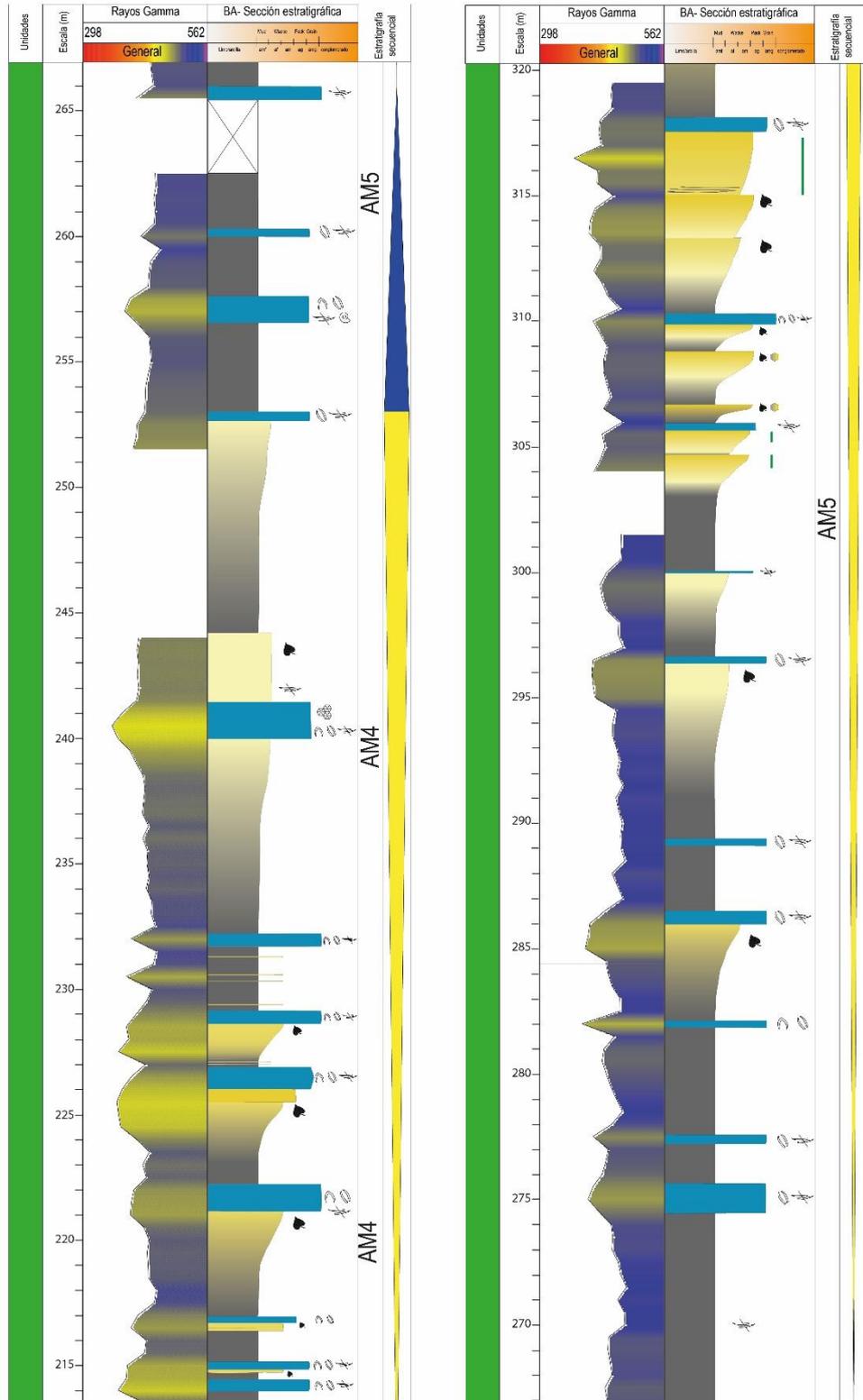


Figura 9.8: Columna Bajada del Agrio en escala 1:200. Parte 3.

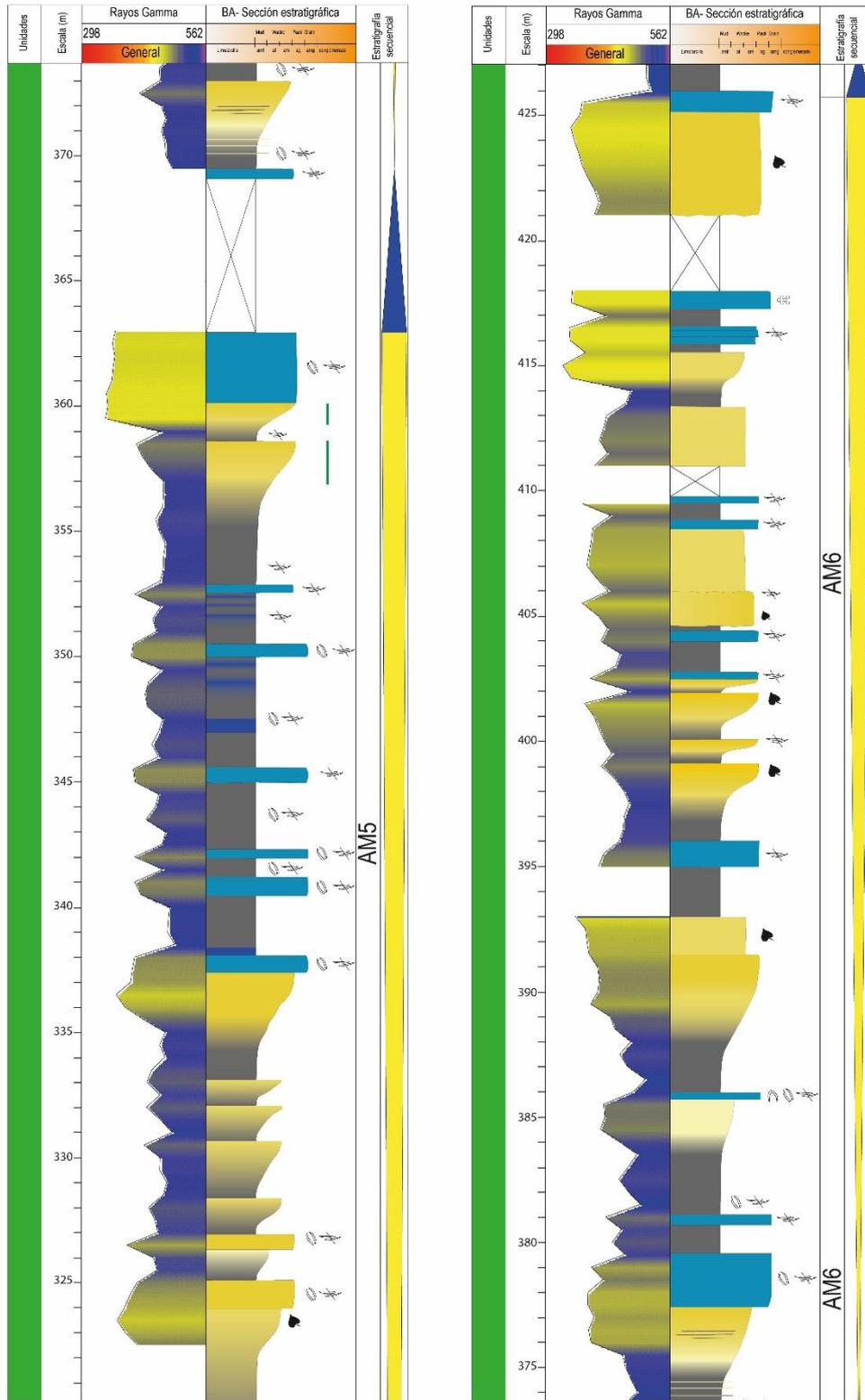


Figura 9.9: Columna Bajada del Agrio en escala 1:200. Parte 4.

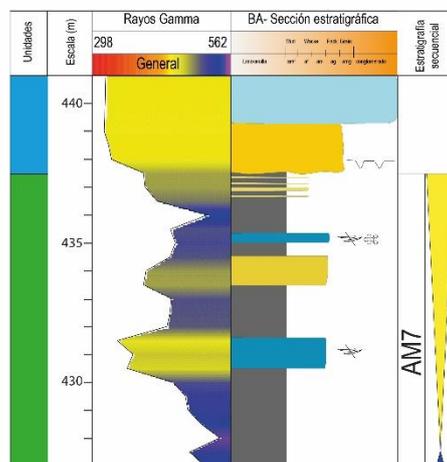


Figura 9.10: Columna Bajada del Agrío en escala 1:200. Parte 5.

9.1.3. Columna La Quebrada

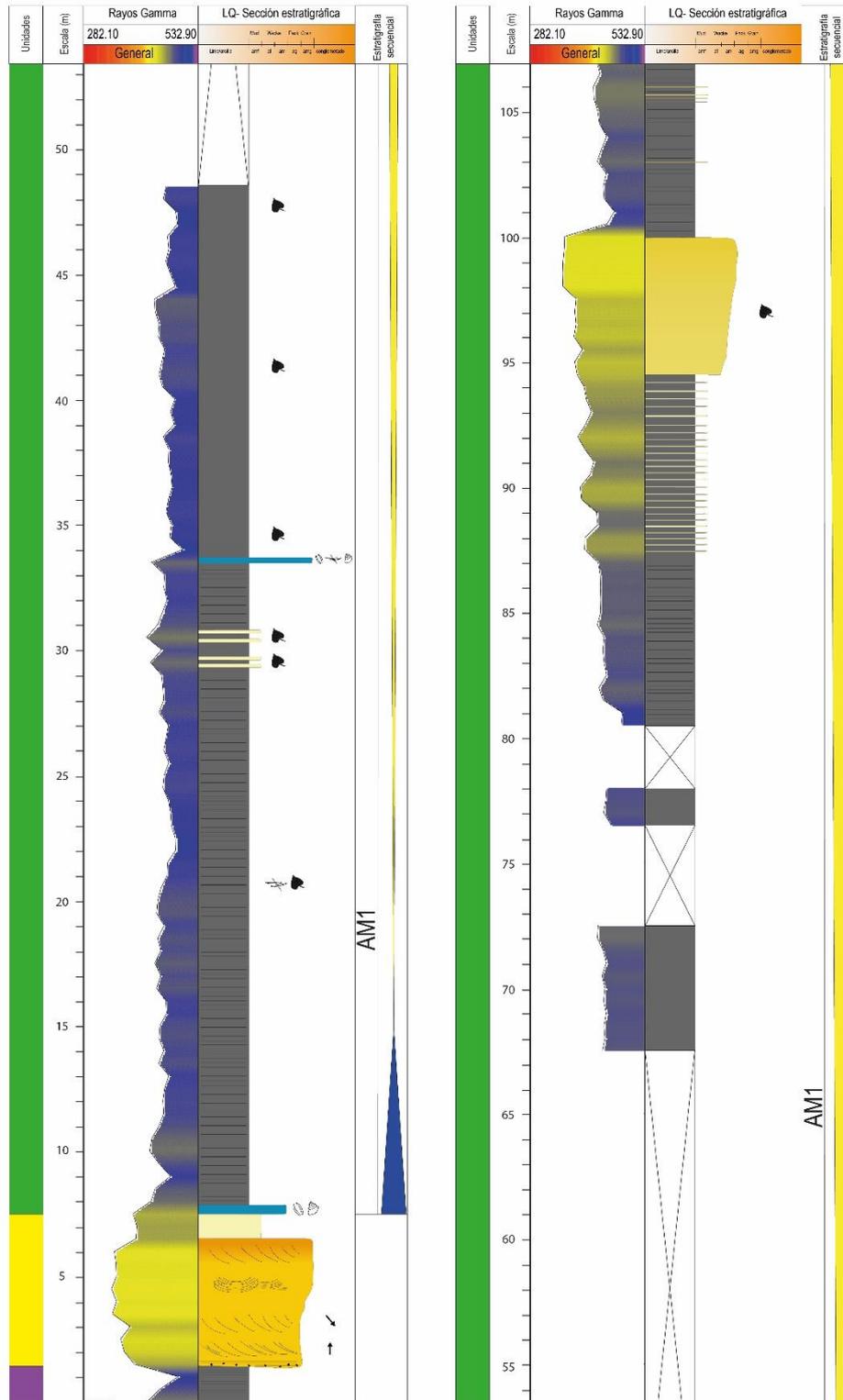


Figura 9.11: Columna La Quebrada en escala 1:200. Parte 1.

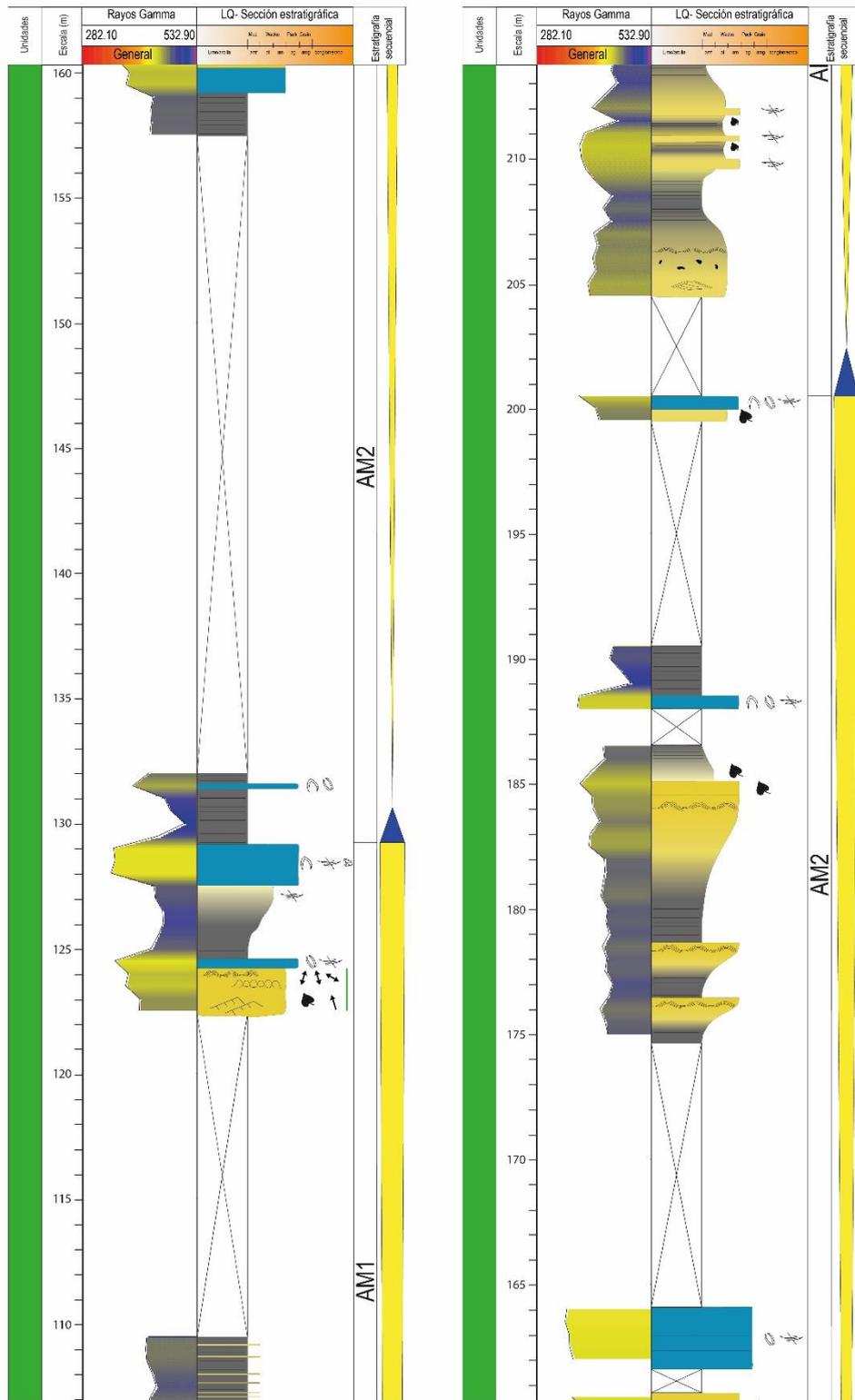


Figura 9.12: Columna La Quebrada en escala 1:200. Parte 2.

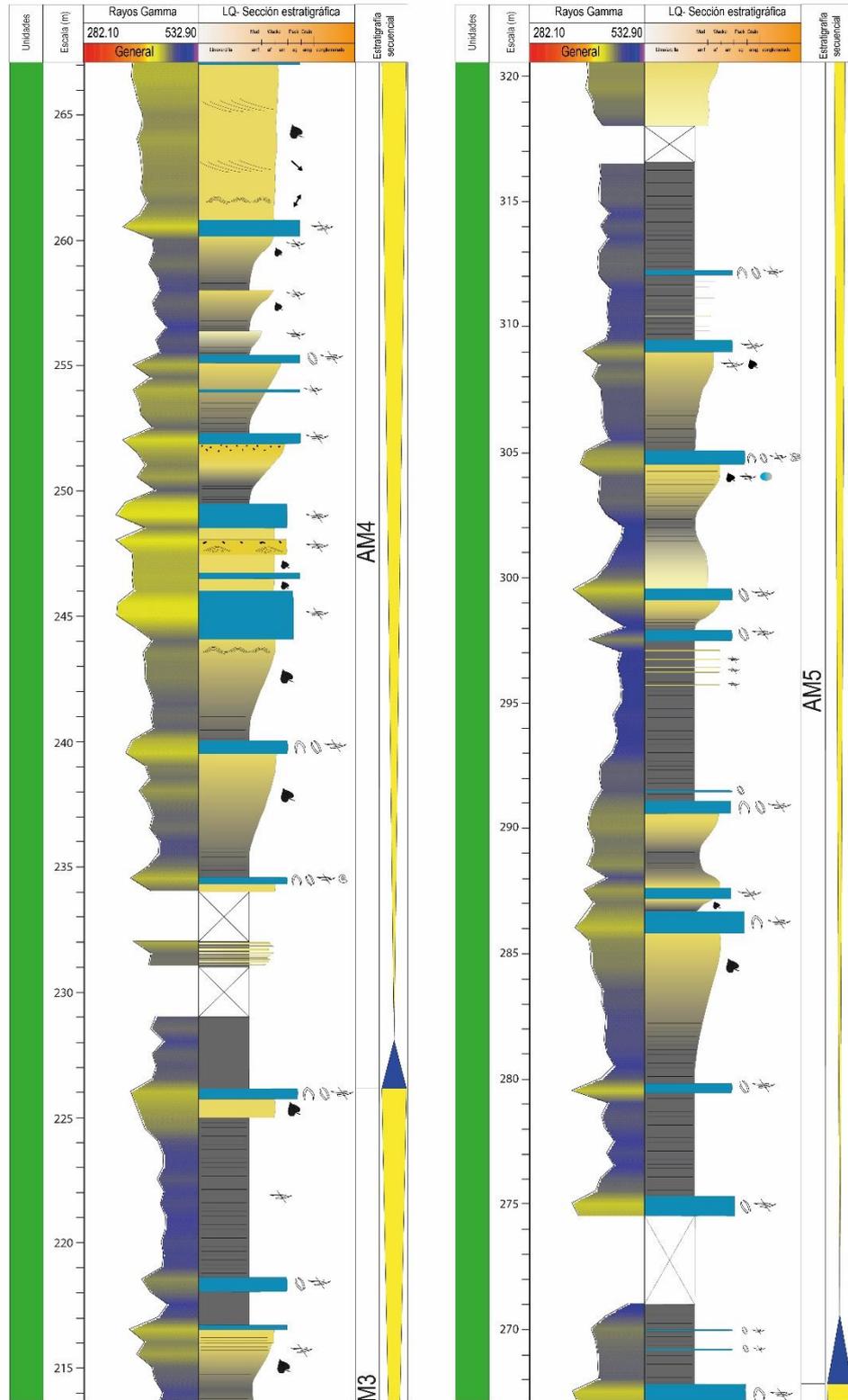


Figura 9.13: Columna La Quebrada en escala 1:200. Parte 3.

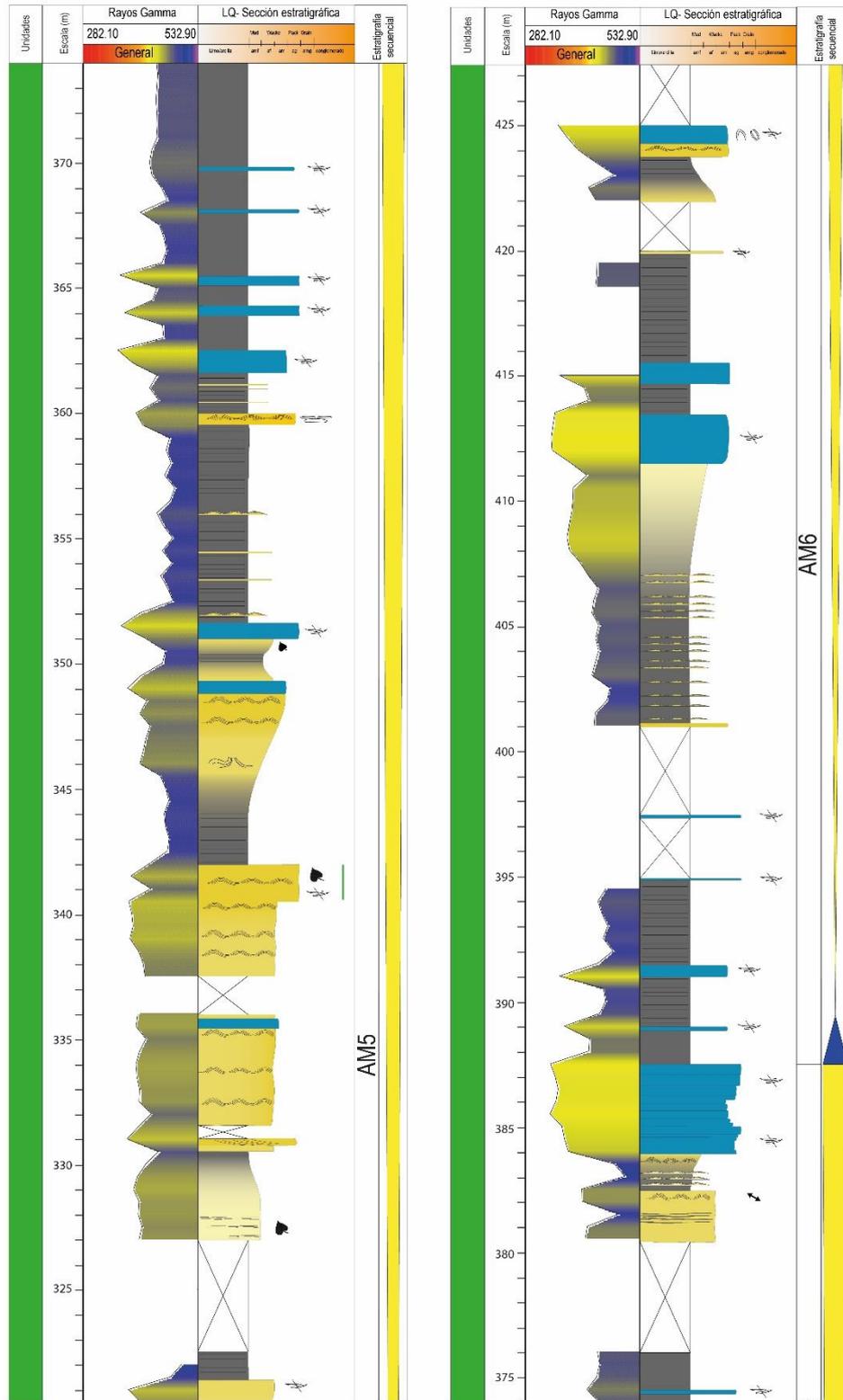


Figura 9.14: Columna La Quebrada en escala 1:200. Parte 4.

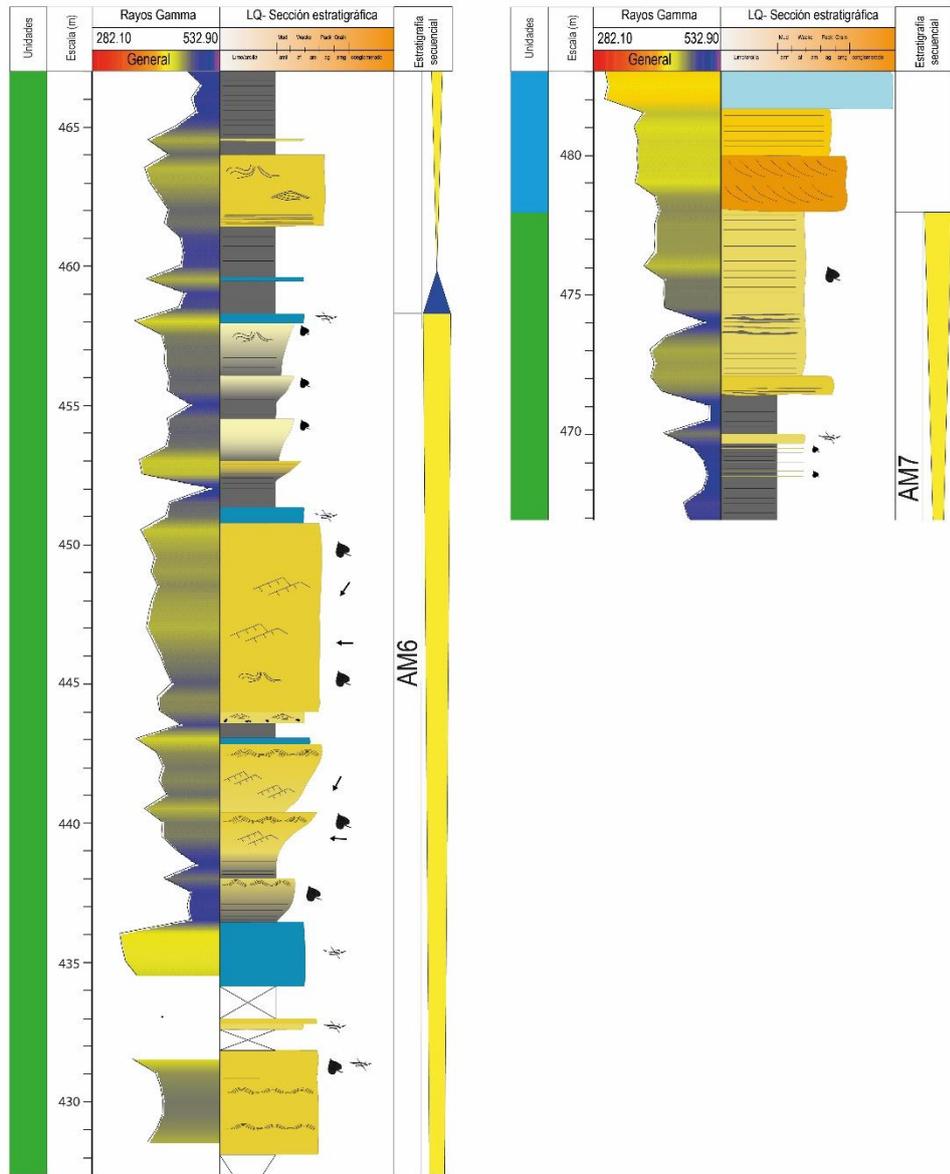


Figura 9.15: Columna La Quebrada en escala 1:200. Parte 5.

9.1.4. Columna Jara

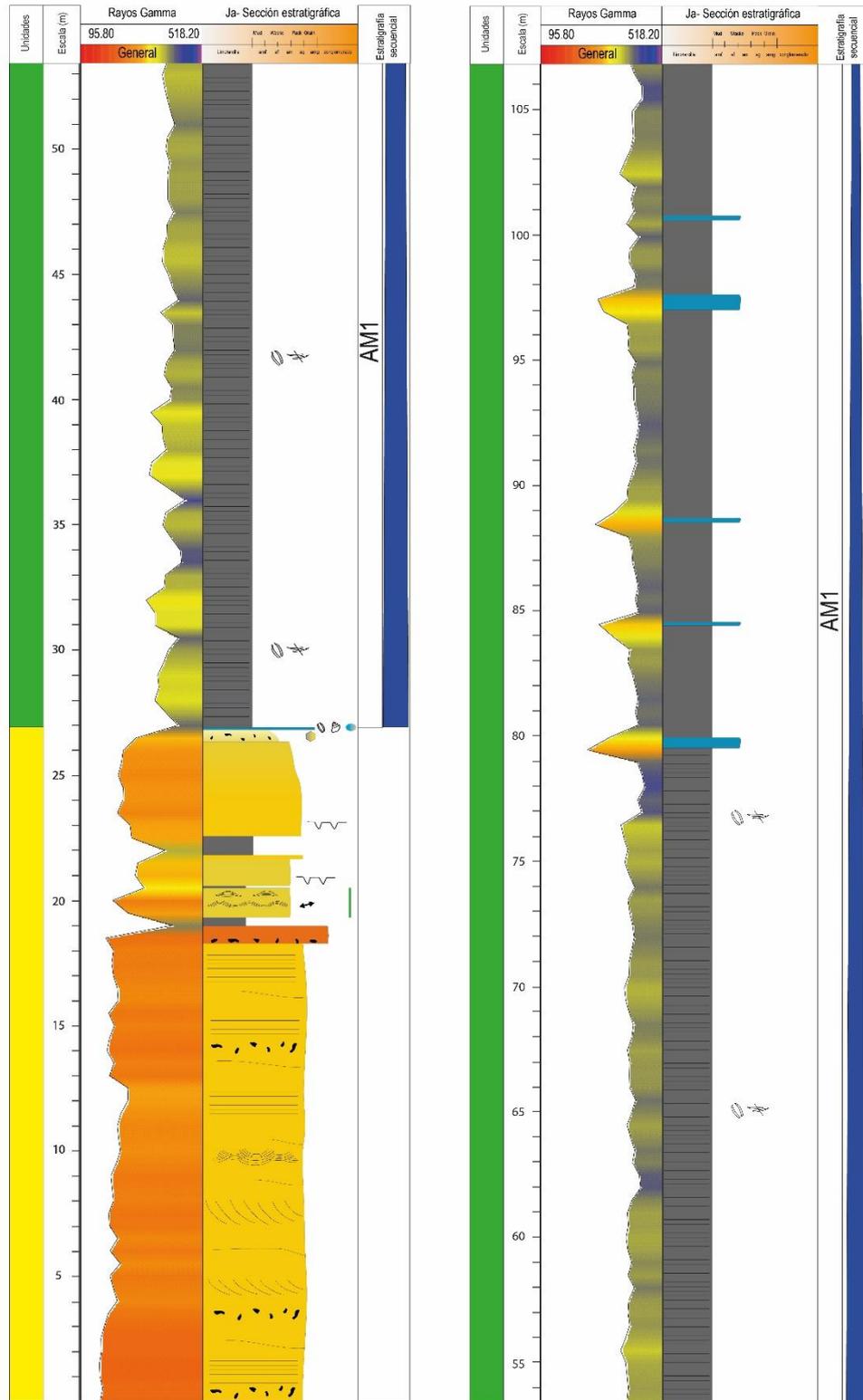


Figura 9.16: Columna Jara en escala 1:200. Parte 1.

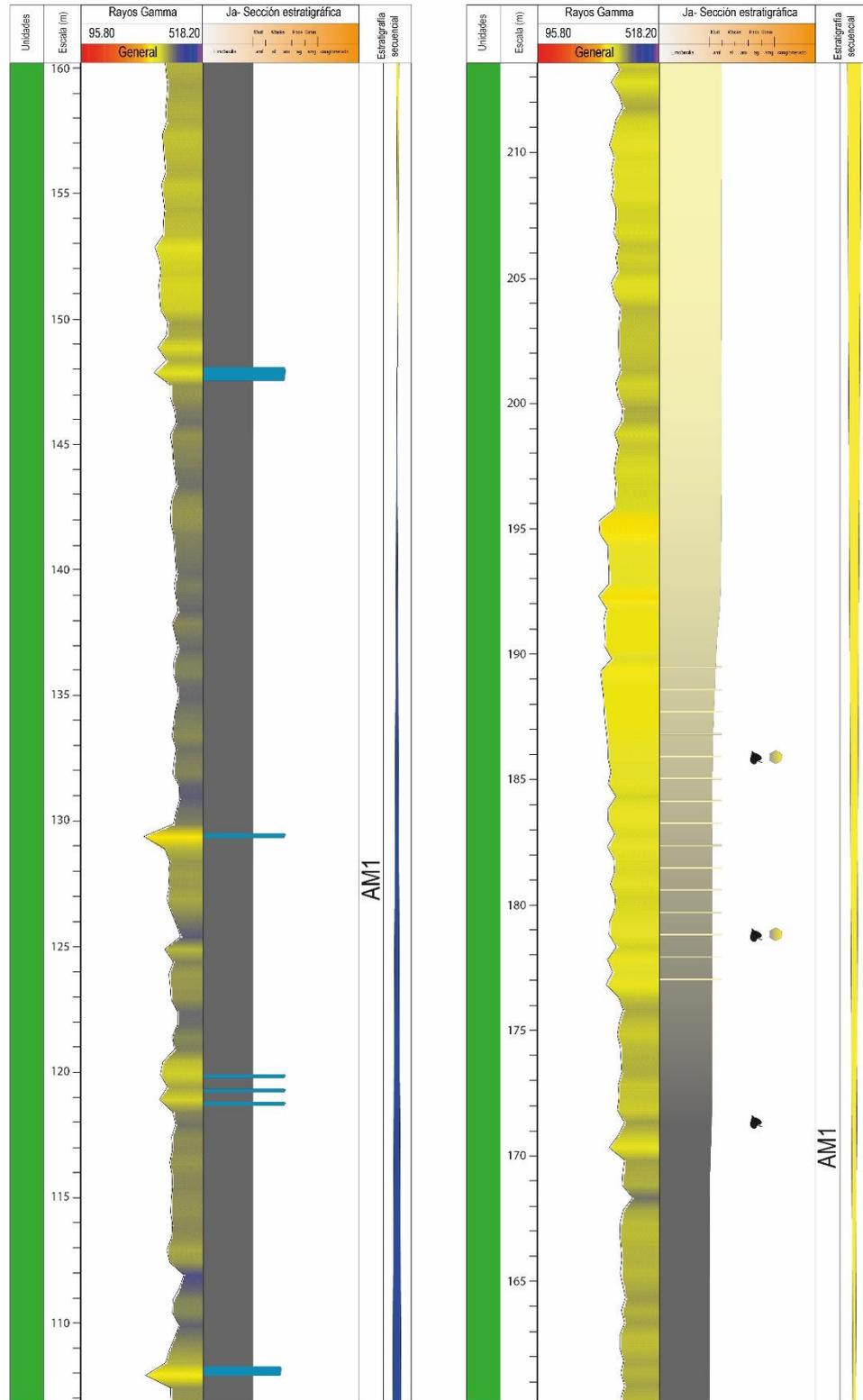


Figura 9.17: Columna Jara en escala 1:200. Parte 2.

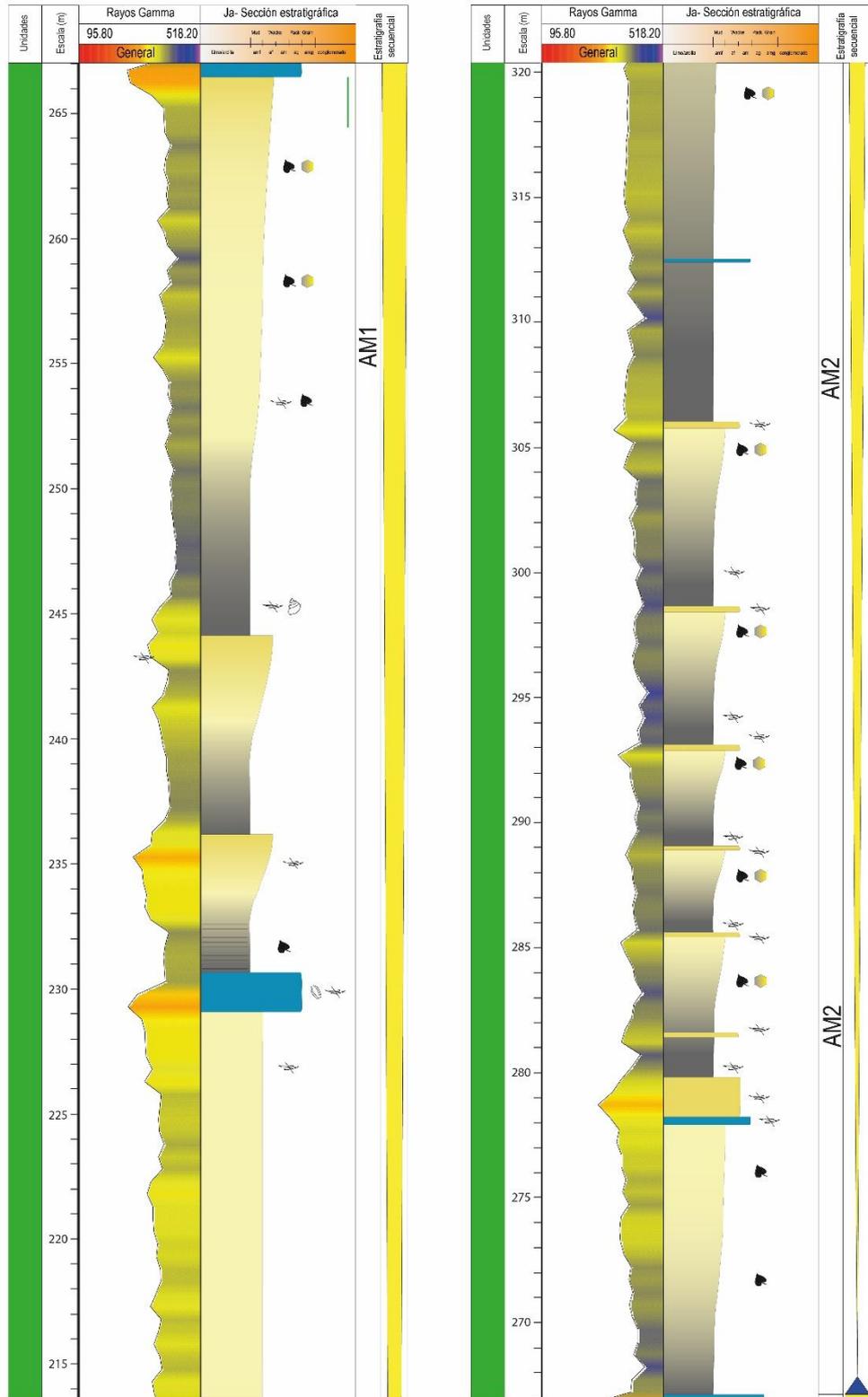


Figura 9.18: Columna Jara en escala 1:200. Parte 3.

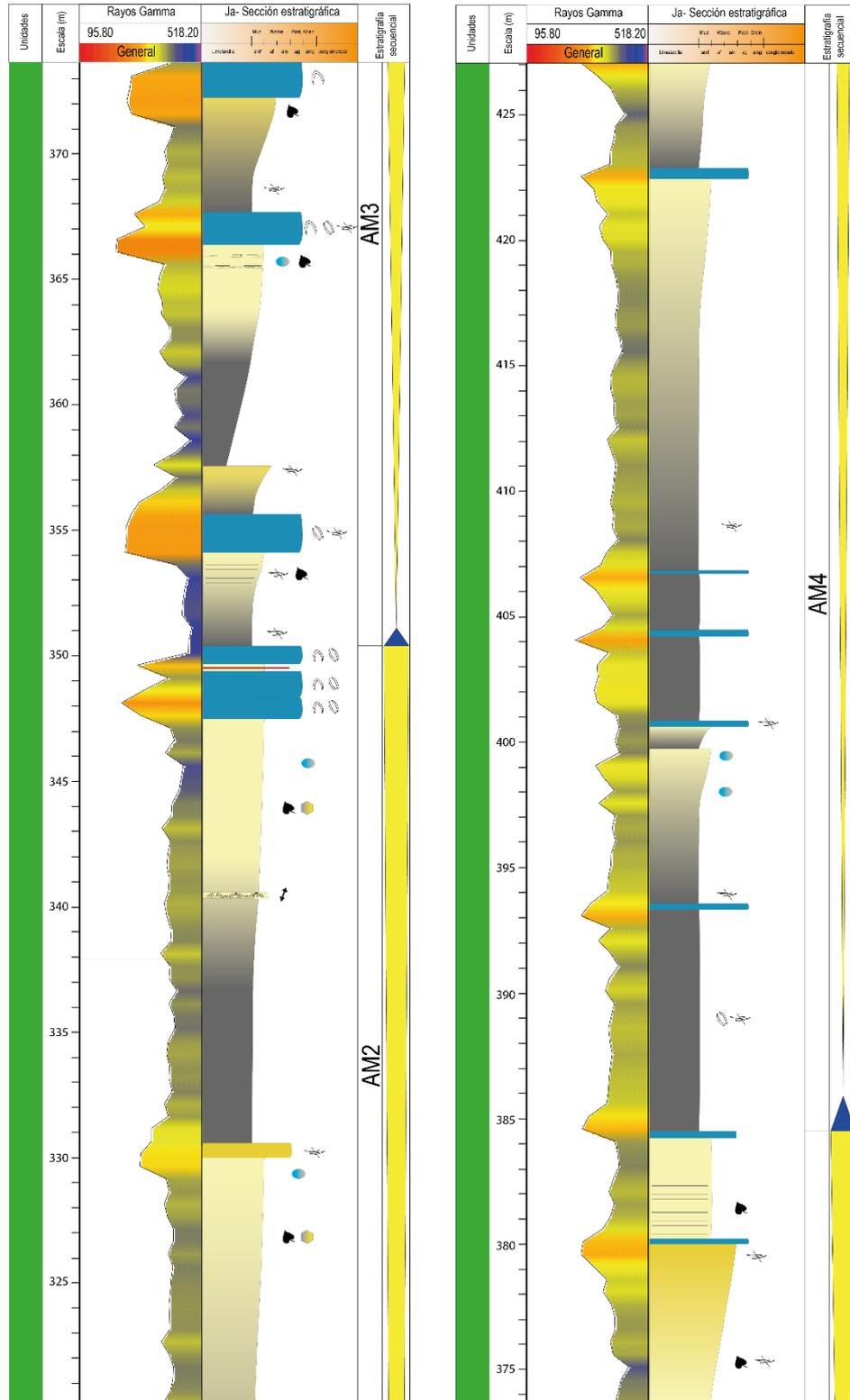


Figura 9.18: Columna Jara en escala 1:200. Parte 4.

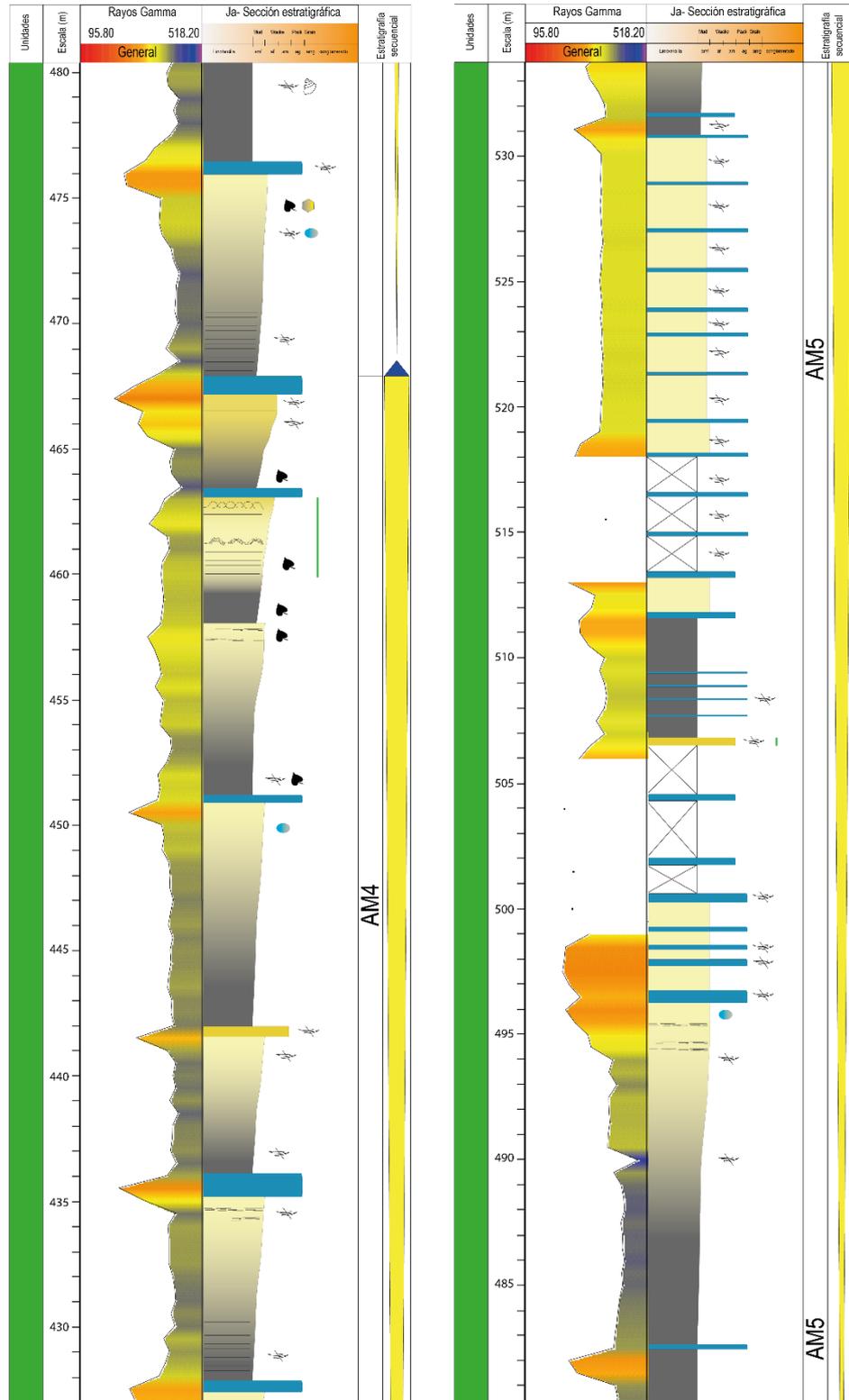


Figura 9.19: Columna Jara en escala 1:200. Parte 5.

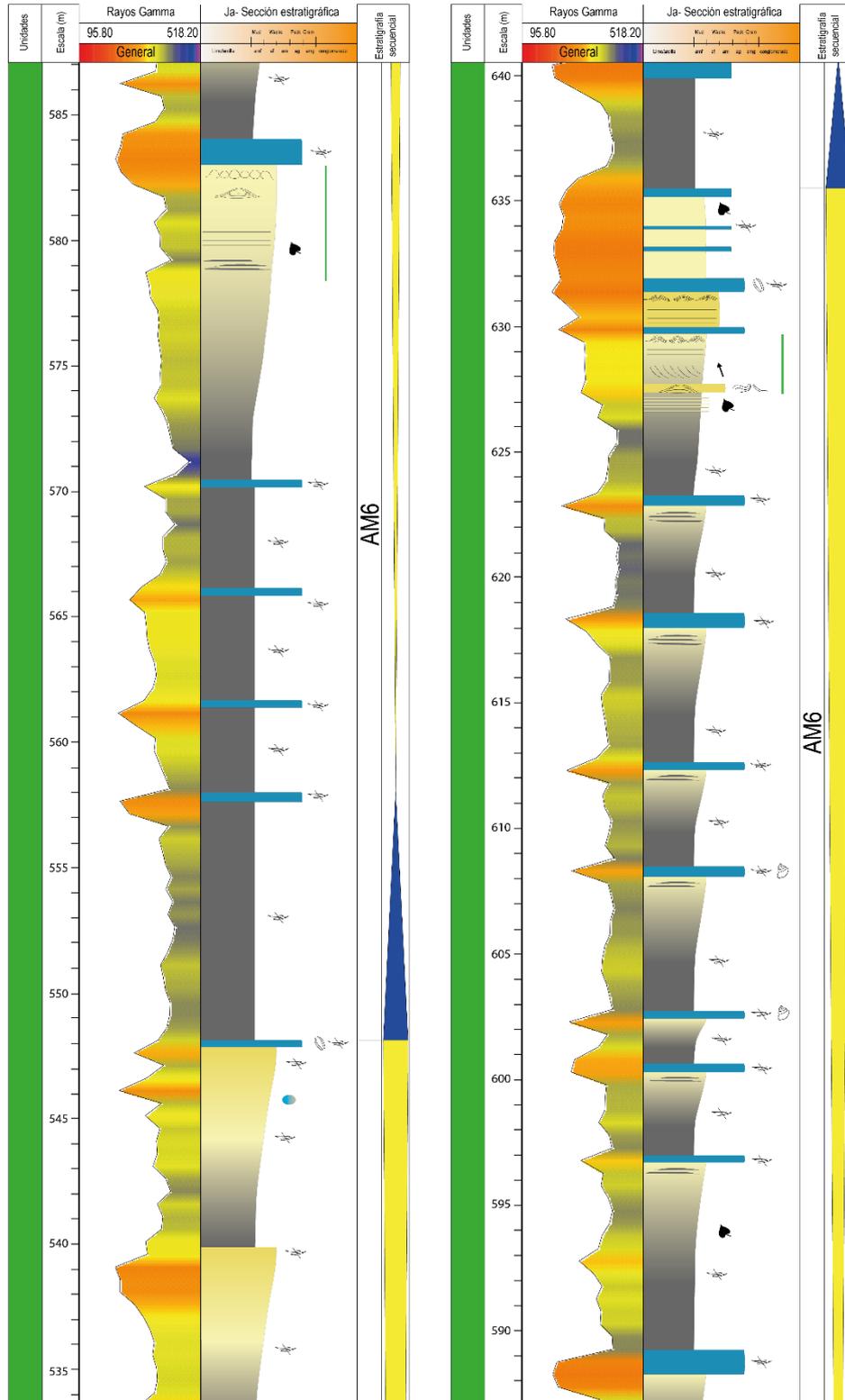


Figura 9.20: Columna Jara en escala 1:200. Parte 6.

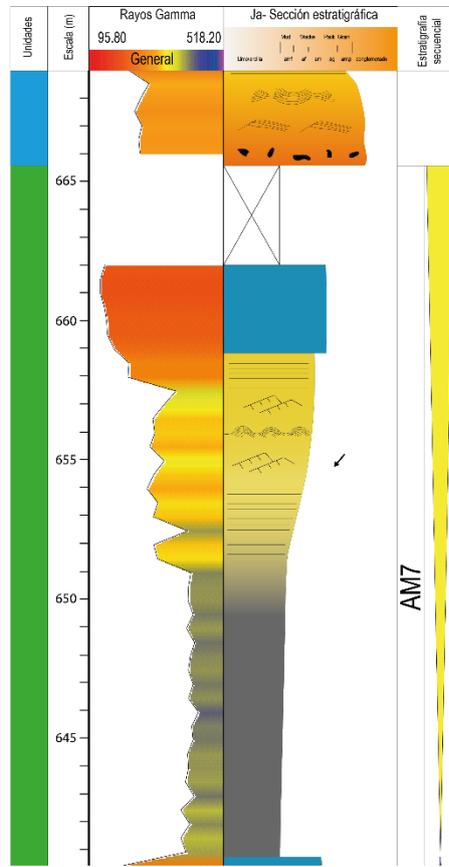


Figura 9.21: Columna Jara en escala 1:200. Parte 7.

9.1.5. Columna Pichi Mula

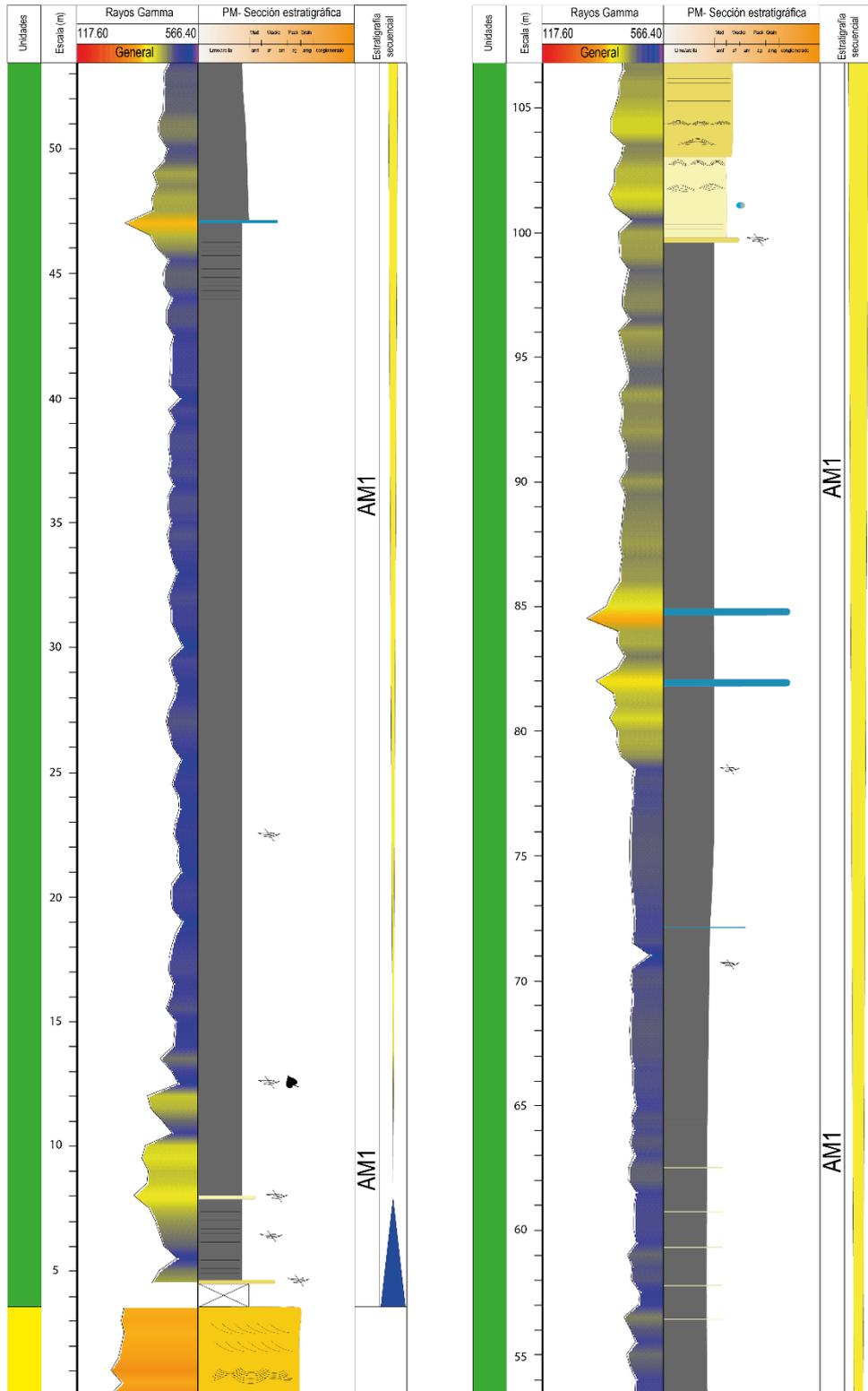


Figura 9.22: Columna Pichi Mula en escala 1:200. Parte 1.

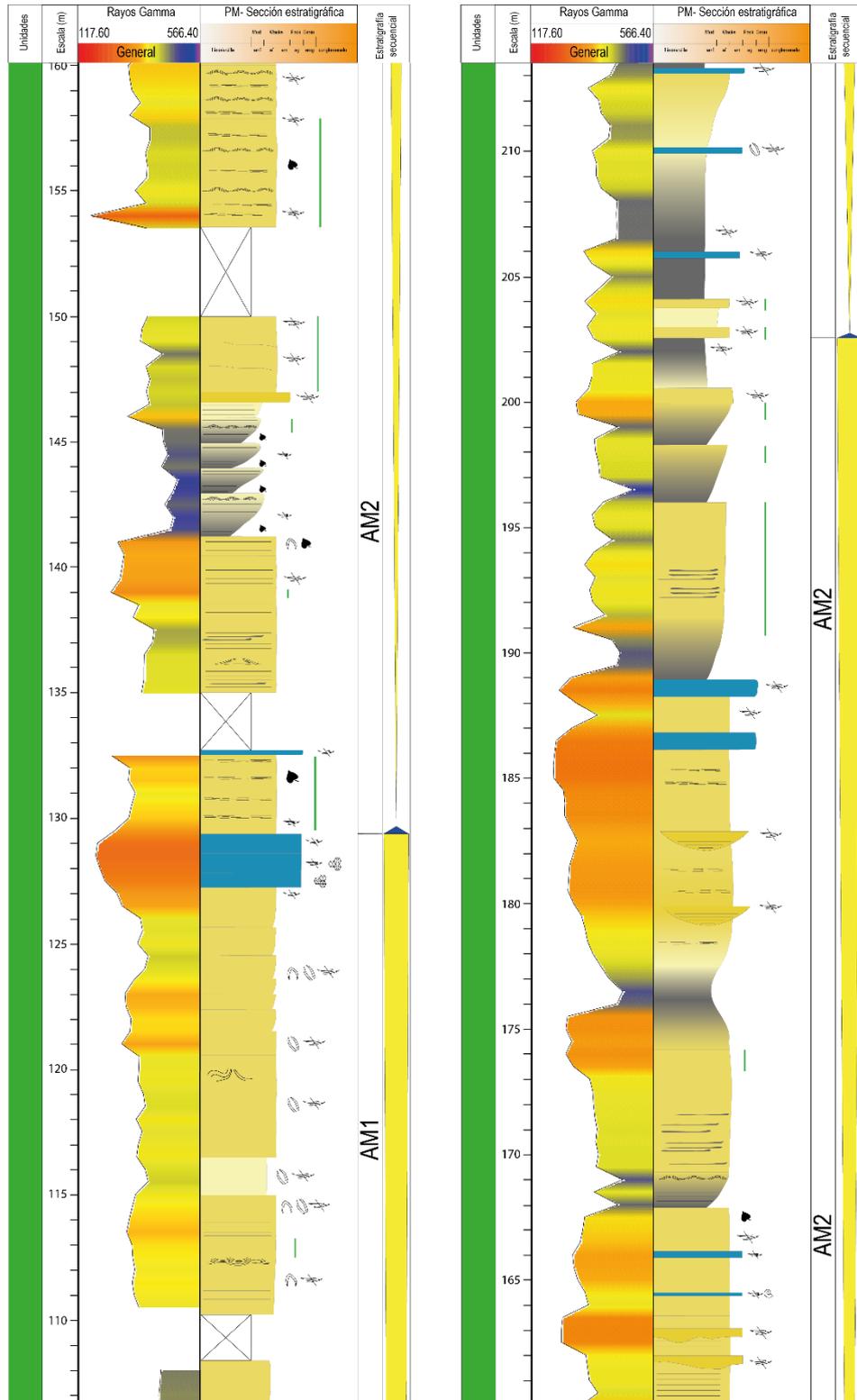


Figura 9.23: Columna Pichi Mula en escala 1:200. Parte 2

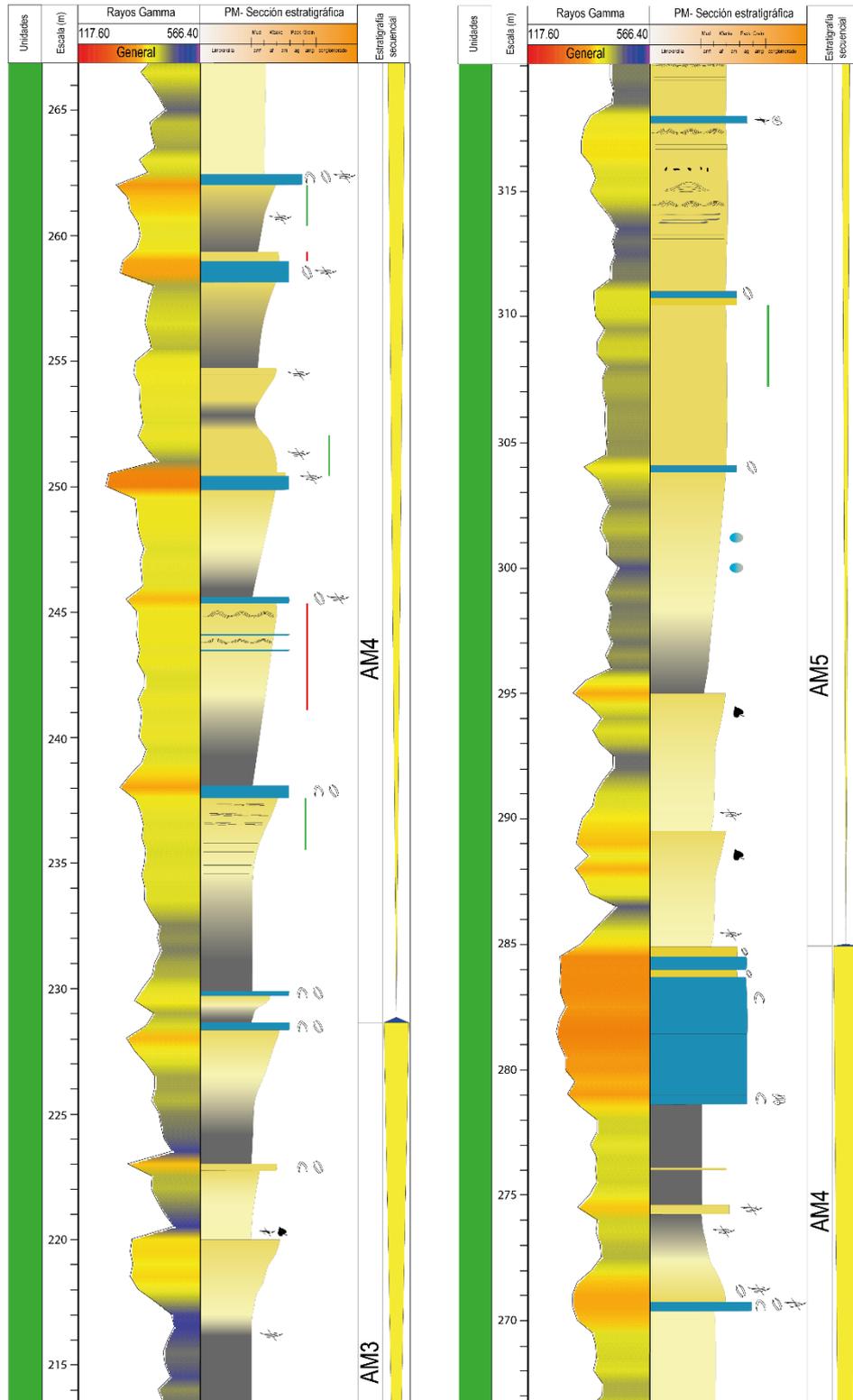


Figura 9.24: Columna Pichi Mula en escala 1:200. Parte 3

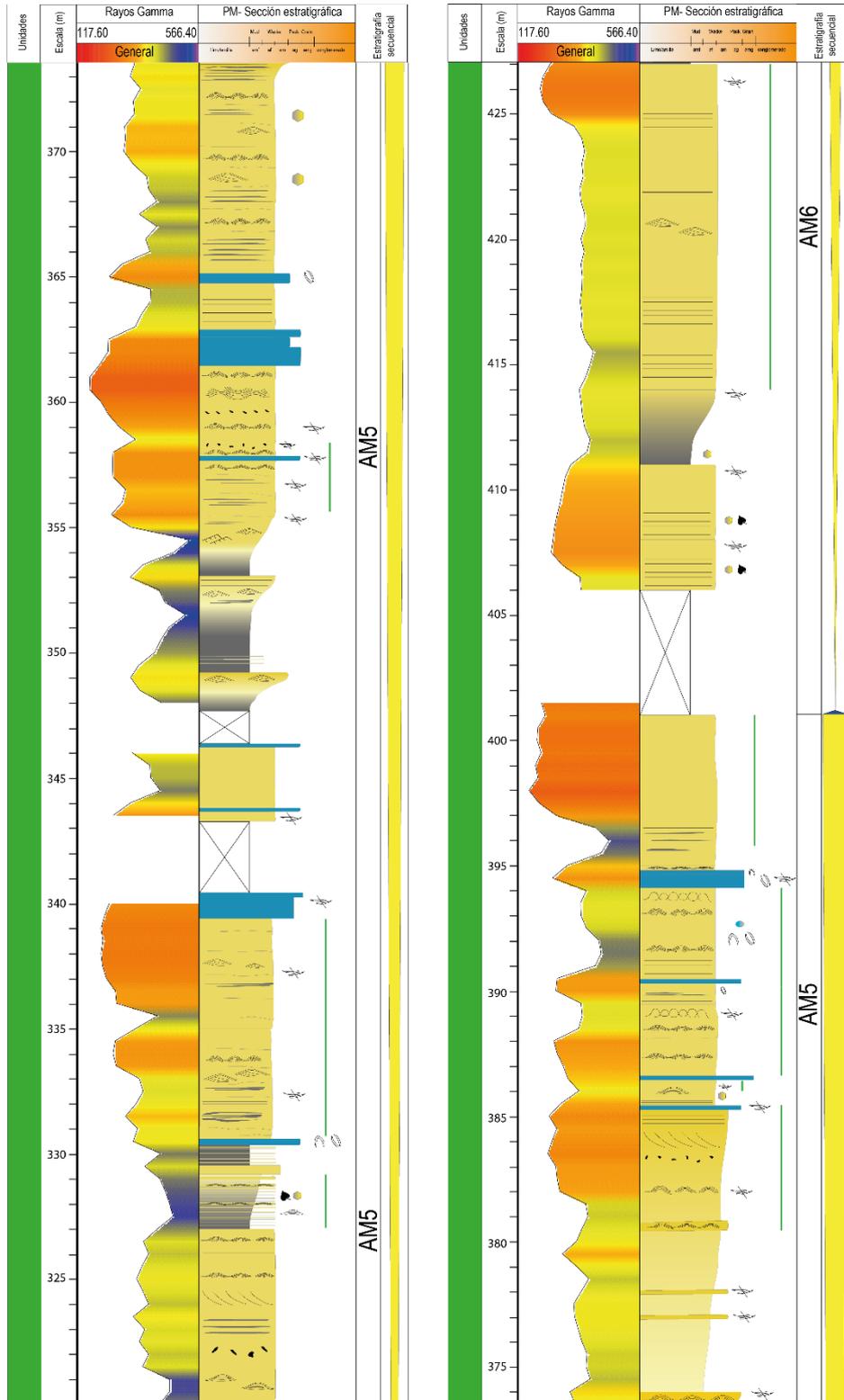


Figura 9.25: Columna Pichi Mula en escala 1:200. Parte 4

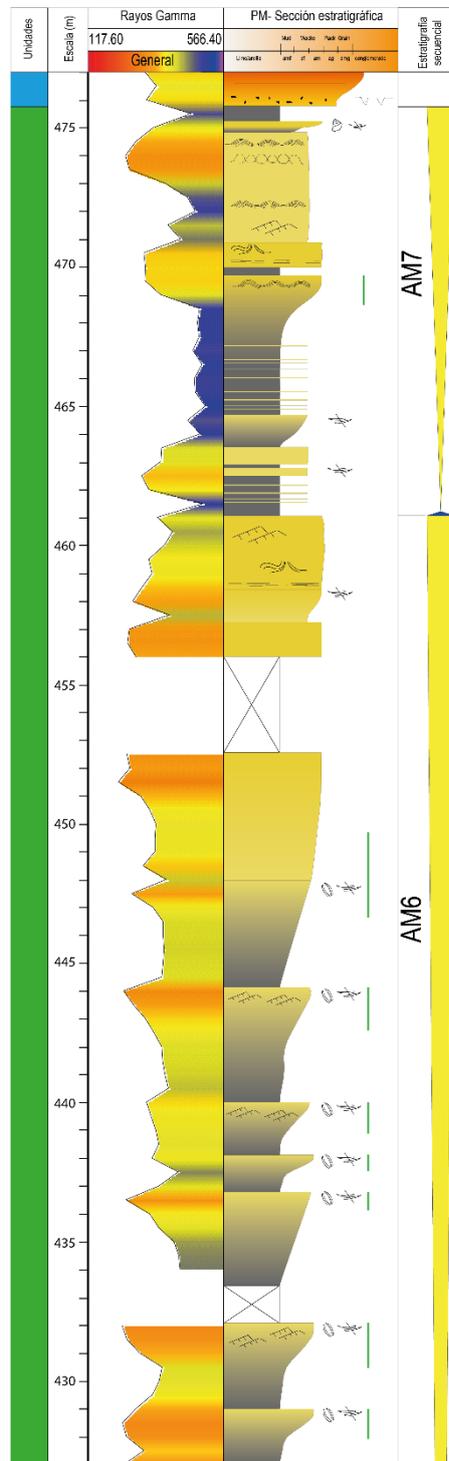


Figura 9.26: Columna Pichi Mula en escala 1:200. Parte 5

9.1.6. Columna Balsa Huitrín

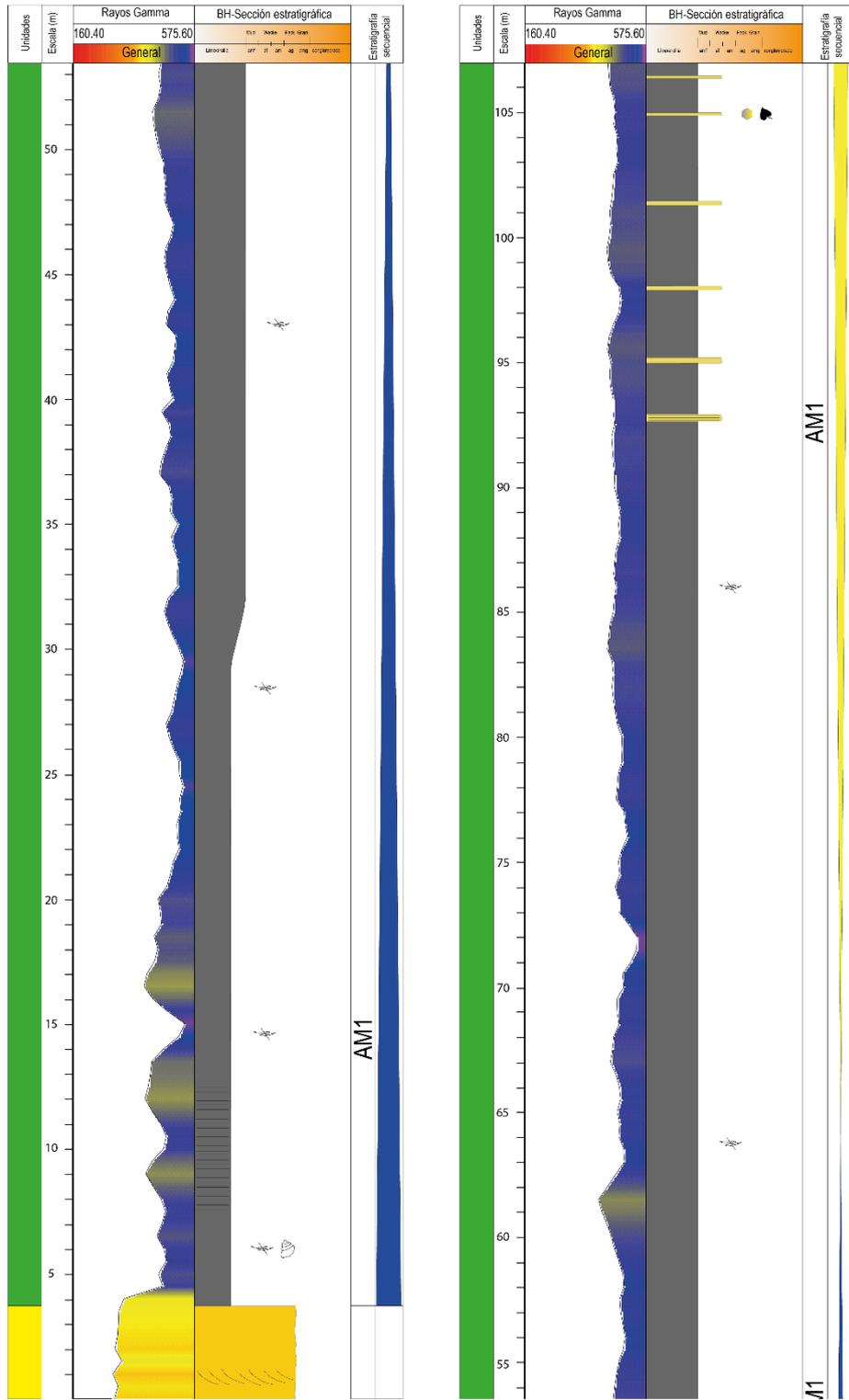


Figura 9.27: Columna Balsa Huitrín en escala 1:200. Parte 1

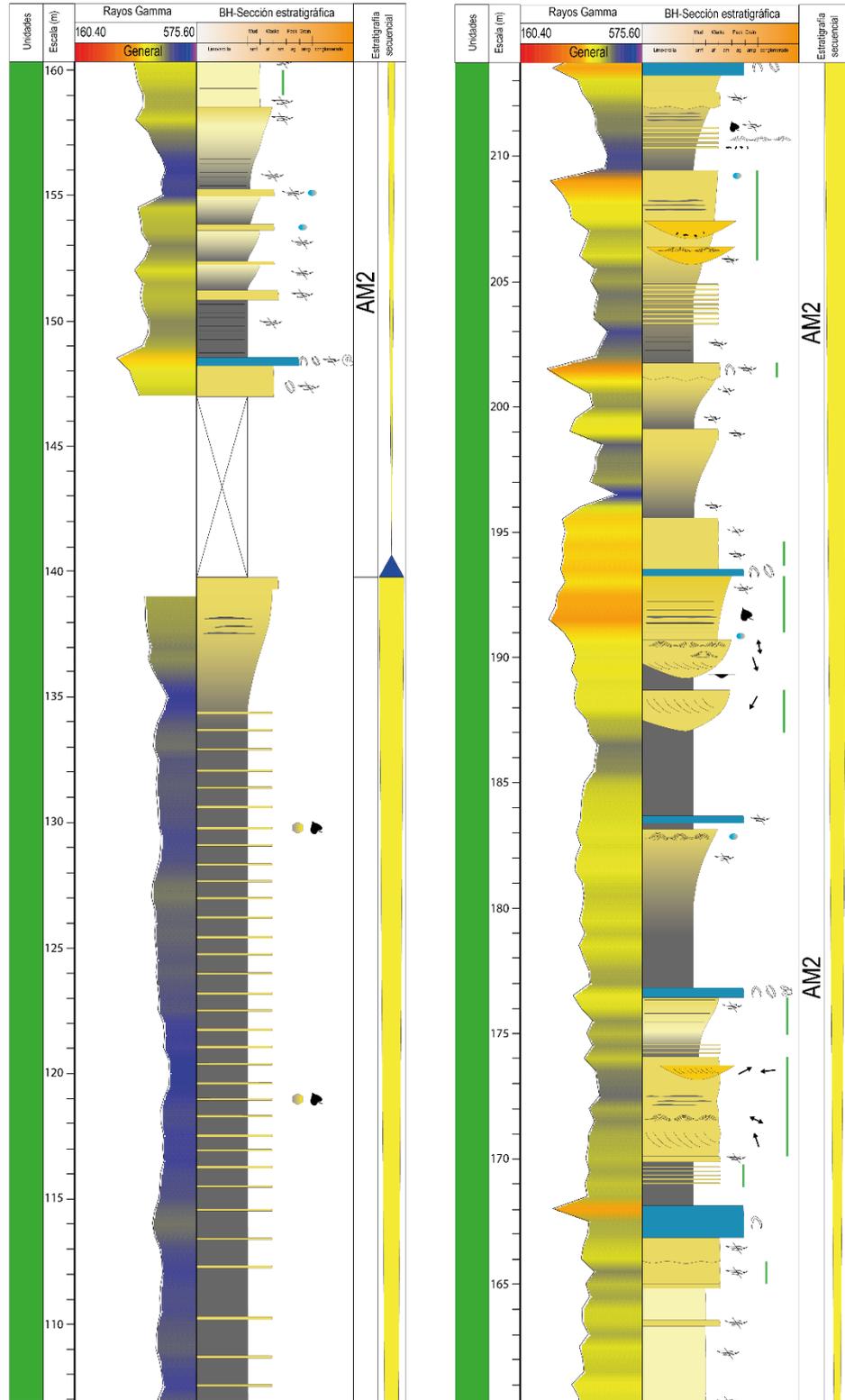


Figura 9.28: Columna Balsa Huitrín en escala 1:200. Parte 2

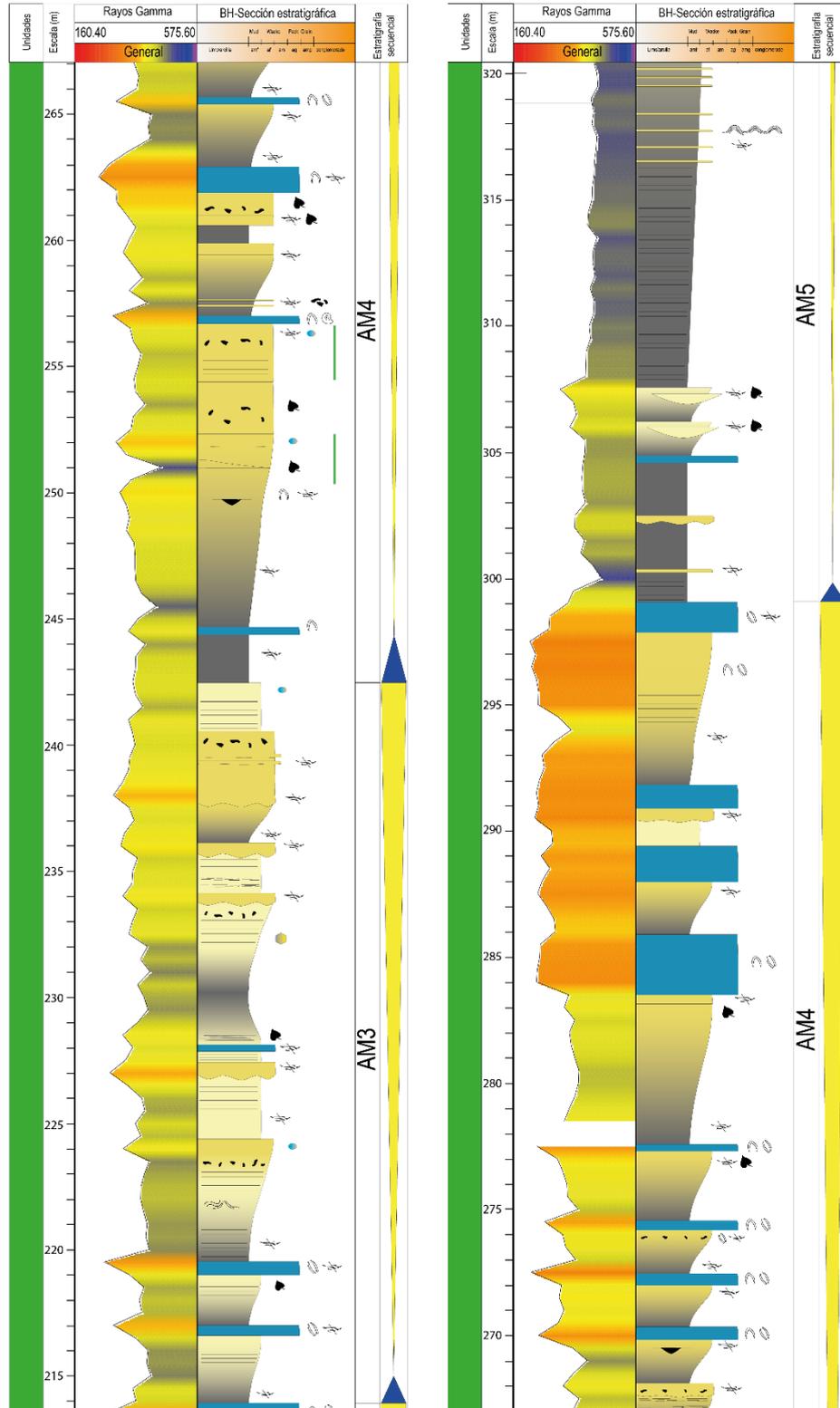


Figura 9.29: Columna Balsa Huitrín en escala 1:200. Parte 3

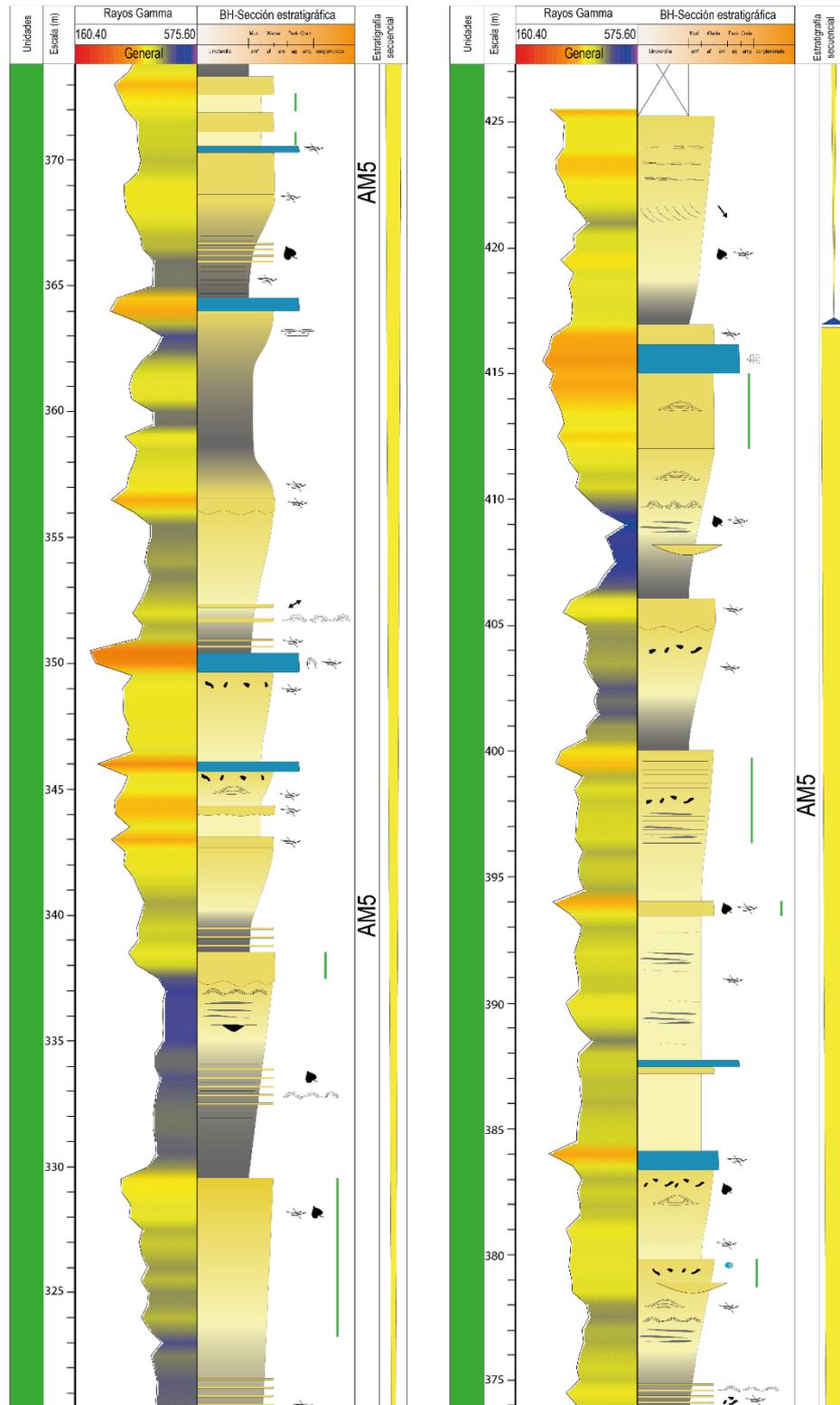


Figura 9.30: Columna Balsa Huitrín en escala 1:200. Parte 4

9.1.7. Panel I

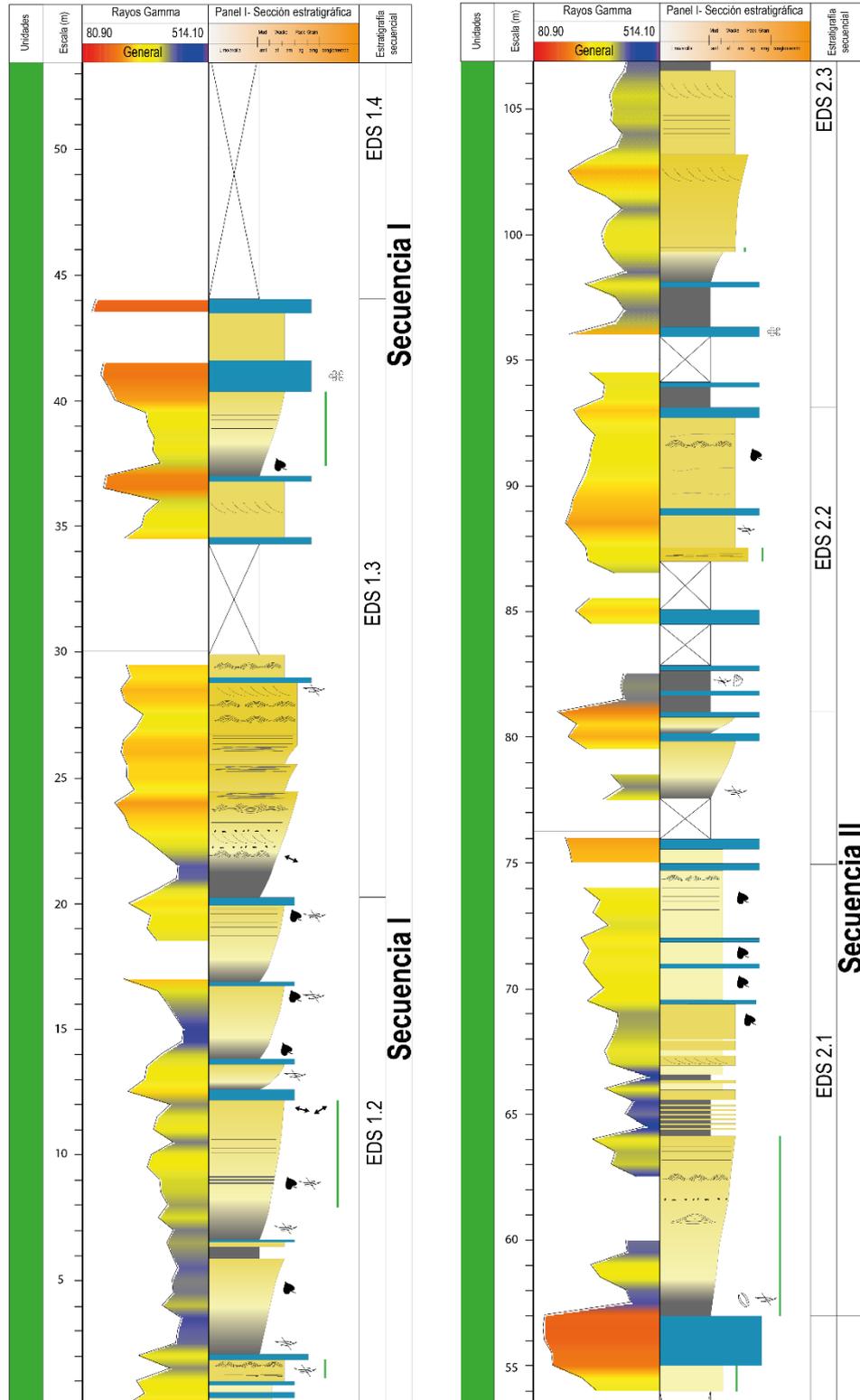


Figura 9.32: Panel I. Escala 1:200. Parte 1

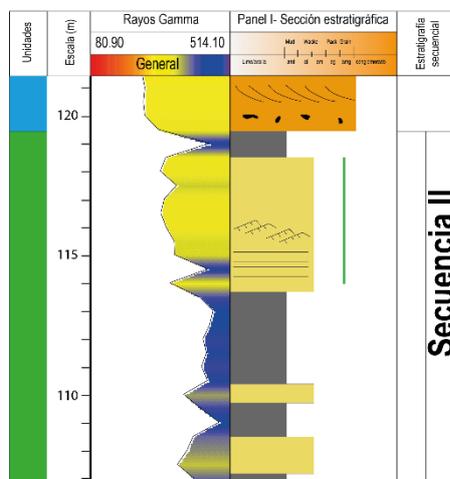


Figura 9.33: Panel I. Escala 1:200. Parte 2

9.1.8. Panel II

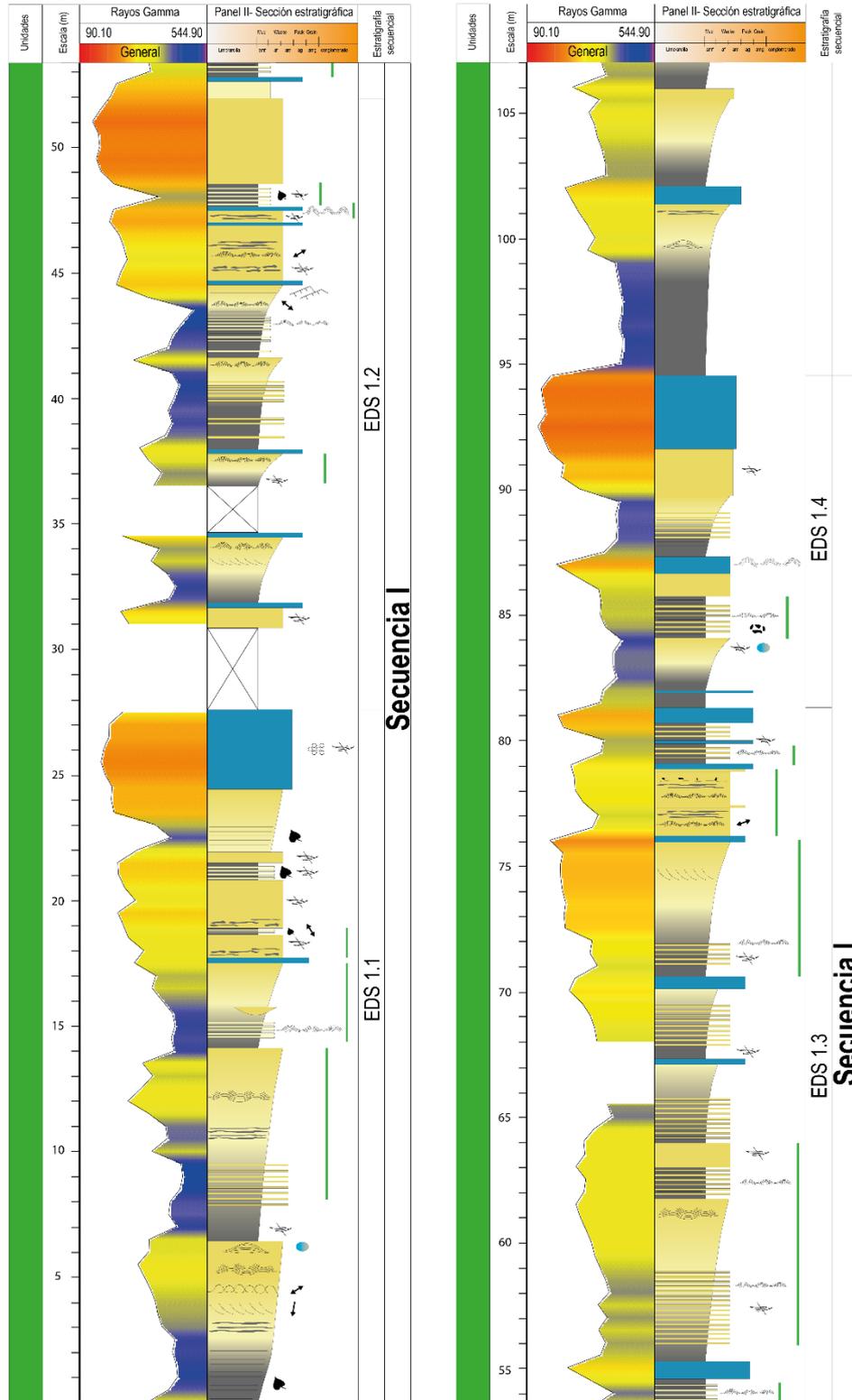


Figura 9.34: Panel II. Escala 1:200. Parte 1

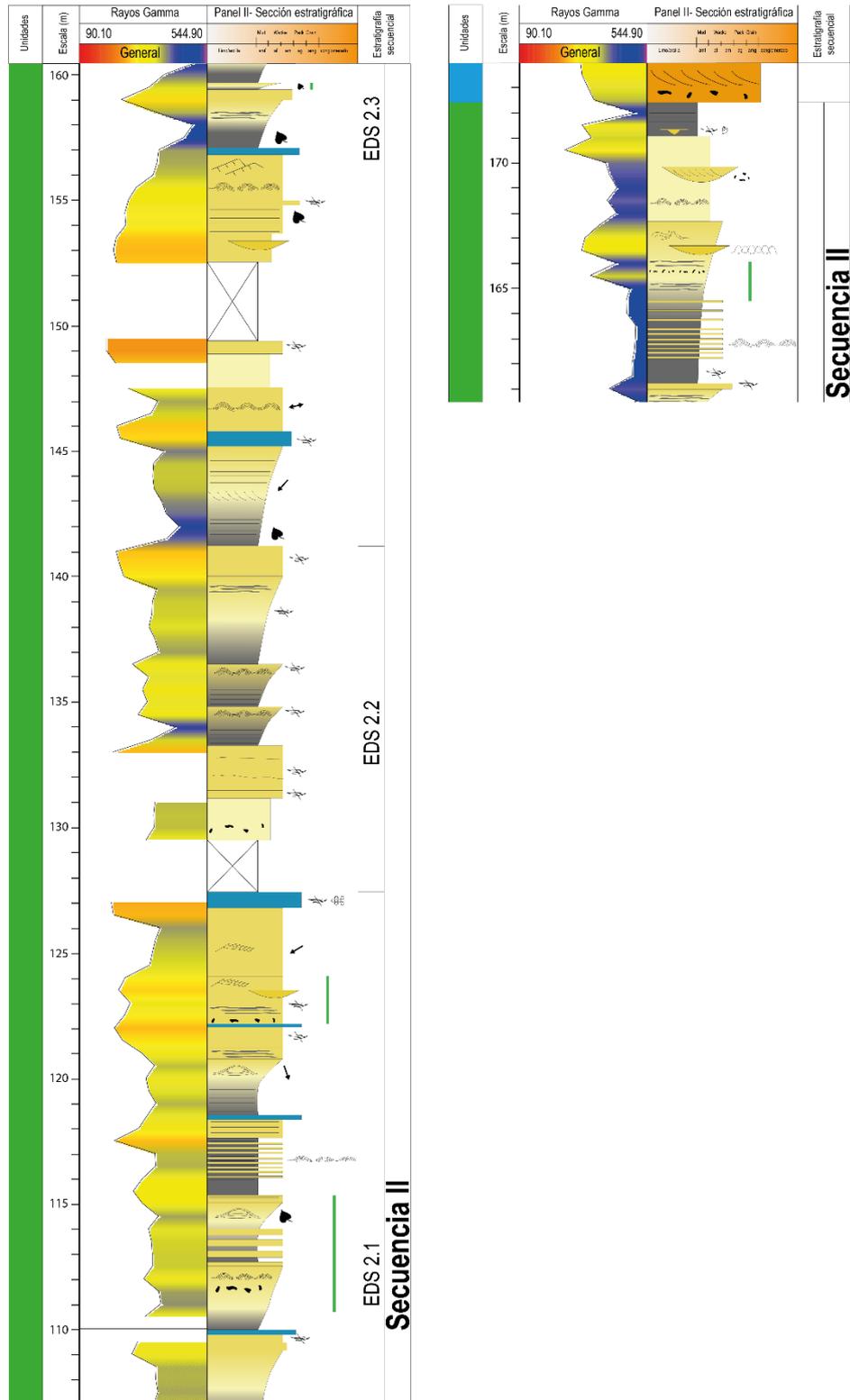


Figura 9.35: Panel II. Escala 1:200. Parte 2

9.1.9. Panel III

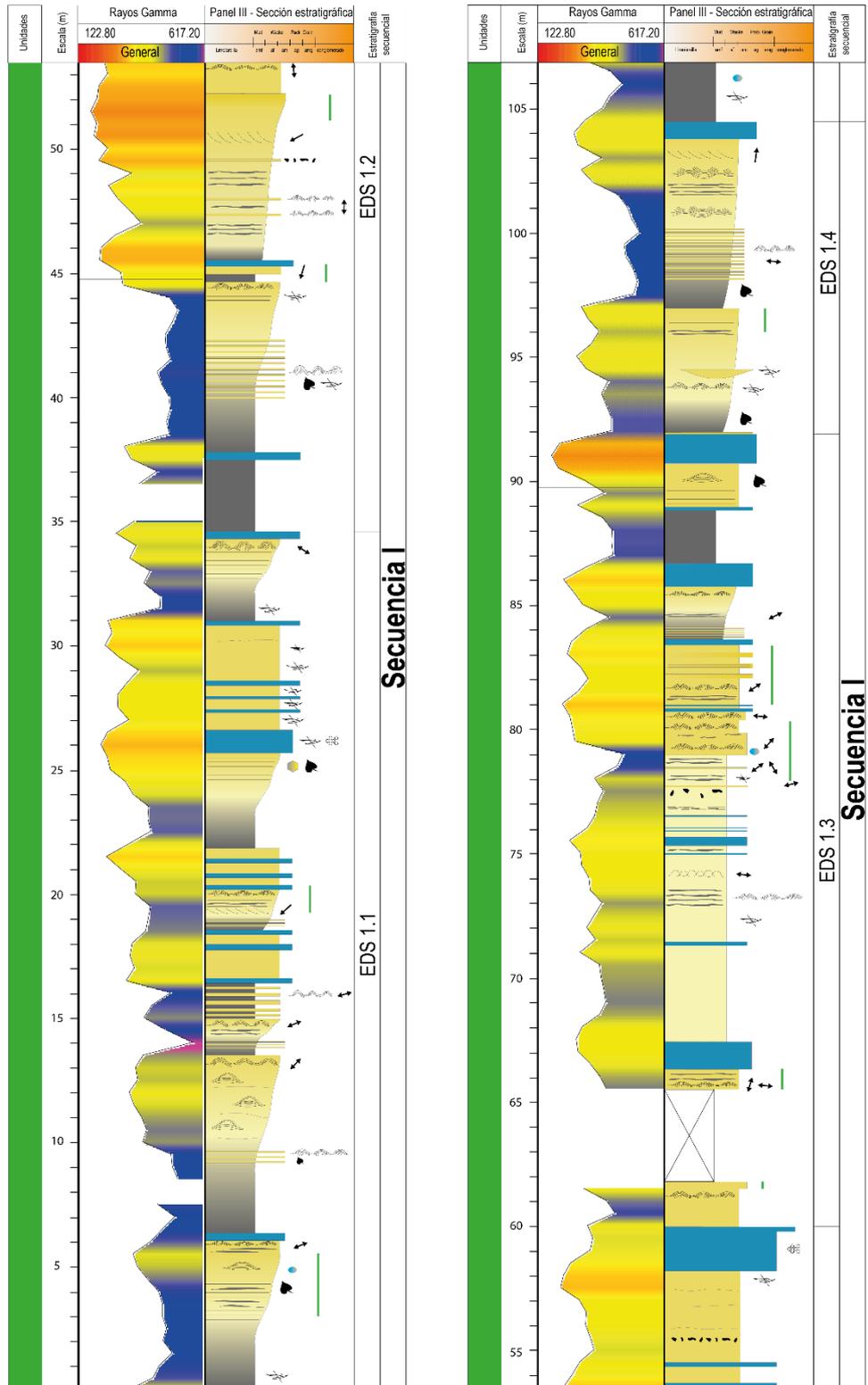


Figura 9.36: Panel III. Escala 1:200. Parte 1

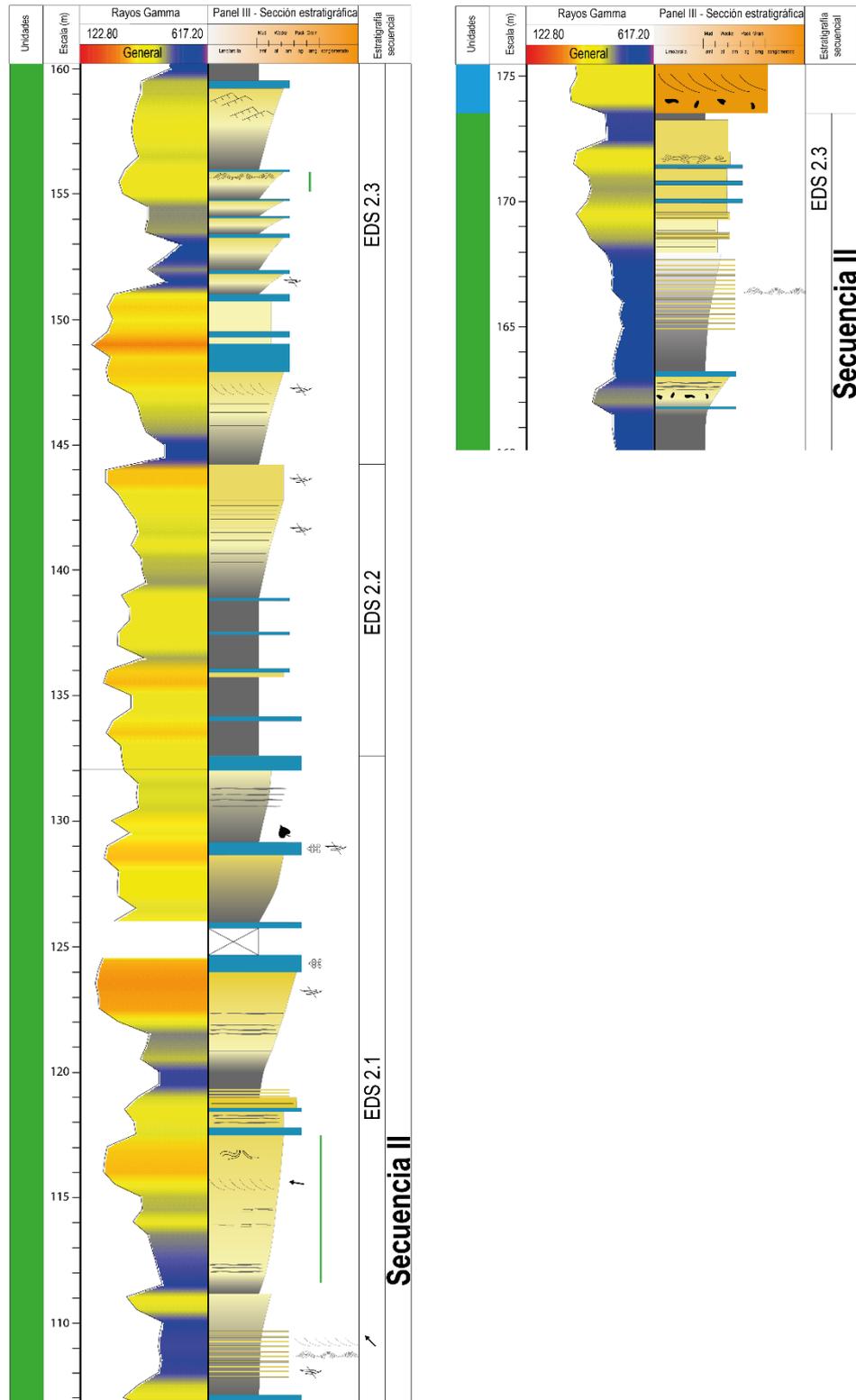


Figura 9.37: Panel III. Escala 1:200. Parte 2

9.1.10. Panel IV

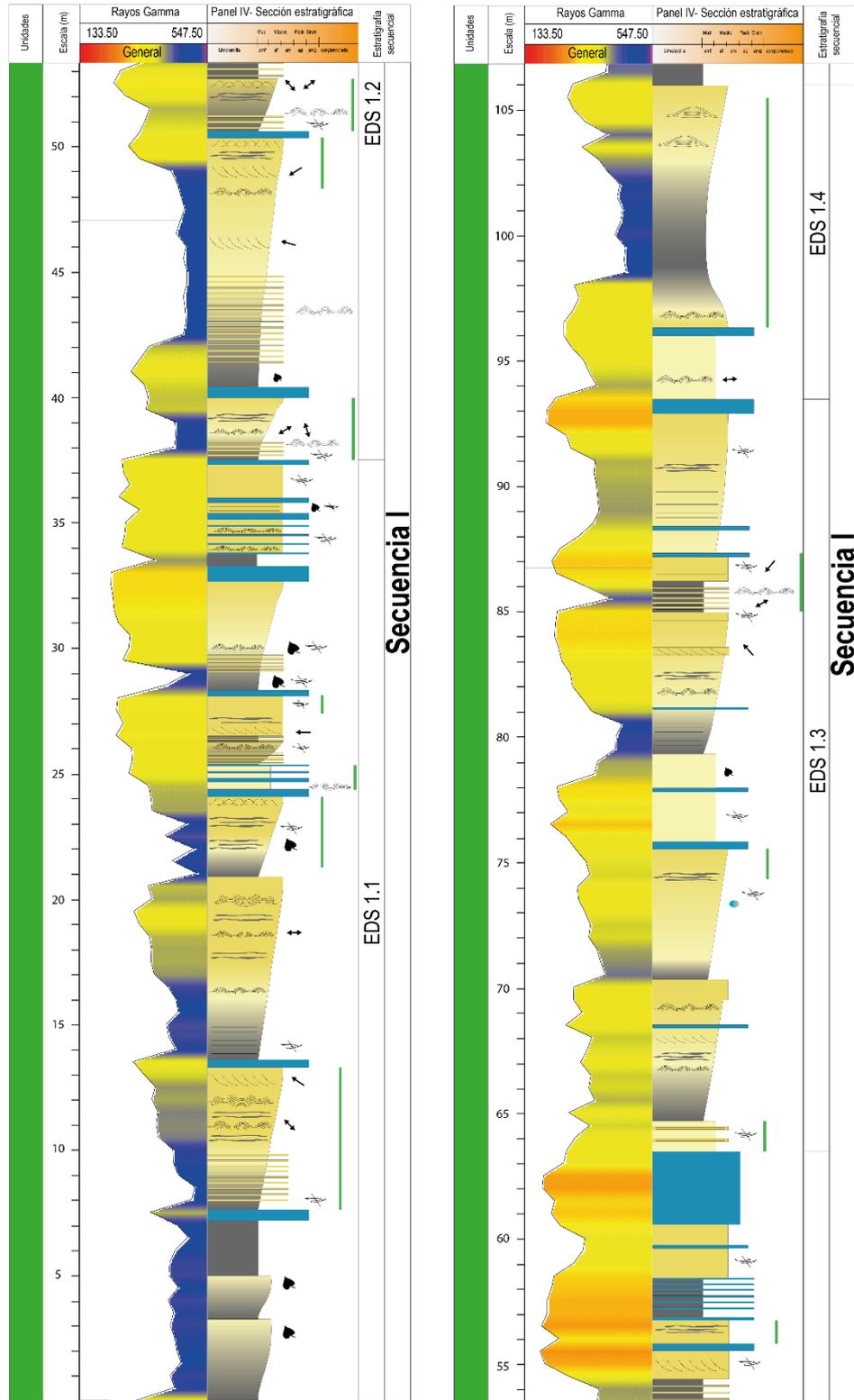


Figura 9.38: Panel IV. Escala 1:200. Parte 1

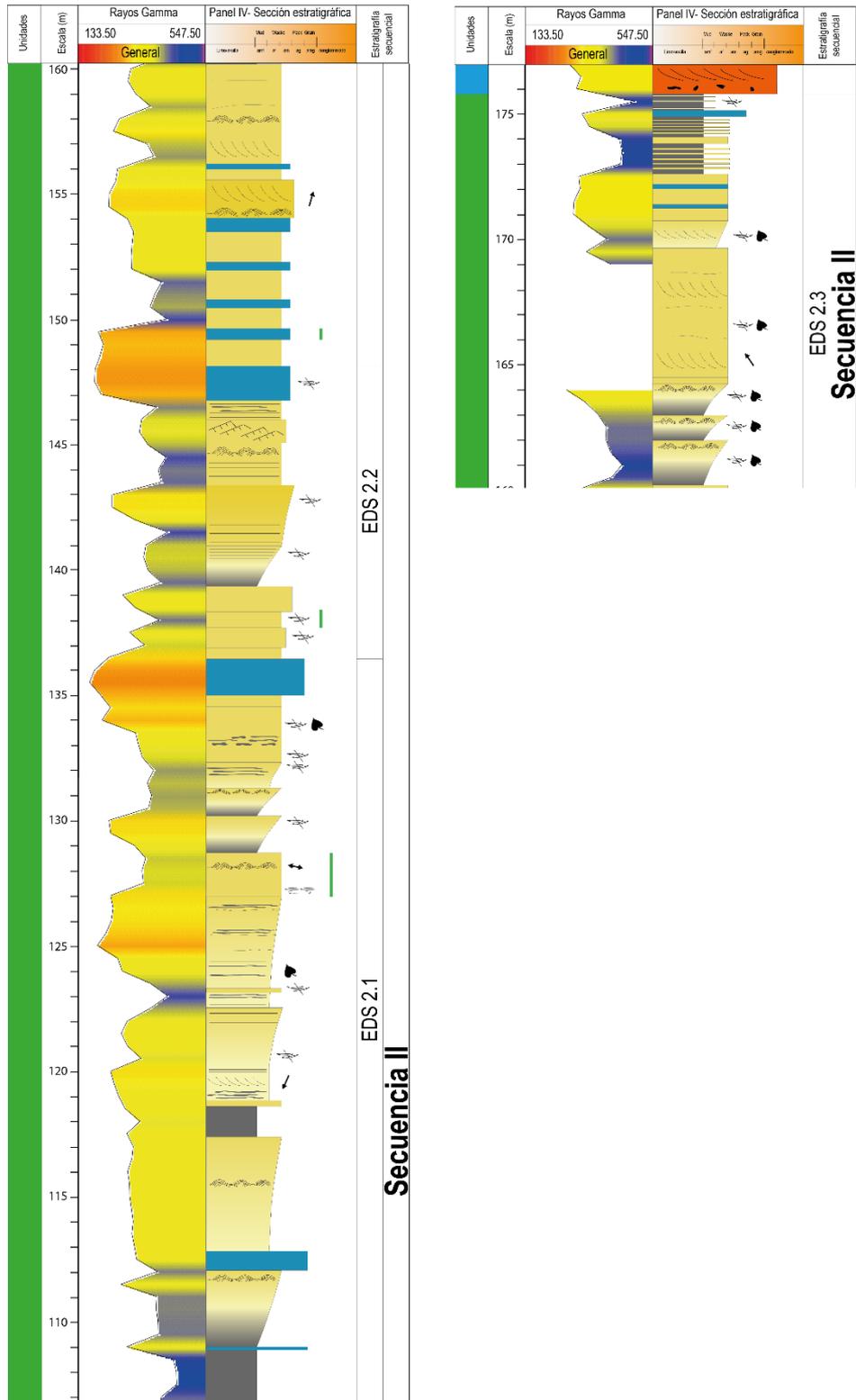


Figura 9.39: Panel IV. Escala 1:200. Parte 2