

# **ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL MIEMBRO CONTINENTAL DE LA FORMACIÓN MAJALA (JURÁSICO SUPERIOR) EN LA QUEBRADA GUATACONDO, TARAPACÁ, CHILE.**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para  
optar al Título de Geólogo

JAVIERA ALEJANDRA MÉNDEZ GONZÁLEZ

Profesor Guía:

DR. CHRISTIAN SALAZAR SOTO

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

MARKO YURAC

DR. MATÍAS PEÑA

Santiago, Chile

Septiembre, 2022

## **Agradecimientos**

Gracias a Ana María y Ricardo, mis padres, por su infinita confianza en mí, por enseñarme a actuar con honestidad y perseverancia, entregándome cálida y tenazmente el impulso para crecer y cumplir mis proyectos. A Andre, Juanjo, Ema, Lu y Santi, por recibirme en su hogar después de días eternos y alegrarme con juegos, cariño y comidas ricas que recargaban de energía. A Tato, por sus intervenciones de palabras certeras, a Beni por las subidas de ánimo cuando la tesis me tenía en la locura. A Fer, Diego, Salvi y León, por iluminarme los días y ser un hogar cuando todo se nubló un poquito. Agradezco a mi hermana de increíbles años, Contu, por su incondicionalidad y complicidad, por apañarnos en nuestros lindos años universitarios con grandes decisiones y cambios.

Gracias a mis profesoras/es y ayudantes por enseñar sus conocimientos, valores y visiones de vida, por las conversaciones que guiaron mi desarrollo profesional y personal. Admiro la paciencia y pasión con que algunos trabajaban, sin duda influyeron en mis ganas de aprender y compartir lo aprendido. A los funcionarios de la universidad en especial a la tía Juli, por sus abrazos y cariños de pasillo y regalónearme cada vez que me veía.

Gracias a Max Oliva, compañero de infancia, por reencontrarnos y despertar un sueño dormido, hablándome de su gusto por la Geología y contagiarme esa chispa. Agradezco a mi amiga Dánissa, por ser compañera en cada estudio, prueba, fiesta y siesta. Gracias por compartir carpa, colaciones, apuntes y vicios conmigo, eres el mejor regalo de esta larga etapa. Gracias a Alex Morrison (Morry) por la confianza profunda y alegrarme los días con tu energía exuberante. Gracias a Cata Salinas, Nico Pato, Plummer y Sofi por incluirme en su grupo de estudio de mateos y de distención, los admiro y quiero. Gracias a Cata Cerda, por recibirme en su hogar y trasnochar tantas veces, por los viajes a la playa hablando sin parar, por lo bien que lo pasamos y acompañamos en semestres duros de estudio y locura.

Gracias a mi profesor guía, Christian Salazar, por la oportunidad de trabajar en conjunto y encaminarme a la Estratigrafía y Sedimentología, impulsando en mí un gusto que desconocía y que definitivamente quiero seguir. Gracias por presentarme e incluirme en un equipo excepcional de trabajo, junto a Marko, Christian Meyer, Doro, Nejla, Matteo y Vincenzo.

Como recordatorio, gracias a mí, por perseverar y continuar buscando caminos que me motiven y desafíen. Por el esfuerzo y la tenacidad para crear mis sueños y alcanzar mis metas, valorando mi presente y proyectando mis deseos.

## Índice de contenidos

1.	Introducción .....	9
1.1	Antecedentes generales .....	10
1.2	Problemática .....	13
1.3	Hipótesis de trabajo .....	15
1.4	Objetivos.....	15
1.4.1	Objetivo general .....	15
1.4.2	Objetivos específicos .....	15
1.5	Ubicación y accesos .....	15
2.	Metodología .....	16
2.1	Métodos generales .....	16
2.2	Métodos específicos .....	17
2.2.1	Columnas estratigráficas .....	17
2.2.2	Descripción y clasificación petrográfica.....	18
2.2.3	Clasificación de litofacies.....	19
2.2.4	Asociaciones de facies y elementos arquitectónicos .....	20
2.2.5	Ambientes de depositación .....	20
3.	Marco Geológico .....	21
3.1	Geología Regional .....	21
3.2	Marco Geotectónico.....	25
3.3	Marco estructural local .....	27
4.	Resultados .....	28
4.1	Estratigrafía.....	28
4.2	Litofacies de la Formación Majala .....	37
4.2.1	Litofacies arenosas.....	37
4.2.2	Litofacies limosas.....	39
4.3	Asociaciones de facies y elementos arquitectónicos.....	42
4.3.1	Elementos de depósitos finos de planicie (FF) .....	44

4.3.2 Elementos de estanques efímeros (EP).....	46
4.3.3 Elementos de lóbulo de derrame (CS) .....	48
4.3.4 Depósitos de <i>leveé</i> (LV).....	49
4.3.5 Elemento de mantos arenosos laminadas (LS) de canal efímero.....	52
4.3.6 Canal de derrame (crevasse channel) .....	54
4.4 Clasificación y jerarquía de límites superficiales.....	57
4.5 Ambiente de depositación.....	59
4.5.1 Etapa de construcción del lóbulo.....	59
4.5.2 Etapa de formación del canal .....	62
4.5.3 Etapa de abandono .....	64
5. Discusión.....	65
6. Conclusiones .....	73
7. Referencias .....	75
8. Anexos.....	80
8.1 Columna estratigráfica general de la sección Majala, desde el metro 0 a 194. Representada según asignación de litofacies y tonalidades de las rocas arenosas/limosas presentes. ....	80

## Índice de figuras

<b>Figura 1:</b> Etapas de fragmentación jurásicas y centros dispersores asociados. <b>A)</b> Provincia Magmática del Atlántico Central y desmembramiento de Pangea. <b>B)</b> Karoo y separación de Gondwana-Laurasia. <b>C)</b> Separación Sudamérica-África en Cretácico (Mpodozis y Ramos 2008) .....	10
<b>Figura 2:</b> Configuración tectónica durante el Jurásico tardío, post separación del supercontinente Pangea. Scotese (2001). Recuperado de Tang, C. Marie (2023, May 24). Jurassic Period. Encyclopedia Britannica. ....	11
<b>Figura 3:</b> Paleogeografía de la cuenca andina entre 3° y 40°S. Su extensión continua sobre >3500 km estaba conectada por tres estrechos al Proto-Pacífico. Reconstrucción excluye el acortamiento tectónico (Vicente, 2005).....	12
<b>Figura 4:</b> Cuadro resumen del nivel eustático, ciclos transgresivos-regresivos y temperaturas globales durante el Jurásico Medio al Cretácico. Generado en TS Creator, basado en Gradstein <i>et al.</i> , (2020).....	13



<b>Figura 5:</b> Temperatura media global del Fanerozoico (línea negra) y cambios climáticos a largo plazo, basada en el gradiente climático Polo-Ecuador según Köppen (línea segmentada). Rectángulo rojo representa el período de este estudio. (Scotese et al., 2021) .....	14
<b>Figura 6:</b> Mapa geológico y ubicación de la zona de estudio. <b>A)</b> Mapa de ubicación con rutas principales de acceso al pueblo de Guatacondo. <b>B)</b> Mapa geológico regional, zona de estudio delimitada por recuadro negro <b>C)</b> Secciones estudiadas. Realizado en Illustrator y adaptado de la Carta de Guatacondo Blanco y Tomlinson (2013).....	16
<b>Figura 7:</b> Tabla de designación de colores para las litologías observadas en la sección de estudio, según clasificación de Munsell. ....	17
<b>Figura 8:</b> Simbología utilizada para litologías, estructuras sedimentarias y tipos de contacto en columnas estratigráficas. Basado en Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization (2006). ....	18
<b>Figura 9:</b> Modelo conceptual de los dominios generados producto de la subducción con velocidad de retroceso negativa de la trinchera y su estado tensional. Sistema arco La Negra - cuenca de trasarco, Tarapacá. (Mpodozis y Ramos 1990) .....	25
<b>Figura 10:</b> Ciclo tectónico Andino con etapas y subdivisiones, y los eventos tectónicos dominantes en cada una de ellas. Rectángulo rojo representa la etapa donde se desarrolla la Formación Majala en la que se centra el estudio. Extraído de Charrier <i>et al.</i> , (2009) .....	26
<b>Figura 11:</b> Sección principal “MAJ”, símbolo de estrella marca el comienzo “base” y el final “techo”. .....	28
<b>Figura 12:</b> Columna estratigráfica e imágenes de afloramientos expuestos de la sección MAJ desde el metro 0-49. <b>A)</b> 0 - 33,5m <b>B)</b> 33,5 a 43,5 <b>C)</b> 43,5 a 49 <b>D)</b> 45 a 49. ....	31
<b>Figura 13:</b> <b>A)</b> Columna estratigráfica de la sección MAJ desde el metro 48-94, en escala 1:2. <b>B)</b> Sección detallada desde el metro 69 a 74 por densidad de datos y ocurrencia de icnitas, en escala 2:1. ....	32
<b>Figura 14:</b> Afloramientos expuestos desde el metro 49-94. <b>A)</b> 49 – 55 m <b>B)</b> 55 a 69 <b>C)</b> 74,3 76,3 <b>D)</b> 76,4 a 86 <b>E)</b> Deformación por carga m 49 <b>F)</b> Icnita de terópodo en metro 74,3. ....	34
<b>Figura 15:</b> Columna estratigráfica sección MAJ desde el metro 93 a 140 con imágenes de afloramientos expuestos desde el metro 92 a 139. <b>A)</b> 92-121 <b>B)</b> Grietas de desecación en areniscas metro 121 <b>C)</b> 121-129 <b>D)</b> 129 a 139. ....	35
<b>Figura 16:</b> Columna estratigráfica sección MAJ con imágenes de afloramientos expuestos desde el metro 140 a 194. <b>A)</b> 139-144 <b>B)</b> 144-154 <b>C)</b> Estructuras sedimentarias presentes en metro 154 <b>D)</b> 154-180.....	36
<b>Figura 17:</b> <b>A-D)</b> Facies Sh: Areniscas con laminación plano-paralela y estratificación horizontal. <b>E-F)</b> Microfacies de Sl: Areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo observada en corte transparente. <b>G-H)</b> Facies Sl: Areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo. <b>I-J)</b> Facies Sm: Areniscas masivas bioturbadas. <b>K-L)</b> Facies Sr: Areniscas con ondulitas de corriente.....	38
<b>Figura 18:</b> <b>A)</b> Primeros 12 metros de la sección con facies Fls, F y Fm. <b>B)</b> Metro 25,4 Facies Fm con desarrollo de paleosuelo. <b>C)</b> Metro 69-76 facies Fls y Fl. <b>D)</b> Metro 49-51 Facies Fl. ....	42

<b>Figura 19:</b> Láminas delgadas de areniscas fangosas y fangolitas. Todas en nícoles paralelos. <b>A)</b> Nódulos hematíticos recubriendo granos minerales (42,8 m). <b>B)</b> Alteración pedogénica <b>C y D)</b> Resto de materia orgánica, lado izquierdo superior, estructura negra alargada (12m). .....	45
<b>Figura 20:</b> <b>A)</b> Intercalación métrica de capas arenosas y limosas. <b>B)</b> Capas 1-2 cm interlaminadas de limo-arcilla hidratado, paleosuelo. <b>C)</b> Facies FI metro 51. ....	45
<b>Figura 21:</b> Microfacies pertenecientes a estanques efímeros (EP). <b>A y B)</b> Fragmentos de gastrópodos de agua dulce, micritización de la parte externa de la concha (49m). Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. <b>C)</b> Cemento ferroginoso indicado por flechas rojas (62m) a nícoles paralelos. <b>D)</b> Cristales opacos de piritita y OxFe representando mantos microbianos (62m) a nícoles paralelos. <b>E y F)</b> Reordenamiento cristalino producto de bioturbación (121 m) a nícoles paralelos. ....	47
<b>Figura 22:</b> <b>A)</b> Forma lobular de intercalación de areniscas masivas bioturbadas (90m), laminación ondulítica, grietas de desecación. <b>B)</b> Corte transparente de derrames arcillosos (73,2 m) a nícoles paralelos <b>C)</b> Grietas de desecación decimétricas sobre areniscas masivas (121 m). <b>D)</b> Grietas de desecación métricas en nivel 73,4. ....	49
<b>Figura 23:</b> <b>A y B)</b> Icnofacies de Scoyenia. <b>C y D)</b> Icnofacies de Ophiomorpha presentes en nivel 91. ....	50
<b>Figura 24:</b> <b>A)</b> En rojo esquematizado elemento cercano CS con forma lobular, en negro esquematizado depósitos de LV correspondiente a facies Sh y Sl (metro 90). <b>B y C)</b> Corte transparente metro 91, arenisca fangosa con restos orgánicos y alta concentración de óxidos de Fe. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. ....	51
<b>Figura 25:</b> Rosetas con 12 datos estratigráficos de rumbo y manto (morado) tomados en la sección principal MAJ, muestran una tendencia SW con promedio de 231.4º de buzamiento. Roseta derecha (barras naranjas) representa 5 medidas de ondulitas tomados en metro 54 de la sección MAJ. ....	52
<b>Figura 26:</b> <b>A)</b> Capas de areniscas interestratificadas con niveles de limo-fangolitas (metro 43-47). Línea roja segmentada marca el inicio de elemento contiguo de lago somero (SL). <b>B)</b> Corte transparente metro 45, arenisca fangosa con cristales orientados y presencia de micas, nícoles paralelos. <b>C)</b> Metro 27-30 facies Fls areniscas interlaminadas con capas de limo. Línea segmentada delimita elemento. <b>D)</b> Corte transparente metro 29, arenisca fangosa con minerales orientados, nícoles paralelos. ....	53
<b>Figura 27:</b> <b>A y B)</b> Morfología acanalada de elemento CR, nivel inferior corresponde a elemento CS. <b>C y D)</b> Lámina delgada metro 150, arenisca fangosa con concentración arcillas en forma cóncava. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. <b>E y F)</b> Lámina delgada metro 54, subarcosa con peloides encerradas en círculo rojo, y dirección de flujo con cristales orientados. Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. ....	55
<b>Figura 28:</b> Columnas estratigráficas desde metro 0 a 94, con facies, asociación de facies y distribución de elementos arquitectónicos. ....	56
<b>Figura 29:</b> <b>A)</b> Facies FI y Sh, límites de primer orden. <b>A')</b> Esquematización de límites de primer orden en capas de FI (líneas amarillas) y capas arenosas de facies Sh (polígonos amarillos). <b>B)</b> Facies SI y Sr metro	

20-22. **B')** Polígono rosa claro representa el espesor total de las facies, líneas segmentadas rojas los límites de tercer orden entre sus capas entrecruzadas. **C)** Elemento arquitectónico CS y LS. **C')** Línea negra define el contorno del elemento lóbulo de derrame con límites de cuarto orden. ....61

**Figura 30:** Modelo deposicional para la etapa de construcción del lóbulo en ambiente aluvial. Desde la zona de captación (en la zona cordillerana) nacen los afluentes para formar el lóbulo principal. Las secciones del lóbulo son divididas en zona proximal, media y distal respectivamente. En verde se representa un lóbulo abandonado expuesto a procesos secundarios de desarrollo de cárcavas, canales someros y erosión eólica. La zona grisácea externa corresponde al desarrollo de llanuras de inundación con estanques efímeros. (Modificado de Gao *et al.*, 2020) .....62

**Figura 31:** Modelo deposicional para la etapa de construcción del canal en ambiente aluvial. Los aportes de precipitación y descarga hídrica desde zonas cordilleranas disminuyen, formándose canales individuales con leveé entre ellos. Las zonas próxima, media y distal respectivamente, son moldeadas por canales efímeros que se interconectan por no estar canalizados. (Modificado de Gao *et al.*, 2020) .....64

**Figura 32:** Modelo deposicional para la etapa de abandono del lóbulo y canal en ambiente aluvial. Las condiciones hídricas bajo ambiente árido se reducen al mínimo. Los canales efímeros de todo el abanico pierden agua, dejando surcos (cárcavas). Lagunas efímeras formadas anteriormente son disecadas. La zona de abanico abandonado con procesos secundarios de desarrollo de cárcavas, pozas de agua efímeras y erosión eólica domina el paisaje. La zona externa de humedales efímeros en planicies de inundación tiene llegada de sedimentos provenientes del abanico y evaporación de las lagunas efímeras almacenadas. (Modificado de Gao *et al.*, 2020) .....65

**Figura 33: A)** Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca de Tarapacá (basado en Mpodozis y Ramos 2008) **B)** Modelo esquemático del ambiente de depositación del miembro continental de la Formación Majala en la quebrada Guatacondo (confección propia). .....69

**Figura 34:** Curva de Hjulström (1935), relación entre erosión, transporte y depositación de sedimentos representado en escala logarítmica. ....71

## Índice de tablas

<b>Tabla 1:</b> Resumen de los criterios de clasificación de rocas sedimentarias utilizados. ....	19
<b>Tabla 2:</b> Elementos arquitectónicos de ambiente de sobrebanco según sus características determinantes e interpretación. Traducido de Miall (1985). ....	21
<b>Tabla 3:</b> Cuadro cronoestratigráfico representando las formaciones presentes en la zona de estudio y los autores de trabajos previos que las incluyen. ....	24
<b>Tabla 4:</b> Tabla resumen de las litofacies arenosas propuestas para la sección, basadas en Miall (1985). ....	40
<b>Tabla 5:</b> Tabla resumen de las litofacies limosas propuestas para la sección, basadas en Miall (1985). ....	43
<b>Tabla 6:</b> Asociaciones de facies identificadas en la parte continental de la Formación Majala y sus respectivos elementos arquitectónicos representativos. ....	44
<b>Tabla 7:</b> Elementos arquitectónicos de la sección MAJ en base a clasificación de Miall 2013. ....	57

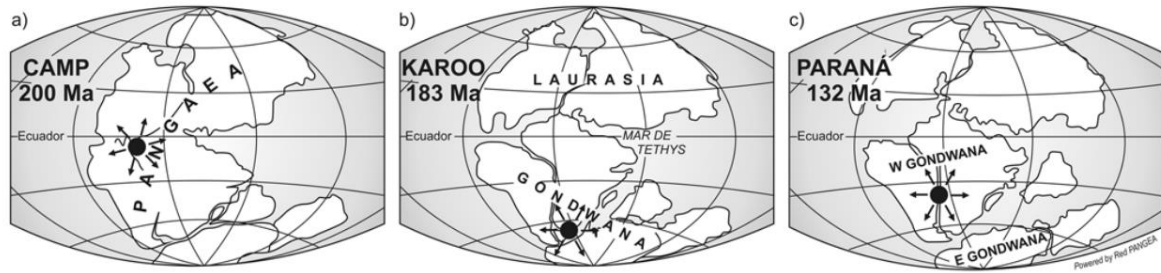
## 1. Introducción

El período Jurásico comenzó luego de una etapa de cambio ambiental con aumentos en la temperatura global, eventos marinos anóxicos y extinciones inducidas por la formación de largas provincias ígneas o LIPs ocurridas desde el Triásico (Sell *et al.*, 2014). La posterior recuperación y desarrollo faunístico durante el Jurásico, estuvo marcada por la diversificación evolutiva de ammonites ocurrida en las extensas plataformas marinas y mares someros (Ross *et al.*, 1992).

La configuración tectónica Jurásica estuvo caracterizada por una dinámica extensiva a nivel global asociada a la ocurrencia de centros ígneos dispersores, que influyeron en la fragmentación de Pangea y en el desmembramiento de las porciones terrestres resultantes (Mpodozis y Ramos 2008). La Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP) tuvo su clímax en el Hettangiano-Sinemuriano, propulsando la separación de Pangea (Figura 1.a) en Laurasia y Gondwana (Mpodozis y Ramos 2008) con condiciones de temperatura global de 23,4°C (Scotese *et al.*, 2021). Posteriormente en el Pliensbachiano-Toarciense, la contundente liberación de CO<sub>2</sub> y las anomalías de temperatura asociadas al centro dispersor de Karoo-Ferrar influyeron en la separación de Gondwana Occidental y Oriental, en la apertura del Océano Índico (Duncan *et al.* 1997) y de la vía marítima del Caribe (Figura 1.b). En el Jurásico Superior, el quiebre de Gondwana produjo la apertura de una vía marítima que conectaba esporádicamente el Pacífico Oriental con las aguas de Tethys entre Sudamérica-África y Antártica (Riccardi 1991).

El proceso de ruptura de Gondwana finalizó en el Cretácico próximo a los 133 Ma, relacionado a la actividad de la pluma mantélica de Paraná con temperaturas globales promedio de 21,9°C (Scotese *et al.*, 2021) que desencadenaron el desprendimiento de América del Sur y África (Renne *et al.* 1992) (Figura 1.c).

En conjunto con la expansión oceánica, los centros dispersores desencadenaron el proceso de subducción en el margen continental Pacífico desde inicios del Jurásico. La generación de un arco magmático desde el sur de Perú hasta Chile central en conjunto con la apertura de cuencas de trasarco extensionales hacia el oriente, caracterizaron las morfologías resultantes de este proceso (Mpodozis y Ramos 2008). Los océanos que bordeaban los continentes ya estaban configurados para finales del Jurásico, con fluctuaciones y ascensos marcados en el nivel eustático generando inundaciones en las masas continentales (Moore *et al.*, 1992) aportando sedimentos marinos al relleno continental de las cuencas.



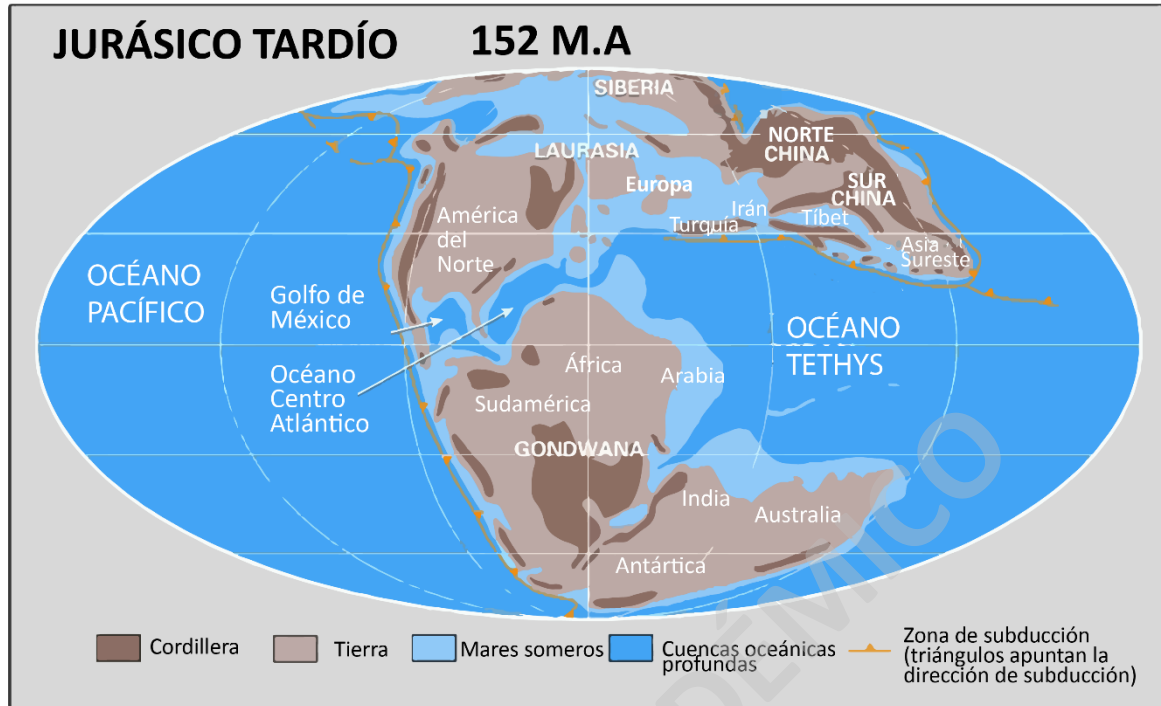
**Figura 1:** Etapas de fragmentación jurásicas y centros dispersores asociados. **A)** Provincia Magmática del Atlántico Central y desmembramiento de Pangea. **B)** Karoo y separación de Gondwana-Laurasia. **C)** Separación Sudamérica-África en Cretácico (Mpodozis y Ramos 2008)

## 1.1 Antecedentes generales

El proceso de subducción activa en el margen occidental de Gondwana (Figura 2) sucedido desde el Pliensbachiano dio inicio al ciclo tectónico andino (Charrier *et al.*, 2009) con el desarrollo de un arco magmático y volcanismo de subducción, aportando material intrusivo y volcánico a lo que actualmente es la Cordillera de la Costa que se extiende desde el sur de Perú hasta los 34°S en Chile Central (Mpodozis y Ramos 2008).

Los cambios en la velocidad de las placas y el desacople de estas, fueron consecuencias de la subducción tipo Mariana, asociada a un retroceso de la trinchera y un régimen extensivo a nivel continental que influyó en el estilo estructural andino y el modo de deformación (Charrier *et al.*, 2009). La oblicuidad del ángulo de subducción impulsó el desarrollo de cuencas de trasarco de orientación NNW-SSE como las actualmente denominadas cuencas de Arequipa, Tarapacá y Neuquén (Mpodozis & Ramos, 2008); para las cuales se considera que estuvieron conectadas hasta el Pliensbachiano medio dando lugar a una “super-cuenca” continua y alargada desde el norte de Perú hasta el centro de Chubut (Vicente 2005; figura 3).

Esta supercuenca Andina era parte del continente Gondwánico durante el período Jurásico, el cual estaba rodeado por los océanos Proto-Pacífico, Centro-atlántico y el océano Tethys, todos estrechamente influenciados por cambios configuracionales de los continentes y sujetos a fluctuaciones en su nivel base representadas por ciclos transgresivos-regresivos en el margen norte y occidental (Vicente 2005).



**Figura 2:** Configuración tectónica durante el Jurásico tardío, post separación del supercontinente Pangea. Scotese (2001). Recuperado de Tang, C. Marie (2023, May 24). Jurassic Period. Encyclopedia Britannica.

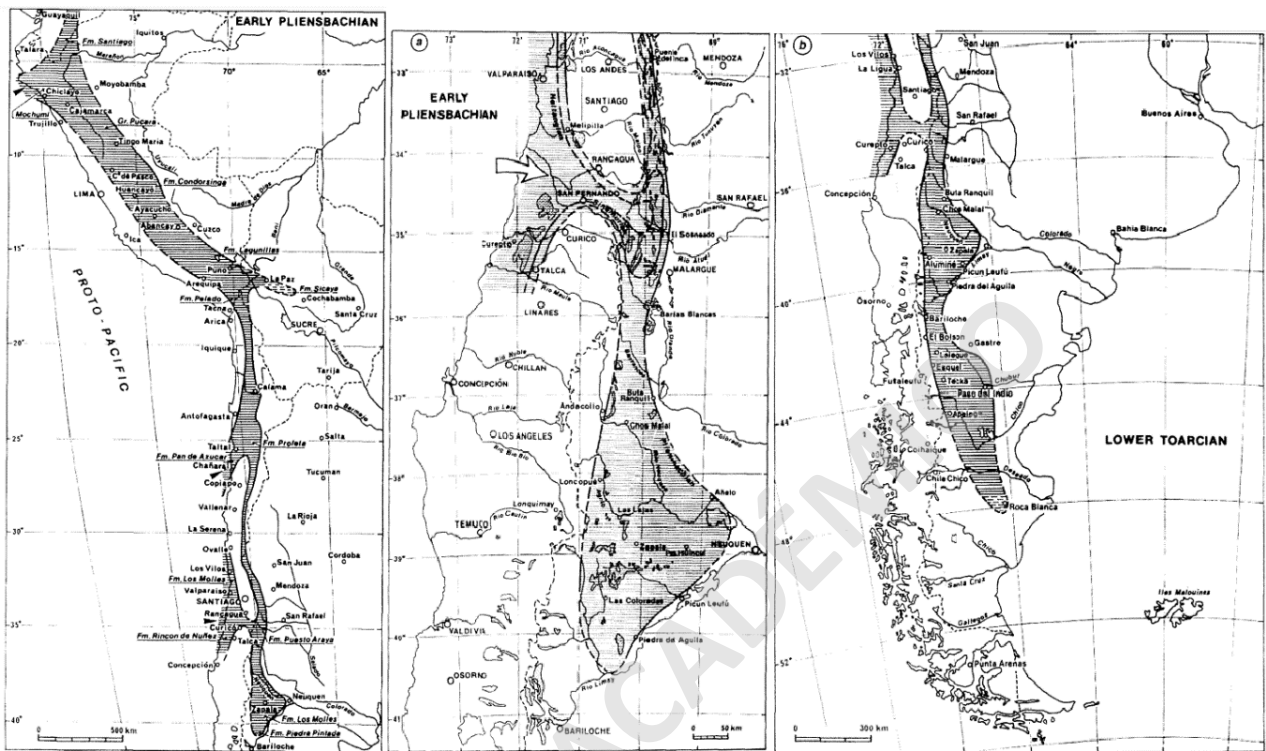
La vasta extensión de las masas oceánicas y sus variaciones en el nivel eustático base, conjugadas con factores como la acomodación tectónica de las cuencas (eventos de subsidencia o alzamiento), subsidencia termal, magnitud del aporte sedimentario, isostasia y topografía dinámica (Gradstein *et al.*, 2020) controlan los ciclos transgresivos-regresivos y determinan la dinámica océano-continente.

Existen registros a nivel global que evidencian un aumento general del nivel del mar durante el Jurásico (Figura 4), con un nivel similar al actual en sus etapas tempranas culminando con un máximo en el límite Kimmeridgiano tardío-Titoniano temprano (Haq, 2018). Esto estuvo asociado a condiciones climáticas relativamente fluctuantes con intervalos fríos y cálidos, con condiciones extremas de calor en la transición Oxfordiano-Kimmeridgiano (Haq, 2018).

El aumento de las temperaturas globales que tuvo desarrollo durante el Oxfordiano tardío y Kimmeridgiano fue parte del debilitamiento de la circulación atmosférica "megamonzónica" que caracterizó el Mesozoico temprano (Parrish, 1993).

A su vez, la extensión y apertura de las cuencas oceánicas al interior de Pangea, aportó nuevas fuentes de humedad a los continentes; esto amortiguó las fuertes oscilaciones estacionales de

temperatura y precipitaciones que actuaban bajo el núcleo seco de Pangea desde el Pérmico tardío (Scotese *et al.*, 2021).

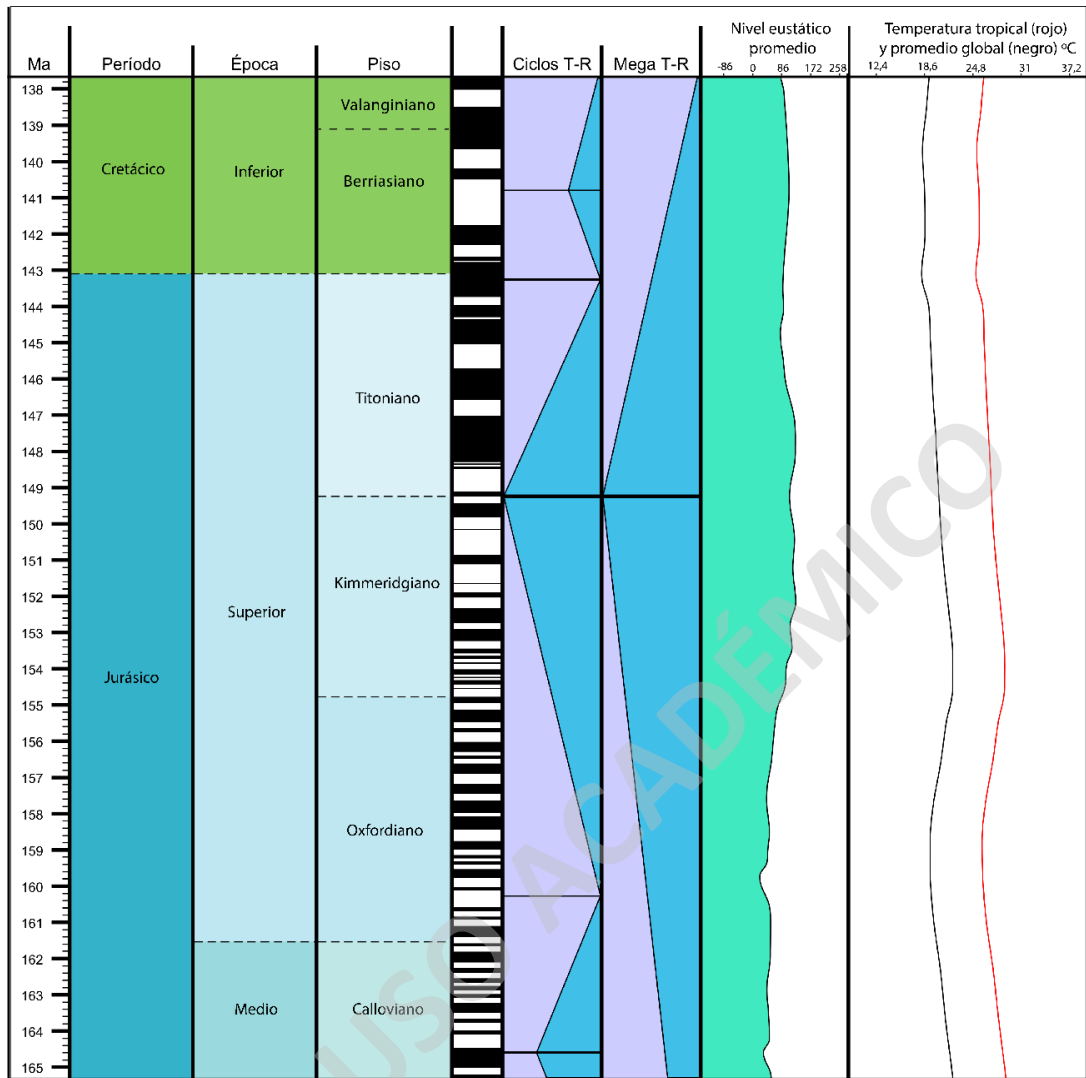


**Figura 3:** Paleogeografía de la cuenca andina entre 3° y 40°S. Su extensión continua sobre >3500 km estaba conectada por tres estrechos al Proto-Pacífico. Reconstrucción excluye el acortamiento tectónico (Vicente, 2005).

El intervalo cálido o “evento anóxico” del Kimmeridgiano (164-150 Ma) alcanzó los 22°C (Figura 5), seguido por un largo periodo de temperaturas frías, no gélidas durante el Titoniano-Barremiano (150-128 Ma), alcanzando los 19°C.

Basado en estudios geológicos realizados en la quebrada Guatacondo (Región de Tarapacá) y en quebradas aledañas a esta, además de la carta geológica, el Jurásico queda evidenciado por unidades litológicas representativas de ambientes sedimentarios marinos-continuales como la Formación Majala, con facies que habrían evolucionado desde un ambiente infralitoral a planicie deltaica con predominancia fluvial en canales, barras de punta y llanuras de inundación (Blanco y Tomlinson 2013). Los procesos de sedimentación que rigieron estos ambientes estaban controlados por un régimen tectónico de subducción y extensión a nivel continental; asociados tanto a ciclos de transgresiones y regresiones marinas como a variaciones en las condiciones de





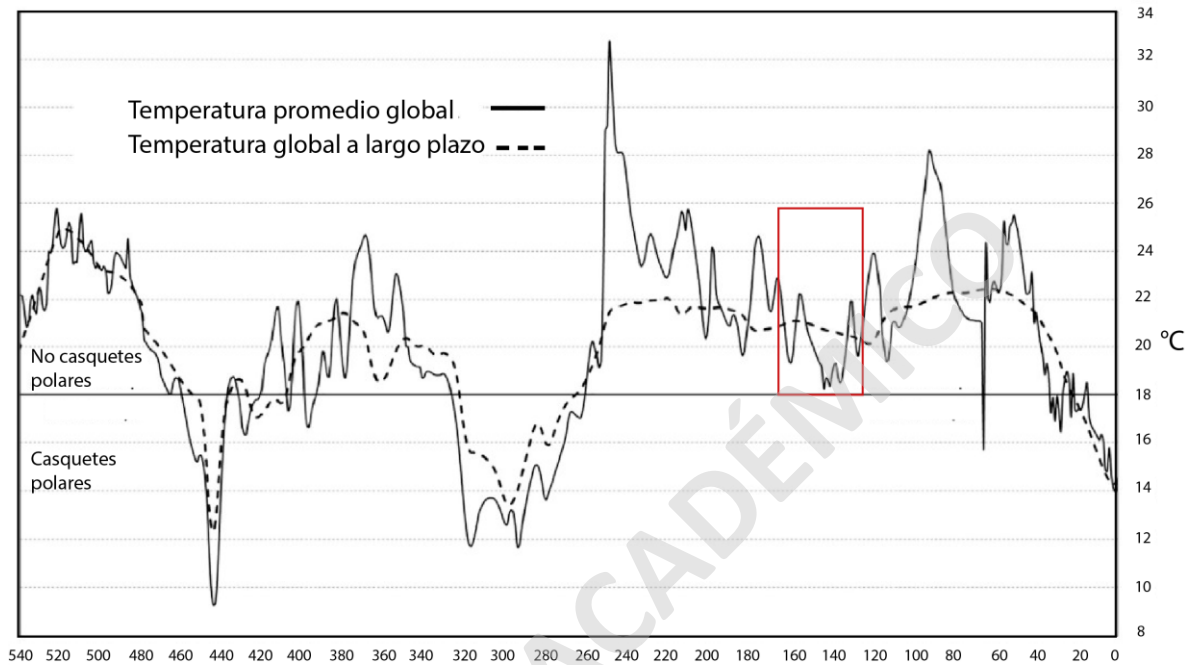
**Figura 4:** Cuadro resumen del nivel eustático, ciclos transgresivos-regresivos y temperaturas globales durante el Jurásico Medio al Cretácico. Generado en TS Creator, basado en Gradstein *et al.*, (2020).

humedad – sequía; determinando así las condiciones de depositación y el relleno sedimentario de la Formación Majala en la cuenca de Tarapacá (Smoje 1989).

## 1.2 Problemática

Las fluctuaciones en el nivel del mar, los cambios en las condiciones climáticas y los índices de aridez y humedad, medidos a gran y mediana escala (>50 millones de años y 10-20 m.a respectivamente) están condicionados por cambios lentos impulsados por la tectónica activa y la meteorización continental (Van der Meer *et al.*, 2014). Los estudios que los incluyen corresponden a investigaciones globales con escaso enfoque local y a detalle de estas condiciones en el sector

septentrional de Chile, donde durante el período Jurásico se desarrollaron ambientes marinos-continentales en los cuales el clima y las tasas de humedad fueron agentes determinantes en las condiciones de depositación (Harley *et al.*, 2005).



**Figura 5:** Temperatura media global del Fanerozoico (línea negra) y cambios climáticos a largo plazo, basada en el gradiente climático Polo-Ecuador según Köppen (línea segmentada). Rectángulo rojo representa el período de este estudio. (Scotese *et al.*, 2021)

Actualmente la caracterización de facies y ambientes asignados a la Formación Majala, de origen marino en su base y continental hacia el techo (Smoje 1989), establece una línea base para profundizar a un nivel de estudio de detalle mediante estratigrafía de alta resolución, estableciendo relaciones entre las características sedimentológicas y sus condiciones de humedad – aridez. Facilitando también, la interpretación de ambientes deposicionales asociados y su directa relación con estadios transitorios entre mayor o menor aporte hídrico. (e.g Miall 2006)

En base a lo anterior, los niveles continentales de la Formación Majala deben ser abordados desde una perspectiva de estudio detallado de facies, caracterizando las litologías presentes con niveles de abundantes icnitas de terópodos y saurópodos, para así poder interpretar ambientes deposicionales durante el Jurásico Superior.

### **1.3 Hipótesis de trabajo**

Durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano? en la Formación Majala, se evidencian ambientes de depositación continentales de baja energía representados por facies distales de abanico aluvial, sobrebanco y lóbulos de derrame asociados a canales efímeros y someros. Estos fueron desarrollados en estadios esporádicos secos-húmedos que marcaron los diversos niveles y la depositación-erosión de sus componentes; lo cual propició condiciones para la preservación de bioturbaciones de invertebrados e icnitas de dinosaurios.

### **1.4 Objetivos**

#### **1.4.1 Objetivo general**

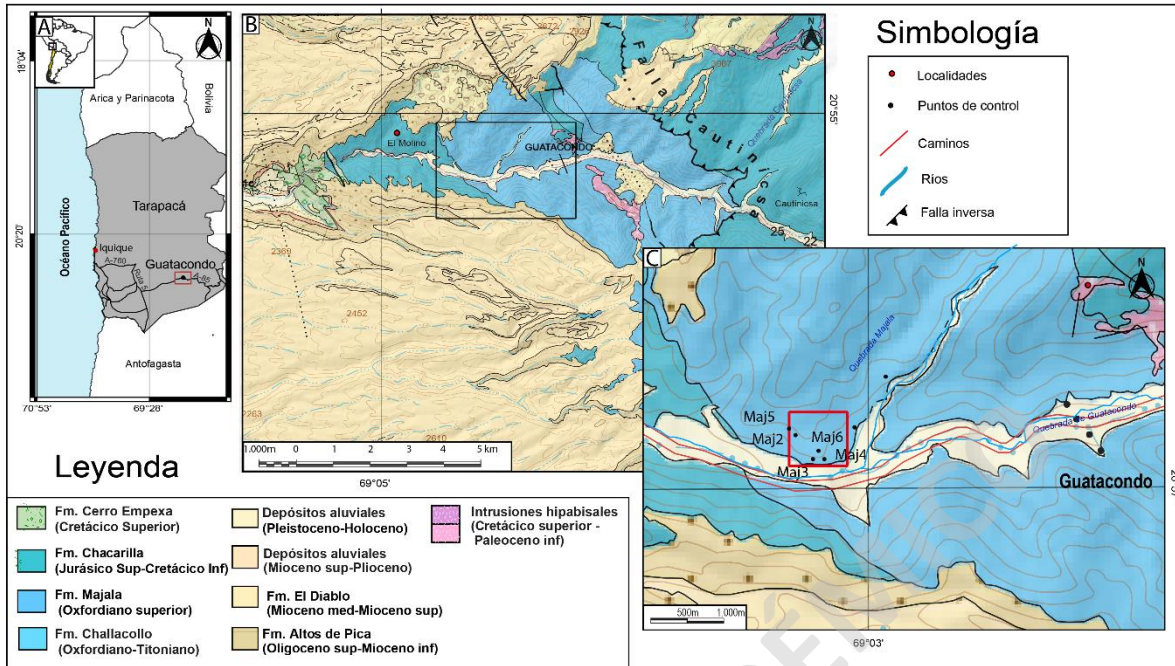
- Identificar las condiciones sedimentológicas de la porción continental de la Formación Majala y las condiciones ambientales que influyeron y controlaron la sedimentación, mediante una caracterización de facies, elementos arquitectónicos y ambiente de depositación en la quebrada Guatacondo.

#### **1.4.2 Objetivos específicos**

- Levantamiento estratigráfico de detalle.
- Análisis y estudio petrográfico mediante la caracterización y descripción macro y microscópica de muestras de mano y cortes transparentes.
- Clasificar las facies según clasificación litológica y asociar para determinar elementos arquitectónicos.
- Identificar ambientes de sedimentación asociados, y sus condiciones climáticas mediante análisis de facies sedimentarias.
- Generar un modelo propuesto del ambiente de depositación de la sección.

### **1.5 Ubicación y accesos**

La zona de la presente investigación está localizada en la región de Tarapacá, en el norte de Chile. Su Capital es Iquique, desde la cual se debe tomar la Ruta 1 durante 20 km hacia el sur, luego se realiza el desvío a la ruta A-760 durante 125 km, posteriormente en dirección a la ruta A-85 recorrer 57,5 km hasta llegar al pueblo de Guatacondo en la longitud 69°032'22" O y la latitud 20°55'37" S (Figura 6). La quebrada Guatacondo es parte de la provincia del Tamarugal, ubicada en la comuna de Pozo Almonte, perteneciente a la Región de Tarapacá.



**Figura 6:** Mapa geológico y ubicación de la zona de estudio. a) Mapa de ubicación con rutas principales de acceso al pueblo de Guatacondo. b) Mapa geológico regional, zona de estudio delimitada por recuadro negro c) Secciones estudiadas. Realizado en Illustrator y adaptado de la Carta de Guatacondo Blanco y Tomlinson (2013).

## 2. Metodología

### 2.1 Métodos generales

En los inicios de la presente investigación, se realiza un trabajo de gabinete enfocado en la identificación y pre-mapeo de la zona mediante imágenes satelitales, en paralelo a la revisión de antecedentes bibliográficos y literatura disponible relevante. Luego de esta etapa, durante un período de 11 días a fines de mayo – inicios de junio del año 2022, se ejecuta la campaña de terreno en la quebrada Guatacondo, desarrollando la recopilación de datos y muestras de roca en los puntos de interés de la sección “Maj”, representativa de la porción continental de la Formación Majala. Durante esta etapa, se utiliza como referencia y guía la Carta Geológica de Guatacondo, 1:100.000 (Blanco y Tomlinson, 2013).

Las siguientes fases consisten en el análisis integral de los datos recopilados, con el fin de orientar el estudio al alcance de los objetivos propuestos, a través de metodologías específicas detalladas a continuación.






## 2.2 Métodos específicos

Para poder desempeñar de manera íntegra el análisis de la información recopilada en las etapas de gabinete y terreno, se han aplicado métodos y materiales particulares, así como metodologías especiales para los diferentes tópicos dentro de la investigación.

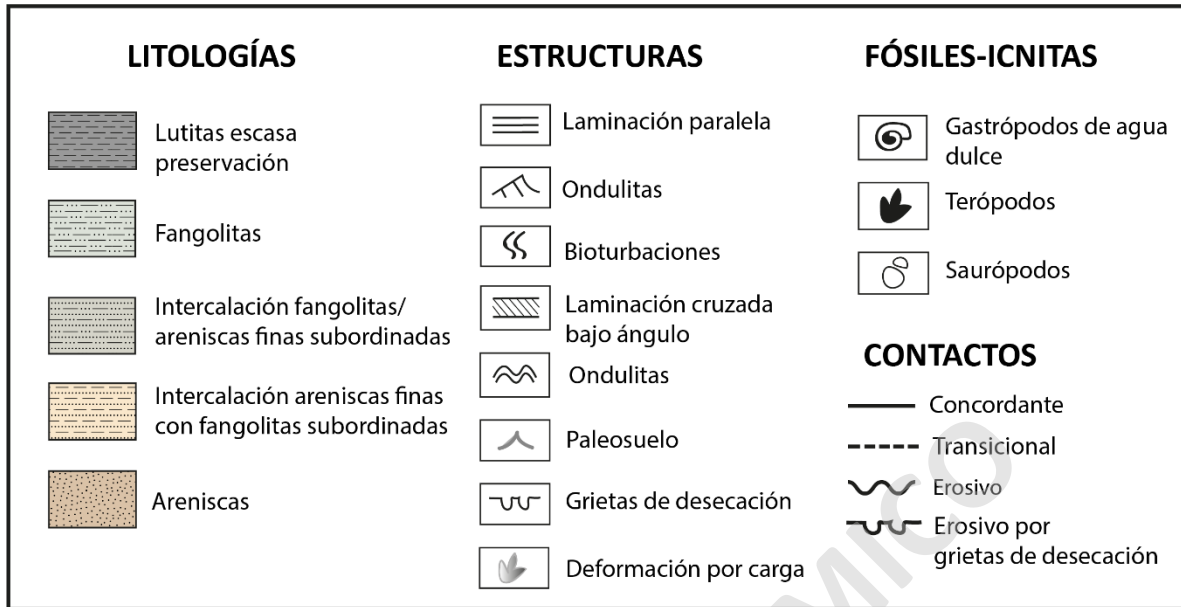
### 2.2.1 Columnas estratigráficas

La información sedimentaria de la sección de estudio ha sido plasmada en columnas estratigráficas representativas de la disposición y potencia de los estratos, litologías y estructuras presentes, además de sus relaciones de contacto y la continuidad de cada una de las capas. Para la elaboración de estas, se emplea el uso de SedLog 3.1 y para la edición Adobe Illustrator 2020. En cuanto a la simbología utilizada para representar las litologías (Figura 8), se trabaja con lo establecido en el texto FGDC Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization (2006).

La asignación de colores para los niveles estratigráficos se basa en la tonalidad percibida en terreno, identificada en la Designación de Munsell incluida en el “Cuadro de color de rocas de la Sociedad Geológica de América (GSA)”. (Figura 7)

Código litofacies	Litología	Nombre color	Código Munsell	RGB
F	Lutitas escasa preservación	Gris medio	N5	
Fm	Fangolitas	Verde-amarillo pálido	10 GY 7/2	
Fl	Intercalación fangolitas/areniscas	Amarillo verdoso pálido	10 Y 8/2	
Fls	Intercalación areniscas/fangolitas	Naranja-amarillo pálido	10 YR 8/6	
Sh-Sm-Sl	Areniscas	Naranja grisáceo	10 YR 7/4	

**Figura 7:** Designación de colores para las litologías observadas en la sección de estudio, según clasificación de Munsell.



**Figura 8:** Simbología utilizada para litologías, estructuras sedimentarias y tipos de contacto en columnas estratigráficas. Basado en Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization (2006).

### 2.2.2 Descripción y clasificación petrográfica

El criterio para definir los puntos donde fueron recopiladas las muestras de mano fue el aparente cambio granulométrico y litológico de la sección, viéndose favorecida la identificación de esto por las condiciones áridas del sector sin presencia de vegetación. Otro indicativo fueron los cambios en la disposición de los estratos, sus espesores y tonalidades. Las rocas predominantes corresponden a rocas sedimentarias, para las cuales se utilizaron cuatro métodos de clasificación (Tabla 1).

En cuanto a los cortes transparentes, se utilizan los provenientes de veintidós muestras de mano consideradas las más representativas de las secciones estudiadas durante la campaña de terreno. El análisis de estos se ejecuta en el laboratorio de microscopía de la Universidad Mayor.

<b>Criterio de clasificación</b>	<b>Año</b>	<b>Autor</b>
Composición	1987	Pettijohn <i>et al</i>
Tamaño de grano	1922 1999	Wentworth Blair & McPherson
Tipo de areniscas	1974	Folk
Descripción y clasificación de granos según redondez y esfericidad	1953	Powers

**Tabla 1:** Resumen de los criterios de clasificación de rocas sedimentarias utilizados.

### 2.2.3 Clasificación de litofacies

Las sucesiones estratigráficas documentadas en la campaña de terreno serán abarcadas mediante el estudio de facies sedimentarias, con el fin de identificar relaciones litológicas, asociarlas y proponer ambientes sedimentarios de depositación.

El concepto de facies fue empleado por Nicholas Steno (1669), y será abarcado según la definición y clasificación de Lithofacies establecida por Miall (2013) en el capítulo 5 “Lithofacies” y 8 “Fluvial styles and facies models” de “The Geology of Fluvial Deposits” y Miall (2022) “Stratigraphy: A modern synthesis”, donde la arquitectura del estilo de facies fluviales propone columnas idealizadas como referencia para los ambientes de depositación.

Las litologías de interés se avocan a aquellas reconocidas en la campaña de terreno en las muestras de mano recopiladas, complementadas con análisis petrográfico microscópico donde predominan las de granulometría fina como areniscas de grano fino a medio, limolitas y fangolitas.

Para las litofacies de areniscas, fueron identificados cuatro tipos: Sh, Sr, Sl y Sm. “Sh” corresponde a areniscas de grano fino con laminación planoparalela. “Sl” refiere a areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo (>15°), “Sr” corresponden a areniscas caracterizadas por ondulitas asimétricas, asociadas a la migración de estas según la velocidad del flujo y la tasa de aporte sedimentario (Jopling y Walker 1968; Allen 1984). “Sm” describe areniscas masivas con

laminación "en parches" o interrumpida, debido a depósitos de flujos de gravedad o por modificación post-depositación (Miall 2013).

Dentro de las facies clásticas de grano fino se consideran los depósitos de barro, arcilla, limo y arena muy fina; indicativos de depositación por descarga en suspensión (Miall 1985) caracterizados como F, Fm, Fl y Fls. En primer lugar, "Fl" y "Fls" se utilizan para referirse a niveles de arena, arcilla y/o limo con laminación paralela e interlaminación entre estos depósitos, con estructuras sedimentarias como ondulitas de baja escala, gradación inversa y/o normal, bioturbación dispersa (incluyendo icnitas), grietas de desecación, raíces de plantas y nódulos pedogénicos (Miall 2022); la diferencia entre ambas radica en la predominancia de los sedimentos tamaño arena (Fls) por sobre limo-arcilla. "F" está compuesta por lutitas arcillosas grisáceas, masivas y de escasa preservación. "Fm" corresponde exclusivamente a capas de lutitas y fangolitas verde amarillo pálido con laminación plano-paralela, y en dos niveles, escaso desarrollo de paleosuelos.

#### **2.2.4 Asociaciones de facies y elementos arquitectónicos**

Acorde a Miall (1985) las litofacies pueden agruparse según características similares que son compartidas por ciertos niveles incluidos dentro de una sección estratigráfica. Las ocho litofacies identificadas en el área de estudio y descritas anteriormente, fueron analizadas y se establecieron seis asociaciones representadas por el código (AF-n°), basándose en sus procesos de depositación. A su vez estas asociaciones determinan elementos arquitectónicos, que son componentes de un sistema deposicional de igual o menor tamaño que el relleno de un canal y mayor que una unidad de facies individual (Miall 2006). Se caracterizan por un conjunto de facies específico y distintivo de otros, su geometría interna y forma externa (Miall 2006).

#### **2.2.5 Ambientes de depositación**

Un ambiente deposicional corresponde a un lugar específico donde se acumulan sedimentos bajo el control de procesos físicos, biológicos y químicos, que posteriormente se litifican en unidades de rocas sedimentarias (Flores 2014). La clasificación de ellos es variada y fue definida por Miall (1985) acorde a los elementos arquitectónicos que componen un sistema. A continuación, se muestra un ejemplo de clasificación de ambiente deposicional de sobrebanco, definida por Miall



(1985). Los ambientes de depositación pueden variar en las asociaciones de facies según el contexto geodinámico bajo el que se desarrollan (Gao *et al.*, 2018).

ELEMENTO	SÍMBOLO	LITOLOGÍA	GEOMETRÍA	INTERPRETACIÓN
<i>Levéé</i>	LV	Fl	Cuñas de 3-10 m de espesor	Inundación de sobrebancos
Canal de derrame	CR	St, Sr, Ss	En cinta, ancho de >10m, 5m de profundidad	Quiebre del margen del canal
Lóbulo de derrame	CS	St, Sr, Fl	Lenticular, 2-6 m de espesor	Progradación desde el canal de derrame hacia la llanura de inundación
Depósitos finos de planicie	FF	F, Fm, Fl	Sábanas, >10 m de espesor	Depósitos por flujos laminares de sobrebancos, estanques de llanura de inundación
Canal abandonado	CH (FF)	F, Fm, Fl	En cinta, escala de canal activo	Producto de corte de canal

**Tabla 2:** Elementos arquitectónicos de ambiente de sobrebancos según sus características determinantes e interpretación. Traducido de Miall (1985).

### 3. Marco Geológico

#### 3.1 Geología Regional

La zona de estudio es parte de la porción occidental de la Precordillera de Tarapacá y está compuesta principalmente por secuencias sedimentarias de origen marino y continental depositadas durante un régimen de subducción con extensión a nivel local (Smoje 1989). Esto se desarrolló durante fases sincrónicas y posteriores al desarrollo del arco (actual Cordillera de la Costa) representado en el presente por rocas volcánicas e intrusivas de edad Jurásica-Cretácica Inferior (Blanco y Tomlinson 2013) que conforman las unidades litoestratigráficas predominantes en el sector, definidas y estudiadas previamente por Galli y Dingman (1962), García (1967), Smoje (1989) y Blanco y Tomlinson (2013), siendo este último trabajo la actual Carta de Guatacondo de la cual se extrae y adapta el mapa geológico (Figura 6), para describir en orden cronológico las unidades de interés.

#### **Formación Challacollo** (Oxfordiano – Titoniano)

Definida por Blanco y Tomlinson (2013) en su localidad tipo de coordenadas UTM 7.684.975 N – 462.265 E con un espesor de 900 m y de edad acotada al Oxfordiano-Titoniano en base a la

presencia de ammonites *Perisphinctes prophetae*, y *Choicensisphinctes* sp., (Rubilar y Mourgues 2011). Si bien la Formación no aflora en la zona específica de estudio, se incluye en la descripción debido a su ocurrencia durante el período geológico y su relación con la problemática en cuestión.

Compuesta por lutitas gris-pardo, con calizas subordinadas estratificadas expuestas como capas aisladas o intercaladas en lutitas. Localmente presenta limolitas y lutitas calcáreas de colores pardos, verdosos y grises claros, con presencia de concreciones con ammonites. En la parte superior presenta dos capas tabulares de yeso recristalizado. La presencia de intrusivos dioríticos y monzodioríticos generan rocas córneas calcosilicatadas. Su base no aflora, y su techo infrayace a la Formación Cerro Empexa (Blanco y Tomlinson 2013).

Se asocia a un ambiente marino sublitoral, con facies evaporíticas subacuáticas (Boggs, 1995; Ardill *et al.*, 1998 in Blanco y Tomlinson 2013) depositadas probablemente cerca del centro de la Cuenca de Tarapacá (Mpodosis y Ramos, 1990, 2008; Ardill *et al.*, 1998; Vicente, 2006), lejos de los ambientes de plataforma carbonatada y litoral de la Cordillera de la Costa y deltaico-marina transicional de la Precordillera.

#### **Formación Aquiuno (Oxfordiano superior)**

Definida por García (1967) en la quebrada Guatacondo (su localidad tipo) con una sección de 820 m de espesor, constituida principalmente por lutitas calcáreas de tonalidades oscuras con bancos de limolita gris oscura silíceas y capas de yeso. Su base corresponde al techo de la formación Copaquire depositada en contacto transicional y concordante, y hacia el techo está cubierta concordantemente por la Formación Majala. La presencia de moldes de *Perisphinctes* en la parte inferior sugiere una edad Oxfordiano superior asociada a un ambiente de depositación marino.

#### **Formación Majala (Oxfordiano Superior)**

Fue definida en un principio por García (1967) en su localidad tipo ubicada en la quebrada Guatacondo, con una potencia de 1640 m compuesta por limolitas gris-verdosas con intercalaciones de lutitas silíceas de 20 cm a 2 m de espesor y bancos delgados de areniscas cuarcíferas finas, compactas, de tonalidades similares. Posteriormente, Smoje (1989) divide en dos subunidades esta Formación en la misma localidad tipo; la parte inferior de 1.142 m de espesor compuesta predominantemente por lutitas, limolitas y areniscas masivas muy finas, en capas de espesor variable entre 0,2 a 3 m con abundante presencia de ondulitas simétricas. Sobre esta unidad, define la parte superior con 440 m de fangolitas y areniscas muy finas alternadas, de tonalidades rojas y verdosas distribuidas en algunos niveles en paleocanales de

hasta 15 m de ancho. Presentan estructuras de corriente (ondulitas) registros de icnitas e impresiones de gotas de lluvia.

En la parte oriental de la quebrada Guatacondo, sobreyace concordantemente a la Formación AQUIUNO (García, 1967) y está cubierta de igual manera por la Formación Chacarilla (Blanco y Tomlinson 2013). La presencia de icnofacies de *Perisphinctes* y *Arisphinctes* en la parte superior indican una edad Jurásica Superior (Oxfordiano). La presencia de contenido faunístico marino como ammonites, bivalvos y restos óseos de peces en su parte inferior sugiere condiciones de ambiente marino transicional, representando facies que evolucionan desde un ambiente infralitoral a planicie deltaica superior con predominancia fluvial en presencia de canales, barras de punta y depósitos de planicie de inundación (Blanco y Tomlinson 2013).

#### **Formación Chacarilla (Jurásico Superior – Cretácico Inferior)**

Definida originalmente por Galli y Dingman (1962) en su sección tipo ubicada 1,5 km al SO de la localidad homónima. Está compuesta por una secuencia de fangolitas, lutitas, areniscas y ortocuarcitas, de tonalidades grises con coloraciones rojizas a verdosas, representativas de ambiente marino en su parte inferior y continental en la superior. García (1967) asigna la parte inferior marina de la Formación Chacarilla definida por Galli y Dingman (1962) a su nueva Formación Majala, y describe la sección superior, de ambiente continental, como la Formación "Guatacondo". Posteriormente Blanco y Tomlinson (2013) enmiendan la definición original de la Formación Chacarilla, atribuyéndola exclusivamente a las capas rojizas continentales de la parte superior de la secuencia descrita originalmente por Galli y Dingman (1962).

En base a su relación de contacto concordante-transicional con la subyacente Formación Majala y contacto por discordancia angular a la Formación suprayacente Cerro Empexa (con dataciones de toba ignimbrítica de 77 Ma) se asigna una edad entre Oxfordiano-Cretácico Superior (Blanco y Tomlinson 2013) depositada en ambiente fluvial de tipo deltaico (Galli y Dingman 1962; Blanco y Tomlinson 2013).

#### **Formación Cerro Empexa (Cretácico Superior)**

Definida por Galli y Dingman (1962) en su localidad tipo en el Sinclinal Higuieritas, dividida en tres miembros; el inferior y superior representados por brechas y conglomerados gris rojizos y traquitas grises y moradas, respectivamente, mientras que el miembro intermedio estaría conformado por areniscas finas y fangolitas rojo-grisáceas e intercalaciones irregulares de yeso. Posteriormente Thomas (1967) propone que en el área de Mamiña, la Formación incluye un

miembro inferior constituido por “sedimentitas” rojas, y un miembro superior constituido por andesitas y “sedimentitas” clásticas de tonos verdosos.

Blanco y Tomlinson (2013) enmiendan la Formación, agrupando las rocas volcánicas-sedimentarias como facies en vez de miembros como los definen Galli y Dingman (1962) y Thomas (1967). Dentro de las litologías presentes se encuentran conglomerados con clastos andesíticos y de areniscas cuarcíferas, intercalados con tobas ignimbríticas; areniscas con laminación en artesa y plano-paralela, fangolitas rojizas con ondulitas, bioturbación, gradación normal y pliegues sin-sedimentarios además de lavas brechosas, tobas ignimbrítica y brechas tobáceas subordinadas.

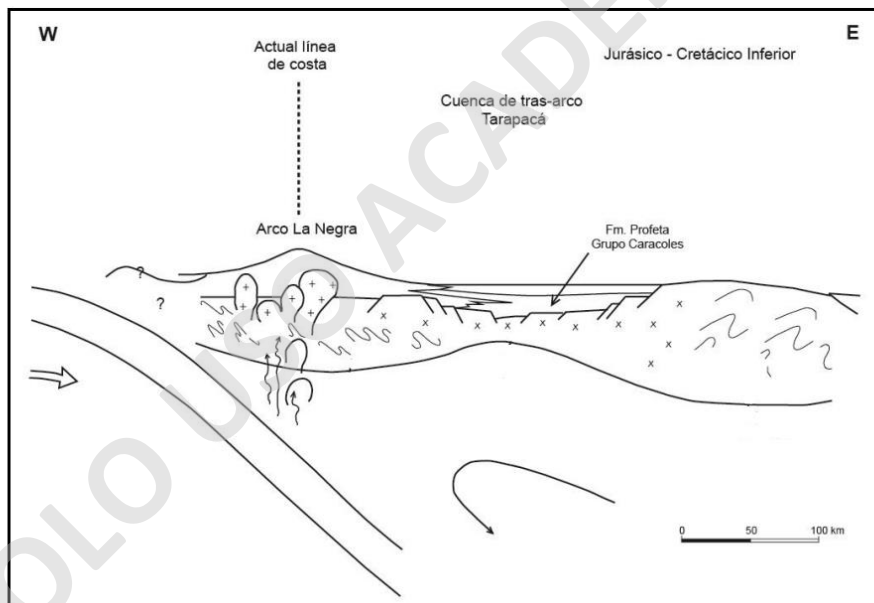
Sobreyace en discordancia angular erosiva a la Formación Chacarilla y Challacollo, subyace de igual manera, a la Formación Altos de Pica (Blanco y Tomlinson (2013)). Es intruída por stocks, diques y filones mantos andesíticos-riolíticos Cretácicos. En base a dataciones radiométricas U-Pb en circones, se acota su edad al Cretácico Superior, entre 82,5 y 68,2 millones de años, asociada a un ambiente volcánico producto del emplazamiento del arco magmático.

			Galli y Dingman (1962)	García (1967)	Smoje (1989)	Blanco y Tomlinson (2013)
Cretácico	Inferior	Albiense				
		Aptiense				
		Barremiense				
		Hauteriviense				
		Valanginiense				
		Berriasiense				
Jurásico	Superior	Titoniense	Fm. Chacarilla			Fm. Chacarilla
		Kimmeridgiense		Fm. Guatacondo	Fm. Guatacondo	
		Oxfordiense		Fm. Majala	Fm. Majala	Fm. Challacollo
	Medio	Calloviense				
		Bathoniense				
		Bajociense				
		Aaleniense				
	Inferior	Toarciense				
		Pliensbachiense				
		Sinemuriense				
		Hettangiense				

**Tabla 3:** Cuadro cronoestratigráfico representando las formaciones presentes en la zona de estudio y los autores de trabajos previos que las incluyen.

### 3.2 Marco Geotectónico

Los eventos tectónicos que han influido en la configuración y desarrollo del actual relieve de la región de Tarapacá en la latitud 20°S se han desarrollado desde el Mesozoico, dominados principalmente por un margen continental activo y de subsidencia tectónica asociado al Ciclo Tectónico Andino (Figura 10). La etapa inicial de éste, desarrollada durante el Jurásico Inferior, se caracterizó por el desarrollo de un arco magmático paralelo al margen occidental de Gondwana, representado por la Formación La Negra (Figura 9) (García 1967 en Smoje 1989) de composición andesítica y por plutones granodioríticos, dioríticos y monzograníticos. Si bien la actividad volcánica estuvo activa desde el Jurásico Inferior, la intensidad no fue homogénea en todo el norte de Chile y paleogeográficamente no se distribuyó como un arco continuo, sino en islas volcánicas aisladas con períodos efusivos y otros inactivos permitiendo la ocurrencia de períodos de sedimentación ininterrumpida en algunas locaciones (Smoje 1989).



**Figura 9:** Modelo conceptual de los dominios generados producto de la subducción con velocidad de retroceso negativa de la trinchera y su estado tensional. Sistema arco La Negra - cuenca de trasarco, Tarapacá. (Mpodozis y Ramos 1990)

Simultáneamente se desarrollaron cuencas de trasarco al este del arco rellenas por sucesiones marinas y continentales (Charrier *et al.*, 2007). Particularmente en la zona de estudio desde el Hettangiano se depositaron sedimentos clásticos y calcáreos, con un máximo de profundidad y extensión de la cuenca en el Oxfordiano, asociado a facies regresivas que hacia fines del Jurásico Superior precedieron el cierre de la cuenca en casi toda la región (Smoje 1989).

El ciclo tectónico Andino (Figura 10) se desarrolla desde el Pliensbachiano hasta el presente. Durante el Jurásico Inferior estuvo caracterizado por un régimen de migración del arco magmático, producto de cambios en la velocidad y el ángulo de subducción de la placa oceánica en el margen continental, representada por un “rollback” o retroceso de la trinchera. Para el caso de estudio el periodo de interés se acota al Jurásico Superior, (Figura 10) donde la dinámica extensiva produjo eventos de rifting tectónico debido al aumento en la actividad de las dorsales, generando eventos transgresivos y un posterior evento de re-equilibrio isostático asociado a subsidencia termal, resultando en una regresión marina (Charrier *et al.* 2007).

EDAD	ERA	PERIODO	CICLO TECTONICO	ETAPAS	SUBETAPAS	EVENTOS TECTONICOS
10	CENOZOICO	NEOGENO	A N D I N O	Tercera	Segunda	<i>Orogenia Pehuenche</i>
		Primera			Extensión	
50	PALEOGENO	Segunda		Segunda	<i>Orogenia Incaica</i>	
	Primera			Transtensión		
100	CRETACICO	JURASICO		Primera	Segunda	<i>Orogenia K-T</i>
					Primera	Extensión
150	MESOZOICO	JURASICO		Primera	Segunda	<i>Orogenia Peruana</i>
					Primera	Extensión
200					Subsidencia termal	
					Subsidencia tectónica	
					Emersión de la cuenca	
					Subsidencia termal	
					Subsidencia tectónica	

**Figura 10:** Ciclo tectónico Andino con etapas y subdivisiones, y los eventos tectónicos dominantes en cada una de ellas. Rectángulo rojo representa la etapa donde se desarrolla la Formación Majala en la que se centra el estudio. Extraído de Charrier *et al.*, (2009)

### 3.3 Marco estructural local

La quebrada Guatacondo incluye una extensa parte de los afloramientos Mesozoicos de la región, donde es posible apreciar el carácter compresivo de los bloques estructurales con diferente estilo tectónico. Regionalmente se presenta la Falla Ornejuno que posee un carácter inverso de rumbo norte-sur, con manteo hacia el oeste, que separa dos bloques considerados el oriental y occidental (Smoje 1989).

El bloque oriental presenta un sistema de fallas inversas con manteos predominantes al este, que elevan frecuentemente a la Formación Collahuasi dejándola expuesta sobre la cobertura. El bloque occidental se caracteriza por pliegues que afectan las secuencias jurásicas y cretácicas del sector. La estructura mayor corresponde al Anticlinal de Guatacondo, con el limbo corto hacia el oeste, seguido hacia el este por el Sinclinal de Guatacondo (Smoje 1989). La longitud total de ambos supera los 2 km.; con ejes aproximadamente horizontales y rumbos divergentes.

La mayor parte de la deformación de los pliegues está concentrada en el núcleo del anticlinal, constituido principalmente por lutitas con yeso de la Formación Majala, parcialmente intruídas y alteradas por un pequeño cuerpo tonalítico. Los estratos del área están fuertemente plegados y afectados por fallas con desplazamientos verticales <5m, también se encuentran rellenos de cuarzo y calcita en grietas y fracturas de menores dimensiones.

El Sinclinal de Guatacondo presenta una falla inversa expuesta a ambos lados del sinclinal, que pone en contacto las fangolitas rojizas de la Formación Guatacondo y las rocas clásticas silíceas de la Formación Majala. En su flanco occidental, el plano de falla manteea con 45° hacia el este y sobre él se disponen 2 cm. de salvanda de falla, con una traza de extensión de por lo menos 4 km, considerada un horizonte de despegue, asociado a la distinta competencia entre las rocas de la Formación Guatacondo y las de la Formación Majala. Un stock granodiorítico intruye en el flanco oriental del Sinclinal de Guatacondo, provocando un pequeño halo propilítico a su alrededor. Su emplazamiento coincide con una probable zona de clivaje localizada en el ala oriental de este pliegue.

Las Formaciones Copaquire, Aquiuno, Majala, Guatacondo y Cerro Empexa, expuestas a ambos lados del sistema de pliegues de Guatacondo, presentan disposición monoclinal y sin perturbaciones tectónicas apreciables (Smoje 1989).

## 4. Resultados

### 4.1 Estratigrafía

En este capítulo se exponen los principales resultados obtenidos en este estudio, desde lo observado y recolectado en la campaña de terreno, tanto como análisis posteriores de láminas delgadas en microscopios de la Universidad Mayor, y la integración de estos aplicada al análisis e identificación de facies, asociación de éstas y ambientes de depositación.

La sección estratigráfica fue desarrollada en la ladera norte de la quebrada Guatacondo, específicamente 2 km al W del pueblo de Guatacondo (Figura 11). La sección tiene 194 m de potencia y está compuesta principalmente por areniscas de tonalidades naranjas-grisáceas pálidas de grano muy fino, fino y medio; lutitas grises y fangolitas de coloraciones gris-verdosas. El análisis desarrollado fue a detalle mediante escala centimétrica y métrica; notificando la diferencia en la competencia y preservación de las capas, cambios en la litología o distribución de estas, en conjunto con la presencia-ausencia de estructuras sedimentarias reconocibles a vista.



**Figura 11:** Sección principal “MAJ”, símbolo de estrella marca el comienzo “base” y el final “techo”.

Para abarcar con detalle óptimo las características litológicas, sedimentarias y de facies, la sección se divide en cuatro columnas, utilizando la nomenclatura y simbología establecida por el



Servicio Geológico de Estados Unidos: Estándar Cartográfico Digital para Simbolización de Mapas Geológicos (2006).

La accesibilidad empinada e inestable para alcanzar la zona de estudio restringió el comienzo del muestreo de la sección estratigráfica a un nivel base seguro considerado como metro 0 (Figura 10), desde donde inicia la primera columna estratigráfica representada, abarcando la información desde el metro 0 al 48 (Figura 12).

Los primeros metros de la sección (0 a 48 m) se componen por lutitas gris oscuras de mala preservación, fangolitas gris verdosas e intercalaciones de éstas con areniscas muy finas naranjo-grisáceo pálido. Estructuras sedimentarias presentes como laminación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo, ondulitas de corriente, grietas de desecación y bioturbación caracterizan este grupo. En los metros 25,4 y 42,8 se observan niveles milimétricos de paleosuelos (Figura 12).

Dentro de las litologías identificadas, se identifican intercalaciones de areniscas con fangolitas subordinadas que consisten en niveles de 3-5 metros totales con dos patrones de espesor principales observados. El primero de ellos corresponde a capas arenosas de 50-60 cm con ondulitas asimétricas intercaladas con capas de 20-30 cm de fangolitas con laminación paralela, el segundo a capas de areniscas fangosas masivas separadas en capas de 10-20 cm intercaladas con capas de 3-5 cm de finos.

Otro tipo de intercalación determinada en la sección corresponde a fangolitas con areniscas subordinadas estratificadas con espesor total de 2-4 m y observadas en dos comportamientos de espesor modal diferentes, en primer lugar se observan capas de 45-60 cm de fangolitas y 30-40 cm de areniscas. La segunda moda de espesores corresponde a 10-20 cm de fangolitas y 5-10 cm de areniscas finas masivas. Presentan laminación paralela, bioturbación, ondulitas de corriente y en algunos niveles desarrollo de paleosuelos.

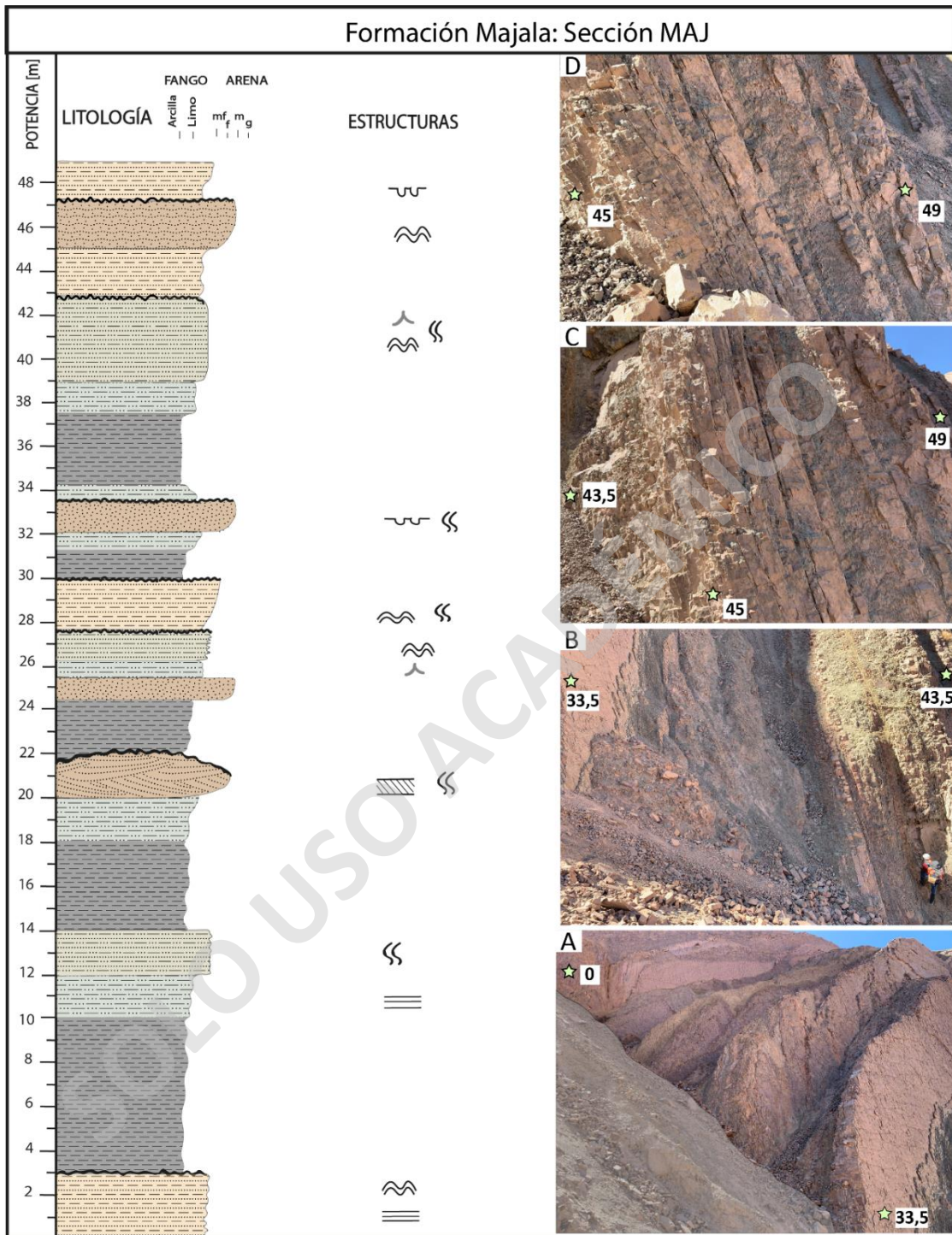
Los niveles de exclusivo contenido arenoso de tonalidades y granulometría similares, difieren en las estructuras y disposición de sus capas. Dentro de estos, se observan desde el metro 20 a 22, dos metros de subarcosas finas de moderada a buena selección con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Desde del metro 24,5 a 25,2 y en 32 a 33,5 se presentan niveles de areniscas masivas muy finas. Hacia el techo, en el metro 45 se observan dos metros de

subarcosas cuarcíferas finas depositadas en capas de 10-15 cm con ondulitas y geometría acanalada.

La segunda parte, desde el metro 48 al 94, se compone de lutitas grises con mala a regular preservación, fangolitas gris verdosas intercaladas con areniscas finas subordinadas e intercalaciones de areniscas finas gris-anaranjadas pálidas con fangolitas (Figura 13). Las litologías varían en sus proporciones de espesor dentro de los niveles intercalados, y están en su mayoría en contacto concordante, a excepción de contactos erosivos por ondulitas y grietas de desecación presentes en 5 niveles de areniscas finas gris-anaranjadas pálidas (Figura 13). Presenta laminación paralela, ondulitas de corriente, grietas de desecación, deformación por carga (Figura 14e), icnitas de terópodos (Figura 14f) y saurópodos, fragmentos de gastrópodos de agua dulce y e icnofacies de *Ophiomorpha* y *Scoyenia*.

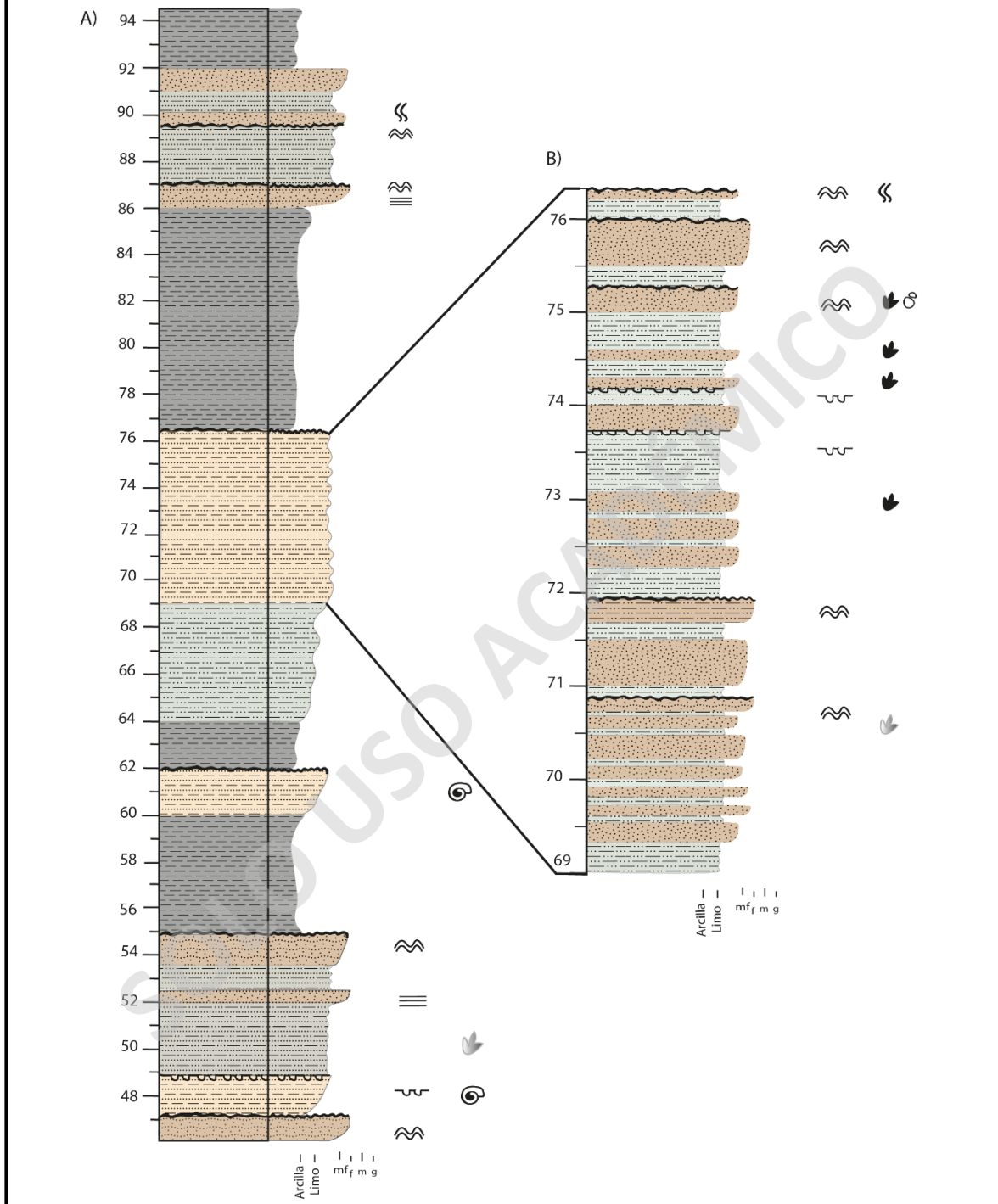
Para las intercalaciones abundantes de areniscas, se exponen en tres niveles dentro de la sección, los espesores totales son de 3-4 metros, y sus capas arenosas individuales varían de 15-20 cm a 40-50 cm intercaladas con capas fangosas de 10-15 cm a 20-30 cm (Figura 14 c). Se observan fragmentos de gastrópodos de agua dulce, deformación por carga y ondulitas de corriente, estas últimas formando contactos erosivos con los niveles superiores. En el nivel desde el metro 69 a 76,4 (Figura 13b) debido a la densidad de información recopilada, se detalla esta intercalación que incluye capas con deformación por carga (Figura 14 e), icnitas de terópodos (Figura 14 f), icnitas de saurópodos y ondulitas de corriente.

La tercera parte de la sección MAJ abarca desde el metro 93 a 140 y está dominada por facies finas donde dominan las lutitas grises de regular preservación en prominentes capas de 9 a 13 metros (Figura 15A), depositadas en contactos concordantes transicionales a fangolitas gris verdosas en niveles de dos metros, e intercalaciones de éstas en niveles de 6-10 metros (Figura 15D), subdivididos a su vez, en capas decimétricas intercaladas con areniscas finas naranjas grisáceas pálidas (en capas variables de 10-20 cm de espesor y 30-40 cm de espesor). Al igual que en las columnas anteriores de la sección MAJ, la predominancia de la capa arenosa o fangosa dentro de las intercalaciones marca la diferencia entre los niveles.



**Figura 12:** Columna estratigráfica e imágenes de afloramientos expuestos de la sección MAJ desde el metro 0-49. A) 0 - 33,5m B) 33,5 a 43,5 C) 43,5 a 49 D) 45 a 49.

Formación Majala: Quebrada Guatacondo sección MAJ



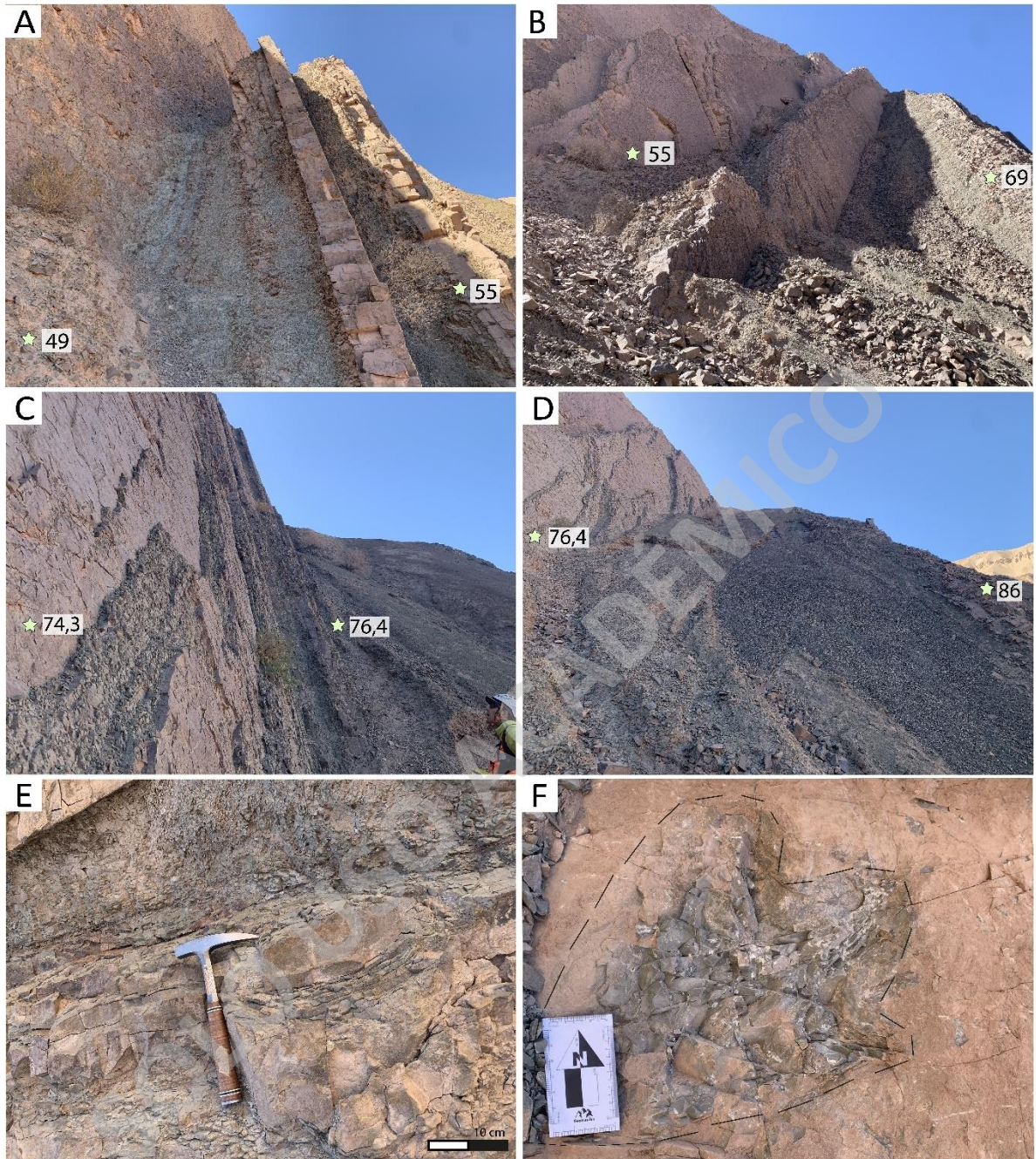
**Figura 13:** A) Columna estratigráfica de la sección MAJ desde el metro 48-94, en escala 1:2. B) Sección detallada desde el metro 69 a 74 por densidad de datos y ocurrencia de icnitas, en escala 2:1.

En general los niveles de esta sección exhiben regular preservación y están medianamente disgregados y tectonizados. La observación de sus características a detalle en cortes transparentes permitió identificar mayor porcentaje de estructuras y atributos, donde se observaron fragmentos de gastrópodos de agua dulce, bioturbaciones y removilización de los cristales por ésta. En los afloramientos observados se identificaron icnitas de terópodos registradas en niveles de intercalaciones de fangolitas-areniscas finas, de manera simultánea con estructuras como ondulitas de corriente y grietas de desecación (Figura 15B) observadas en el metro 113 y 121, respectivamente, generando superficies de depositación erosivas.

El último tramo ilustrado corresponde a la columna estratigráfica que incluye la información sedimentaria desde el metro 139 a 194 de la sección MAJ (Figura 16). Está representada desde el metro 139 a 157 y desde 187-194 en escala 1:2, sin embargo, producto de la escasa exposición de las superficies que se encuentran en su mayoría cubiertas (Figura 16D), la información desde el metro 157 a 187 ha sido condensada en escala 1:4 (simbolizadas en la columna) para lograr tener total cobertura de la sección hasta finalizar.

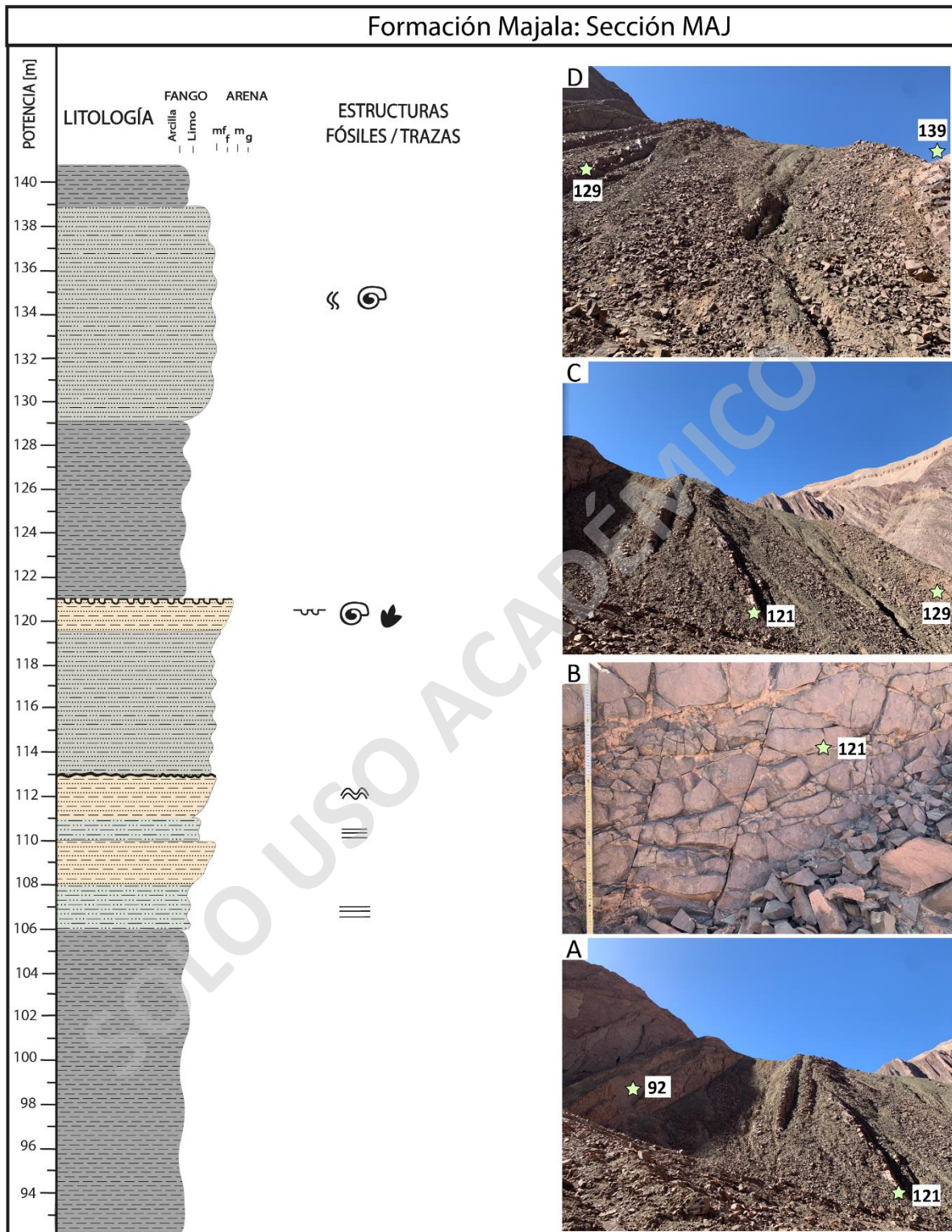
Las facies dominantes corresponden a rocas de granulometría fina a media, depositadas en contactos concordantes transicionales en su mayoría, gradando de fangolitas gris verdosas a intercalaciones de éstas con areniscas gris naranjas pálidas, con algunos niveles exclusivos de areniscas finas a medias. Los niveles arenosos presentan laminación cruzada de bajo ángulo y bioturbaciones. En las facies donde predominan las porciones más finas y están intercaladas con capas subordinadas de areniscas, se observan gastrópodos de agua dulce, ondulitas de corriente y grietas de desecación (Figura 15B).



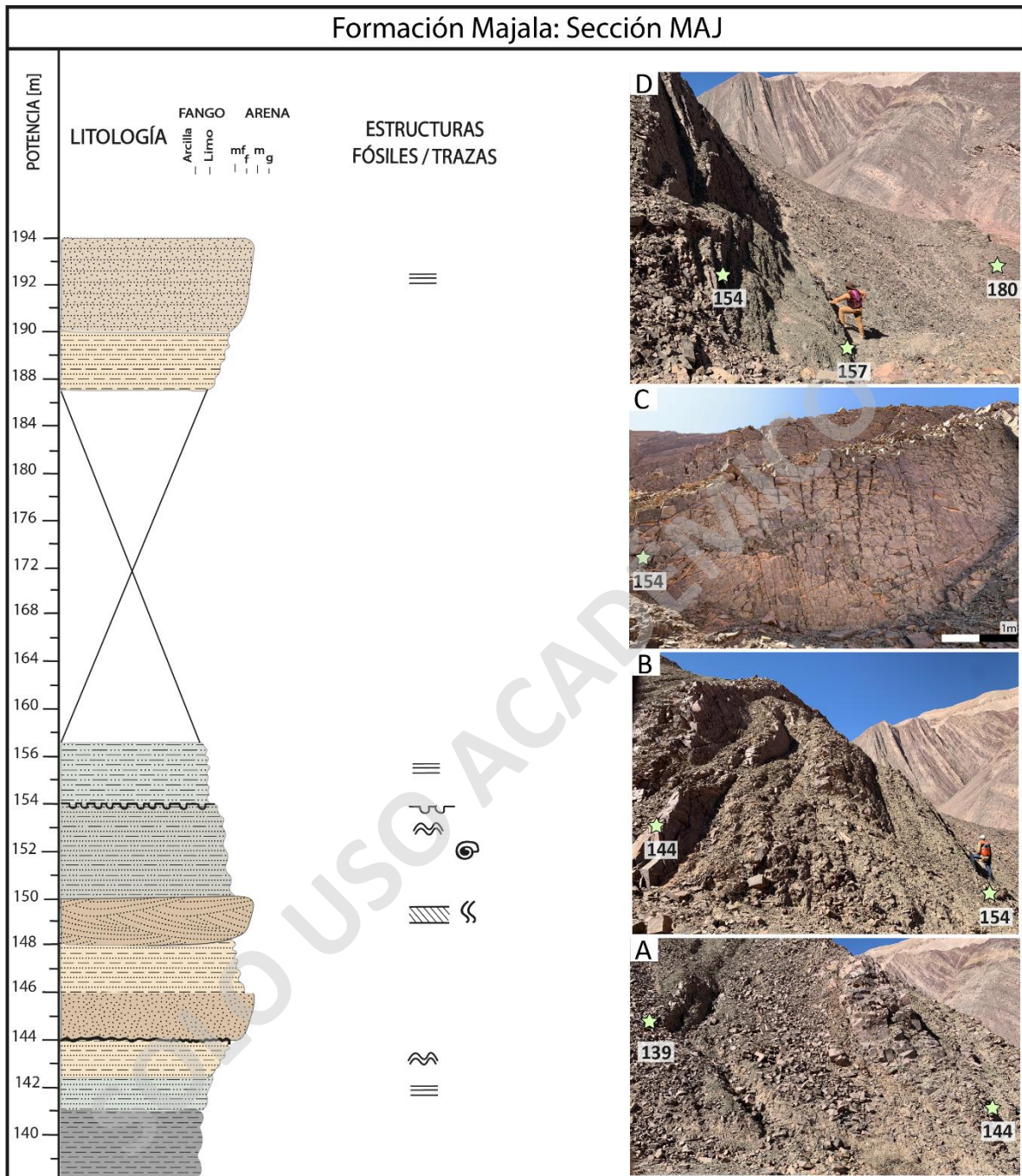


**Figura 14:** Afloramientos expuestos desde el metro 49-94. A) 49 – 55 m B) 55 a 69 C) 74,3 76,3 D) 76,4 a 86 E) Deformación por carga m 49 F) Ichnita de terópodo en metro 74,3.





**Figura 15:** Columna estratigráfica sección MAJ desde el metro 93 a 140 con imágenes de afloramientos expuestos desde el metro 92 a 139. A) 92-121 B) Grietas de desecación en areniscas metro 121 C) 121-129 D) 129 a 139.



**Figura 16:** Columna estratigráfica sección MAJ con imágenes de afloramientos expuestos desde el metro 140 a 194. **A)** 139-144 **B)** 144-154 **C)** Estructuras sedimentarias presentes en metro 154 **D)** 154-180.



## 4.2 Litofacies de la Formación Majala

Se reconocen ocho litofacies en los 194 m que comprenden el estudio estratigráfico a detalle de la parte continental de la Formación Majala. En base a su composición y granulometría se dividen en dos grupos: arenosos (Tabla 4) y limosos (Tabla 5).

### 4.2.1 Litofacies arenosas

Cuatro litofacies arenosas han sido identificadas en la sección Majala (tabla 4). Las areniscas presentan media a buena selección, son de grano muy fino a medio. Su composición varía entre subarcosas feldespáticas, arcosas líticas, areniscas fangosas y están compuestas por cuarzo angulosos a subangulosos, albita subredondeada a subangulosa, menor porcentaje de muscovita y clorita, micas en matriz orientadas, con cemento ferroginoso y carbonático en hábito masivo y cristalino, con subordinada presencia de líticos metamórficos y volcánicos (y escasa presencia de poros (1%). En algunas muestras hay mayor porcentaje de minerales opacos, identificados como pirita euhedral y framboidal.

- **Sh:** Areniscas con laminación paralela horizontal

Presentes en tres tramos de la sección completa, conformada por areniscas naranja-grisáceo pálidas de grano fino a medio, con buena selección, de potencia de un metro máximo. Presentan laminación plano-paralela, reflejo de la relación entre la orientación de la estratificación con el flujo desarrollado en la misma dirección que la estructura. (Figura 17 a-d)

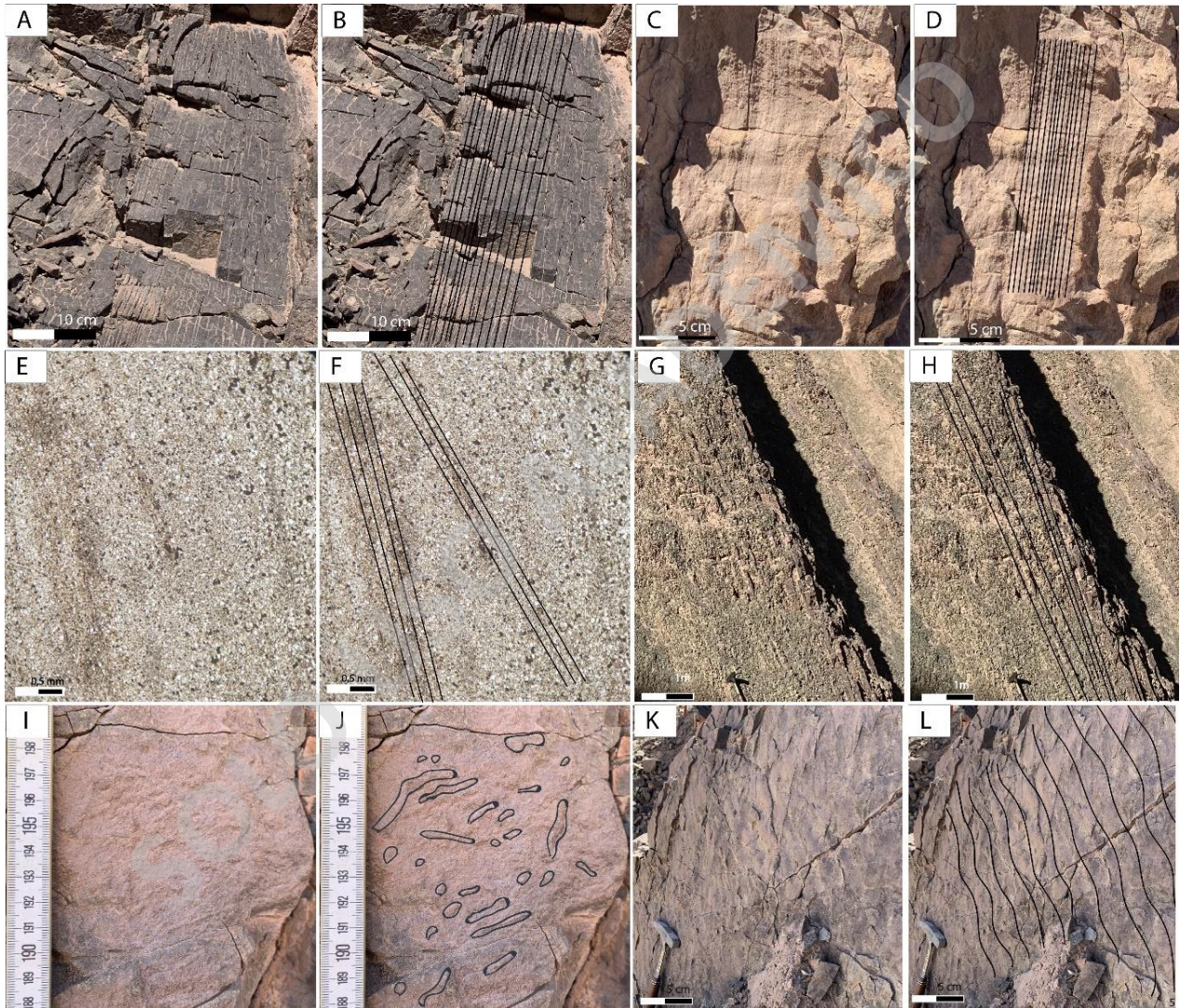
**Interpretación:** Representa eventos dinámicos como inundaciones rápidas, bajo un cambio de flujo de subcrítico a supercrítico (Miall 1985) por aumento de velocidad y/o de pendiente, formando depósitos de barras de punta y “mantos” arenosas (Ghazi & Mountney, 2009). Puede asociarse a flujos someros y rápidos, ocurridos en la parte distal de lóbulos de derrame sobre una planicie de inundación (McKee, *et al* 1967).

- **SI:** Areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo

Litofacies presente en dos tramos de la zona de estudio, en el metro 20 y 148. Conformada por capas de 2 metros de espesor de areniscas fangosas naranja-gris pálido de grano fino, con buena

a moderada selección y laminación cruzada de bajo ángulo, con manteo menor a 15° expuestas con geometría acanalada (Figura 17 e-h)

**Interpretación:** Se asocian a dunas u óndulas “lavadas” ocurridas durante la transición entre flujos subcríticos y supercríticos (Bridge y Best, 1988), en condiciones de rápida variación de velocidades de flujo y profundidad.



**Figura 17:** A-D) Facies Sh: Areniscas con laminación plano-paralela y estratificación horizontal. E-F) Microfacies de Si: Areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo observada en corte transparente. G-H) Facies Si: Areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo. I-J) Facies Sm: Areniscas masivas bioturbadas. K-L) Facies Sr: Areniscas con ondulitas de corriente.

- **Sm:** Areniscas masivas

La presencia de esta facies ocurre en cinco niveles dentro de la sección y está compuesta por capas de areniscas finas a medias color naranja-grisáceo pálido presentes en espesores de 1 metro, con buena selección y ausencia de estructuras sedimentarias continuas a simple vista. El nivel correspondiente al metro 91 presenta icnofacies de *Ophiomorpha* isp. y *Scoyenia* sp., observado con morfología “moteada” o siguiendo distribuciones alargadas. (Figura 17 I-J)

**Interpretación:** Representa depósitos de flujos de gravedad, ocurridos por colapso de los bancos en canales pequeños y/o por procesos biológicos, generados producto de modificación de la depositación debido a bioturbación o cambios en la disponibilidad de agua/humedad (Miall 2013).

- **Sr:** areniscas con ondulitas de corriente.

Presente en dos tramos de la sección completa, en el metro 45 y 54. Corresponde a cuerpos de areniscas finas a medias de 1 – 2 metros de espesor con tonalidades naranja-grisáceo pálido. Presentan buena selección, laminación cruzada planar y abundantes marcas de ondulitas asimétricas de baja amplitud (Figura 17 k-l)

**Interpretación:** Representa baja tasa de sedimentación dentro de canales inactivos, donde los sedimentos se depositan con flujos de bajas velocidades ( $<1\text{m/s}$ ) en la parte inferior del régimen de flujo (Miall 2022) o durante la migración de una barra por reducción de la disponibilidad de agua en zonas aledañas a la orilla del río (Ghazi y Mountney 2009), en régimen de flujo unidireccional inferior (Miall, 1996).

#### 4.2.2 Litofacies limosas

La presencia de fangolitas y lutitas en la zona de estudio está predominantemente distribuida en capas centimétricas a métricas, en algunos casos intercalados con areniscas fangosas y subarcosas feldespáticas. Existen espesores variables desde 50 cm a 12 m donde los afloramientos exhiben condiciones de preservación precarias por procesos tectónicos y/o erosión, que han sido clasificados como facies finas limosas también debido a la composición y disposición



similar al resto de los niveles. En base a lo establecido por Miall (1985) cuatro facies limosas han sido identificadas dentro de la sección Majala (Tabla 5).

LITOFACIES	COLOR	LITOLÓGÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	TRAZAS/ FÓSILES	INTERPRETACIÓN
Sl	Naranja grisáceo pálido	Areniscas fangosas finas en capas de 2 m de espesor, moderada a buena selección, separadas en paquetes de 40-50 cm grosor. Presentan forma acanalada, contactos en base concordantes y techo erosivos por estructuras.	Laminación cruzada planar de bajo ángulo.	Bioturbación, restos de materia orgánica.	Óndulas "lavadas" durante la transición de flujos subcríticos a supercríticos (Harms et al., 1982; Bridge y Best, 1988), bajo condiciones de rápida variación de velocidades de flujo y profundidad.
Sm	Naranja grisáceo pálido	Areniscas finas a medias 1m de espesor, separadas en capas de 10-20 cm. Depositadas sobre base erosiva por niveles inferiores de grietas de desecación y/o ondulitas. Contacto transicional a facies finas (F, Fm, Fl, Fls)	Masiva, un nivel con grietas de desecación.	Bioturbación, mantos microbianos.	Retrabajo de depósitos por actividad biológica. Deposition asociada a flujos de gravedad o corrientes de turbidez, subaérea o subacuática de alta densidad (Lowe 1982; Mulder & Alexander 2001)
Sr	Naranja grisáceo pálido	Areniscas finas a medias de 2 m de espesor subdivididas en capas de 40-50 cm. El contacto de las bases es concordante y de techo erosivo, por presencia de ondulitas.	Ondulitas de corriente	—	Ondulitas de corriente, parte inferior del régimen de flujo (Miall 1978)
Sh	Naranja grisáceo pálido	Areniscas finas a medias en 1 m de espesor total. Contactos concordantes transicionales a facies Fl y Fm.	Laminación paralela horizontal	—	Corriente de tracción, régimen de flujo planar en etapa crítica (Miall 1978)

**Tabla 4:** Tabla resumen de las litofacies arenosas propuestas para la sección, basadas en Miall (1985).

- **F:** Lutitas arcillosas

Corresponde a niveles de 1 a 12 metros de espesor compuestos por lutitas arcillosas grisáceas, mal preservadas y masivas. Están distribuidas en doce partes de la sección, en algunos casos sobrepuestas a litofacies finas aledañas como Fm, Fl y Fls (Figura 18a)

**Interpretación:** Su granulometría muy fina y composición arcillosa sugiere depositación por suspensión en períodos de inundación efímera. La mala preservación se asocia a intensa meteorización y actividad tectónica de la zona de estudio.

- **Fm:** Fangolitas con laminación paralela.

Presente en once niveles de la sección, afloran en espesores de 1 a 5 metros fangolitas verde amarillo pálido, transicionando gradualmente a facies FI y FIs. Presentan laminación plano-paralela, y en dos niveles, escaso desarrollo de paleosuelos (Figura 18b).

**Interpretación:** La exclusiva presencia de material muy fino, en ausencia de material clástico arenoso, sugiere ambiente de depositación de llanura de inundación más distal como mini estanques (Rogers y Astin, 1991). Representan derrames de sedimentos fluviales de baja descarga, formados en pequeñas acumulaciones de agua durante un estadio de abandono de canal y cambios en la disponibilidad hídrica (Foix *et al.*, 2013 *in* Horn, 2018).

- **FI:** Fangolitas intercaladas con areniscas fangosas.

Presente en diez niveles de la sección, interlaminación de fangolitas color verde grisáceo y arena muy fina amarillo verdoso pálido en bancos de espesores variable entre 2 a 4 metros total. Las capas fangosas varían entre 10-60 cm como máximo, con espesores de areniscas en un rango de 5 cm a 40 cm (Figura 18d). Algunos niveles presentan ondulitas de corriente, laminación paralela, grietas de desecación, bioturbación, fragmentos de gastrópodos de agua dulce, icnitas de terópodos y saurópodos y deformación por carga de éstos.

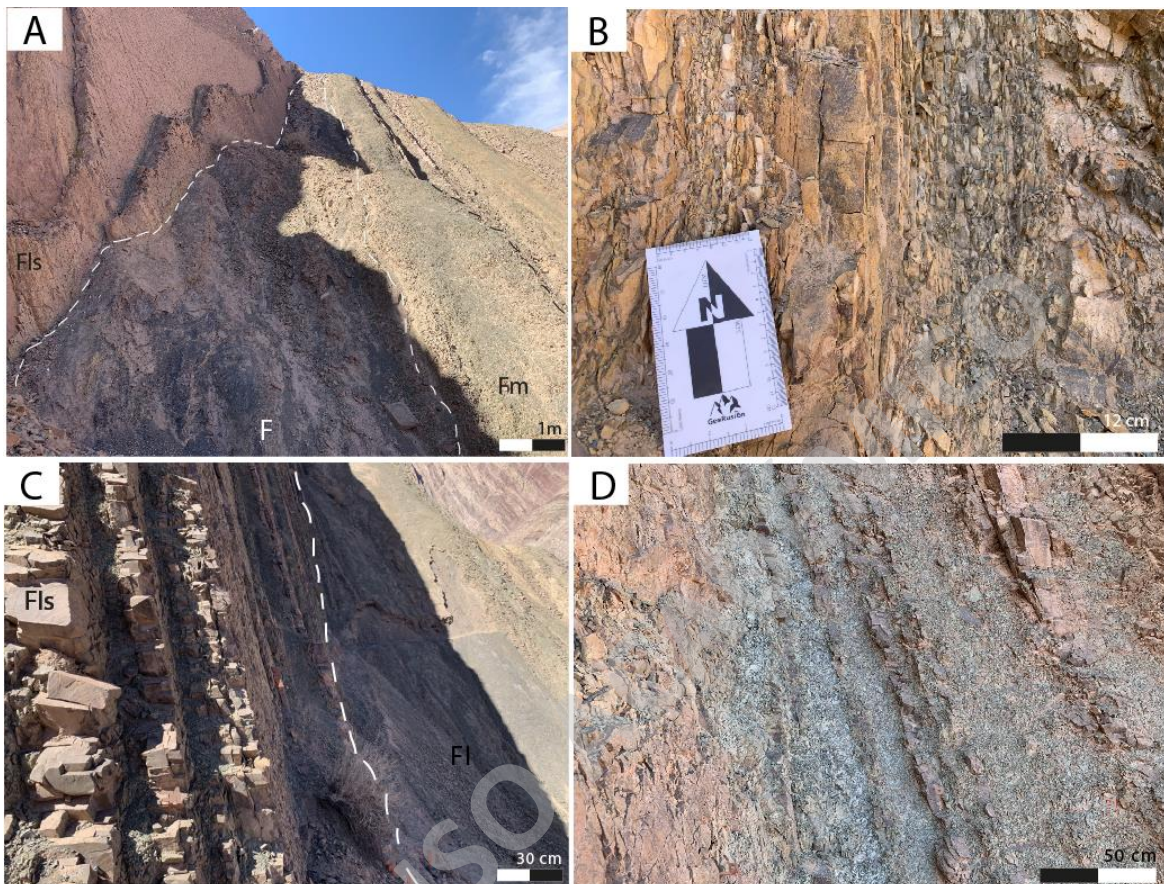
**Interpretación:** Representan la depositación durante la etapa menguante de inundación, por suspensión de corrientes en ambientes proximales a llanura de inundación, como depósitos de leveé, barras arenosas y/o en de llanuras de inundación de bajo relieve que bordean el canal principal. (Allen, 1964; Jackson, 1981 *en* Ghazi y Mountney 2009)

- **FIs:** Areniscas finas intercaladas con fangolitas.

Presente en doce niveles, corresponde a una intercalación de 3 a 5 metros de espesor, con areniscas finas naranja-amarillo pálido con fangolitas gris verdosas subordinadas (Figura 18C). Suele gradar a facies Sr y Sh. Presenta laminación paralela, ondulitas de corriente, laminación cruzada de bajo ángulo y grietas de desecación, además de bioturbaciones, fragmentos de gastrópodos de agua dulce, restos de materia orgánica, icnitas de terópodos y saurópodos.

**Interpretación:** Depositadas por suspensión alternada con flujos de sobrebanco, flujos menguantes como procesos secundarios de un sistema de abanico aluvial depositando en áreas

externas al canal (sobrebanco), la alternancia indica depósitos de inundación que interrumpieron leveé dominados por fango (Ghazi y Mountney 2009).



**Figura 18:** **A)** Primeros 12 metros de la sección con facies Fls, F y Fm. **B)** Metro 25,4 Facies Fm con desarrollo de paleosuelo. **C)** Metro 69-76 facies Fls y Fl. **D)** Metro 49-51 Facies Fl.

### 4.3 Asociaciones de facies y elementos arquitectónicos

Las características y propiedades identificadas en las rocas epiclásticas que conforman la sección MAJ, incluida la mineralogía, textura, granulometría, estructuras sedimentarias, geometría, escala y facies (Pickering *et al.*, 1998), son agrupadas con el fin de interpretar elementos arquitectónicos. La clasificación de litofacies del capítulo previo sintetiza estas características comunes, facilitando así su asociación e identificación de componentes claves de sistemas de mayores dimensiones, asociados a procesos y condiciones particulares de formación.

Una vez establecidas, las litofacies de la sección estratigráfica “MAJ” fueron agrupadas en seis asociaciones, según características similares, distribución y procesos de depositación (Tabla 6).

LITOFACIES	COLOR	LITOLOGÍA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	TRAZAS/ FÓSILES	INTERPRETACIÓN
F	Gris medio	Lutita arcillosa, mal preservada. En capas de 1 a 12 metros de espesor, contacto concordante transicional.	—	Masiva, no observados	Deposición por suspensión en periodo de inundación efímera. Mala preservación producto de meteorización y tectónica
Fm	Verde amarillo pálido	Fangolitas en capas de 1-5 m, subdividida en paquetes de 5 a 10 cm. Base y techo concordantes, excepto en niveles inferiores y superiores con ondulitas y/o grietas de desecación. Contacto concordante transicional a facies Fl y Fls.	Laminación paralela, desarrollo de paleosuelos	—	Deposición por suspensión en etapas de inundación efímera
Fl	Amarillo verdoso pálido	Intercalación de 2-4 m de fangolitas gris-verdosas (45-60 y 10-20 cm) con areniscas fangosas subordinadas (30-40, 5-10 cm). Base y techo concordantes, excepto en niveles inferiores y superiores con superficies erosivas. Contacto concordante transicional a F, Sh, Sr, Sm y Fls	Laminación paralela, ondulitas, grietas de desecación, desarrollo de paleosuelos	Bioturbación, fragmentos de gastrópodos de agua dulce, deformación por carga.	Deposición por suspensión alternada con flujos de sobranco o flujos menguantes.
Fls	Naranja amarillo pálido	Intercalación de 3-5 m de areniscas finas (10-20 cm y 50-60 cm) con capas de fangolitas gris verdosas subordinadas (3-5 cm y 20-30 cm). Niveles con base y techo concordantes, otros erosivos por presencia de ondulitas y grietas de desecación. Contacto concordante gradacional a Sr y Sh.	Laminación paralela, ondulitas, laminación cruzada de bajo ángulo, grietas de desecación	Bioturbación, fragmentos de gastrópodos de agua dulce, restos de materia orgánica, icnitas de terópodos y saurópodos.	Deposición por suspensión alternada con flujos de sobranco, flujos en estado menguante o corrientes de turbidez dentro de un cuerpo permanente de agua.

**Tabla 5:** Tabla resumen de las litofacies limosas propuestas para la sección, basadas en Miall (1985).

CÓDIGO	FACIES	ELEMENTO ARQUITECTÓNICO
AF1	Fl, Sl, Sr	Canal de derrame (CR)
AF2	Sh, Sl, Sr, Fls	Mantos de arena laminada (LS)
AF3	F, Fm, Fl, Fls	Estanques efímeros (EP)
AF4	F, Fm, Fl	Depósitos finos de planicie (FF)
AF5	Sm, Sl, Sh, Sr, Fm, Fl	Lóbulo de derrame (CS)
AF6	Sh, Sl, Sm, Fl	Leveé (LV)

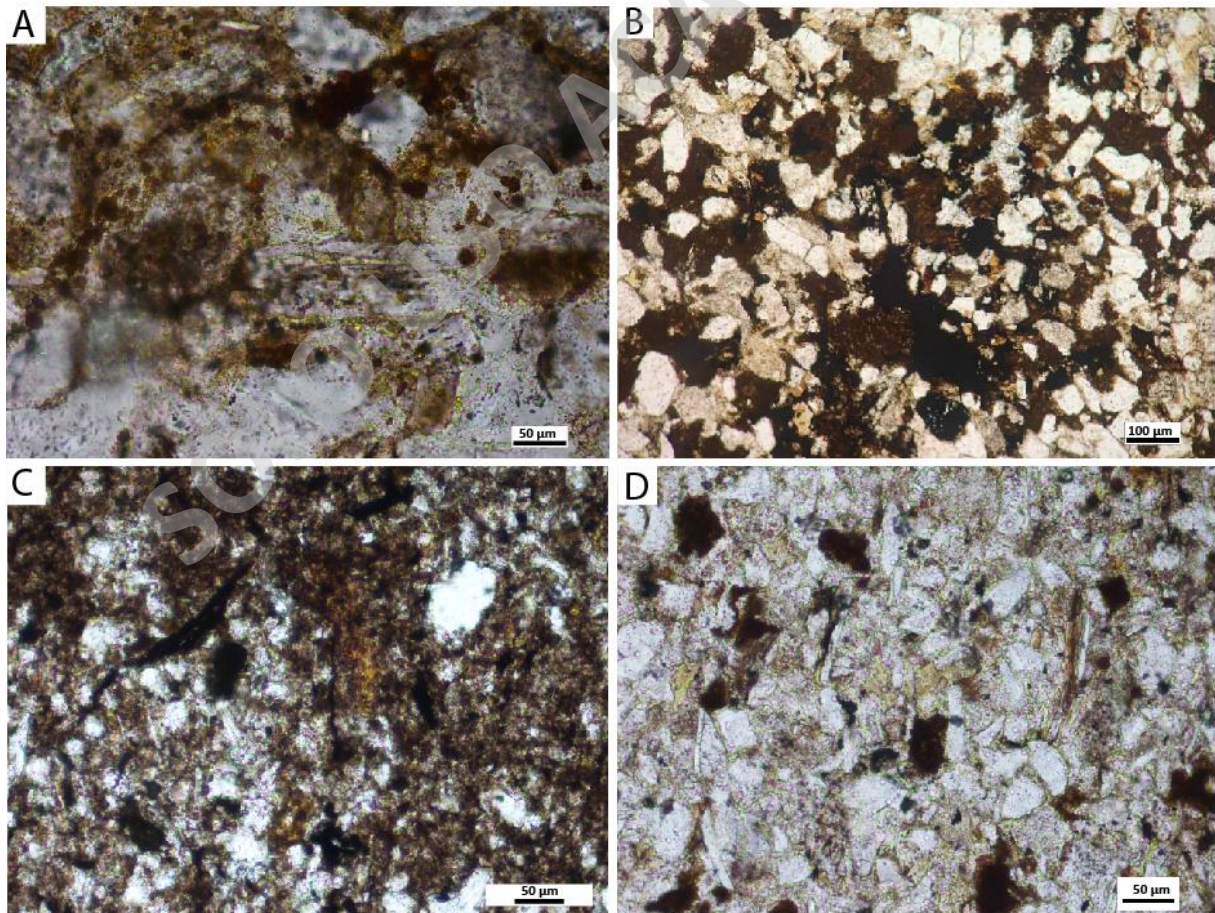


**Tabla 6:** Asociaciones de facies identificadas en la parte continental de la Formación Majala y sus respectivos elementos arquitectónicos representativos.

#### 4.3.1 Elementos de depósitos finos de planicie (FF)

Los elementos de depósitos de planicie están caracterizados por sedimentos de llanura de inundación de grano muy fino a fino distribuidos en sucesiones laminares de 3 a 12 metros totales de espesor, compuestos por lutitas grisáceas claras (facies F) y fangolitas verde amarillo pálido (Fm), en ocasiones intercaladas con areniscas fangosas verde claro (FI) (Figura 20A).

En tres niveles de fangolitas de facies Fm y FI, se observan acumulaciones de sedimentos arcillosos hidratados correspondientes a paleosuelos de máximo 2 cm de espesor color amarillo pálido y rojizo claro (Figura 20B). A escala microscópica presentan estructuras y restos orgánicos (Figura 19C) con presencia de micrita pedogénica (Figura 19B) incluidos dentro de los niveles de las facies FI y Fm. La presencia de alteración pedogénica desarrollada como recubrimiento arcilloso y hematítico sobre granos minerales de fangolitas y areniscas (Figura 19A), se relaciona directamente al desarrollo de paleosuelos.

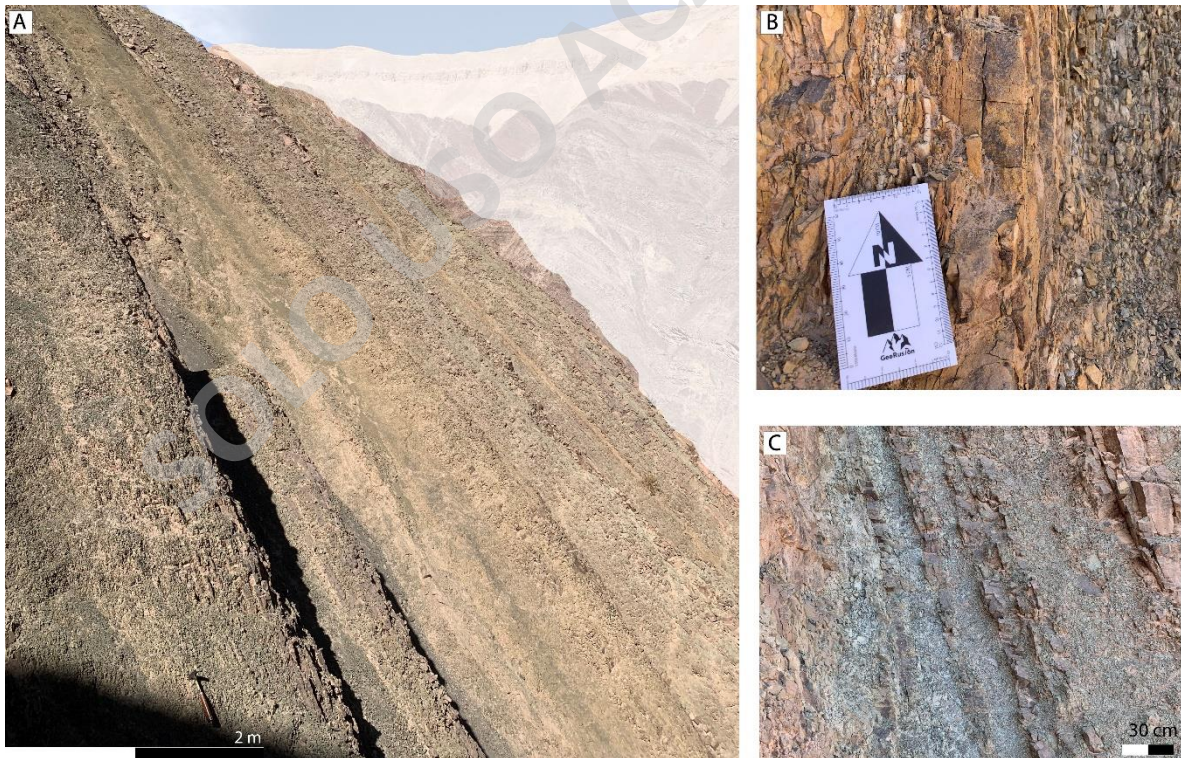




**Figura 19:** Láminas delgadas de areniscas fangosas y fangolitas. Todas en nicoles paralelos. **A)** Nódulos hematíticos recubriendo granos minerales (42,8 m). **B)** Alteración pedogénica **C y D)** Resto de materia orgánica, lado izquierdo superior, estructura negra alargada (12m).

### Interpretación:

El tamaño fino de grano, la extensión que abarca y la geometría en láminas en que se distribuyen estos elementos indican depositación en una zona distal al canal principal (Mrinjek *et al.*, 2006) con condiciones climáticas semiáridas y oxidantes representadas por la presencia de óxidos de Fe y cementos ferroginosos, en conjunto con las estructuras sedimentarias asociadas (Nadon y Middleton, 1985). Las unidades de paleosuelos bien desarrolladas son típicas de llanuras de inundación (Kraus y Gwinn, 1997), formadas producto de la exposición de sedimentos con presencia de humedad y/o agua a condiciones superficiales, las tonalidades rojizas son producto de la tinción de hematitas y son típicas de condiciones climáticas semiáridas a áridas (Nadon y Middleton, 1985). Los niveles de fangolitas intercalados con areniscas fangosas (Facies FI) que presentan grietas de desecación son indicativas de condiciones superficiales fluctuantes entre estadios húmedo y secos (Ghazi & Mountney, 2009).



**Figura 20:** **A)** Intercalación métrica de capas arenosas y limosas. **B)** Capas 1-2 cm interlaminadas de limo-arcilla hidratado, paleosuelo. **C)** Facies FI metro 51.

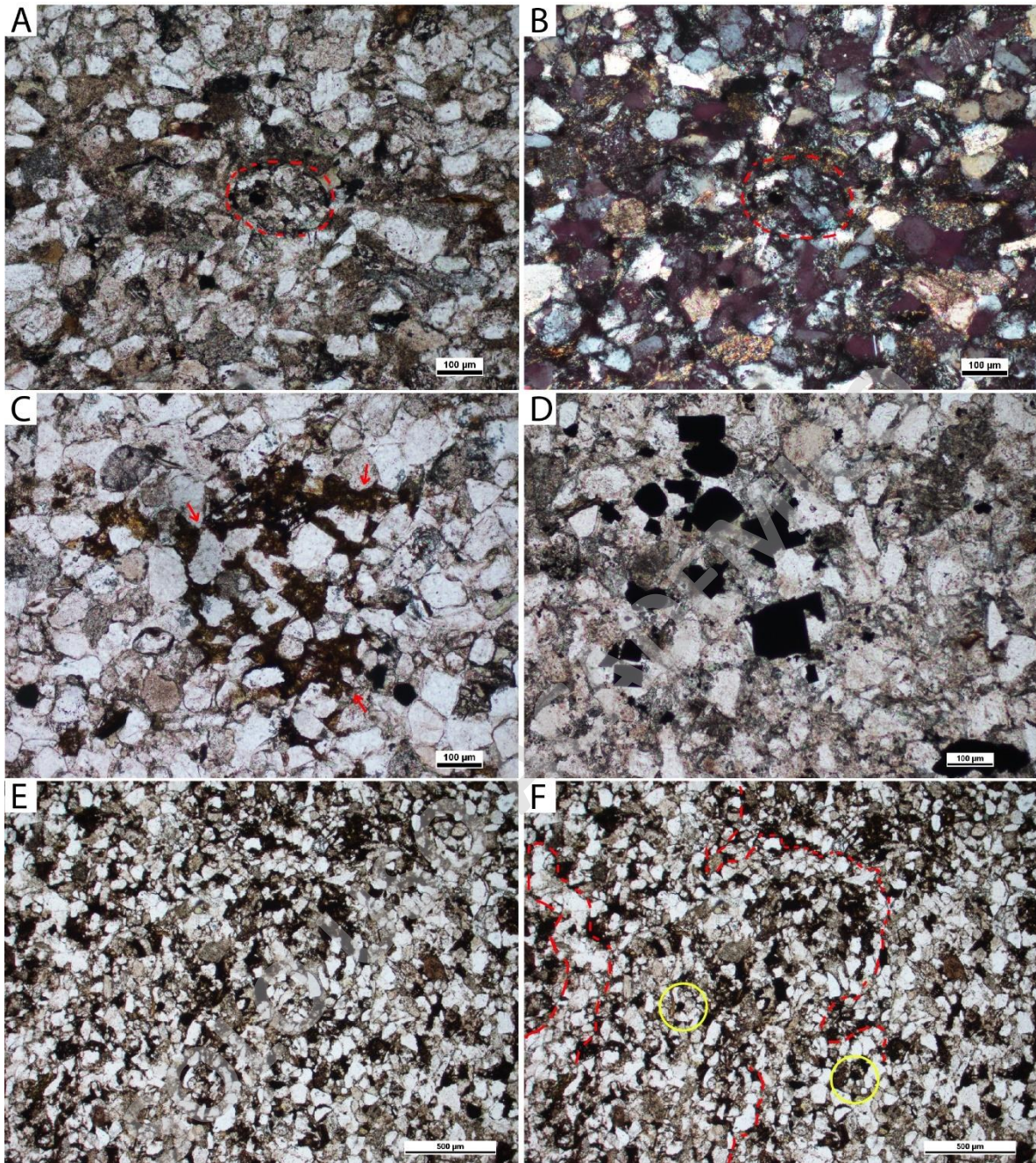
#### 4.3.2 Elementos de estanques efímeros (EP)

Está compuesto por lutitas grises (F), fangolitas verde amarillo pálido (Fm) e intercalación de éstas laminadas con areniscas (FI y FIs) dispuestas en geometría lenticular o mantiforme en espesores totales de 2-8 m. Las fangolitas y areniscas fangosas presentan contenido fósil observado en láminas delgadas en cuatro secciones (Figura 21), incluyendo restos de gastrópodos de agua dulce, restos vegetales, pirita framboidal y mantos microbianos, cementados por contenido carbonático, en hábito cristalino y masivo. En dos de los cuatro niveles de LS, se observan ondulitas de corriente y grietas de desecación, formando superficies de contacto erosivas. Las facies FI exhiben bioturbación a macro y microescala. (Figura 21 E y F)

#### Interpretación:

La abundancia de facies de grano fino donde predomina el fango y limo, indican deposición en un ambiente con aguas tranquilas expuestos a bajas tasas de sedimentación. Los fragmentos de gastrópodos fueron formados en condiciones de agua dulce a salobre (Scherer *et al.*, 2015) y dado el contexto se atribuyen a condiciones de agua dulce. La presencia de fangolitas grises con fragmentos de invertebrados, plantas y mantos microbianos sugiere que estos depósitos se acumularon y se conservaron en un ambiente acuoso y anóxico. Los dos niveles con presencia de grietas de desecación, indica condiciones de exposición subaérea, o tasas de evaporación mayor a la de precipitación en la etapa de secado del lago (Paula-Freitas, 2010 in Scherer *et al.*, 2015). Las capas arenosas dentro de las intercalaciones (FIs) representan la ocurrencia esporádica de flujos hiperpícnicos en un entorno de estanques efímeros.





**Figura 21:** Microfacies pertenecientes a estanques efímeros (EP). **A y B)** Fragmentos de gastrópodos de agua dulce, micritización de la parte externa de la concha (49m). Nícoles paralelos y cruzados, respectivamente. **C)** Cemento ferroginoso indicado por flechas rojas (62m) a nícoles paralelos. **D)** Cristales opacos de pirita y  $OxFe$  representando mantos microbianos (62m) a nícoles paralelos. **E y F)** Reordenamiento cristalino producto de bioturbación (121 m) a nícoles paralelos.

### 4.3.3 Elementos de lóbulo de derrame (CS)

Estos elementos consisten en depósitos lobulares de areniscas naranjas-grisáceas pálidas y areniscas fangosas, en conjunto con láminas interestratificadas de fangolitas verde amarillo pálido y fangolitas arcillosas grisáceas que forman cuerpos lenticulares de 3 a 5 metros de espesor (Figura 22 A). Las capas de areniscas son masivas (Sm) o con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl), algunas están finamente laminadas y muestran laminación paralela (Sh) o y/o estratificación ondulosa (Sr). Las láminas milimétricas de fangolitas tienen grietas de lodo o de desecación con niveles bioturbados (facies Fm, Fl) (Figura 22 C)

Las capas arenosas interestratificadas en sucesiones centimétricas (10-15 cm) divididas por 3-5 cm de limo (facies Fls) muestran superficie erosiva a pequeña escala entre sus capas (Fig 22 A), y superficies de no deposición en algunos niveles.

A microescala presentan “derrames” arcillo-limosos en forma de hojuelas alargadas en muestras de areniscas fangosas de facies Fl (Figura 22B). La variabilidad en el tamaño de grano reflejada en la gradación normal e inversa es recurrente dentro de los niveles de este elemento.

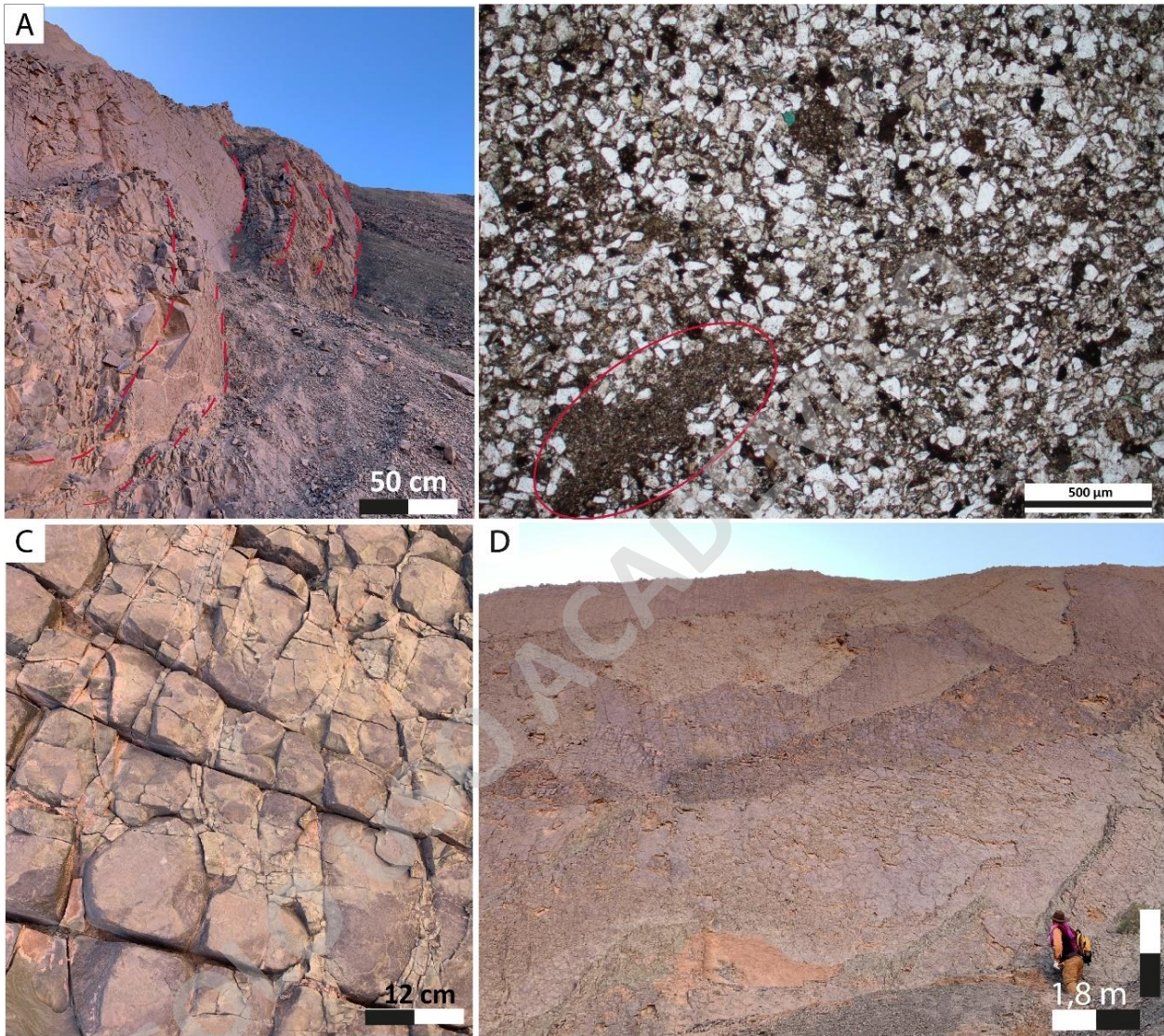
#### **Interpretación:**

Las capas limo-arcillosas que rodean estos elementos, se encuentran intercaladas con cuerpos delgados y finos de fangolitas y areniscas característicos de sedimentación de desborde de canal (Smith *et al.*, 1989) donde las unidades de mayor granulometría (Sh, Sr y Sm) corresponden a sectores más cercanos a canales principales, mientras que la presencia de fangolitas es producto de la deposición por suspensión; los niveles de éstas que presentan grietas de desecación sugieren períodos de deposición inactiva y deshidratación entre eventos de inundación (Ghazi y Mountney 2009).

La geometría lobular o lenticular, junto con areniscas, limolitas y fangolitas no canalizadas indican deposición por flujos de inundación expansivos, que disminuyen su potencia a medida que la descarga abandona el confinamiento de los canales, desbordando la contención de leveé y permitieron el derrame (Martinius, 2000). Estos mismos flujos generan ondulitas y laminación cruzada de bajo ángulo en condiciones someras, depositadas por expansión del flujo a medida que la descarga hídrica se desvía del confinamiento del canal principal generando lóbulos de



derrame (Miall, 1996). Las areniscas masivas (Sm) representan flujos hiperconcentrados o sedimentos bioturbados (Scherer *et al.*, 2015).



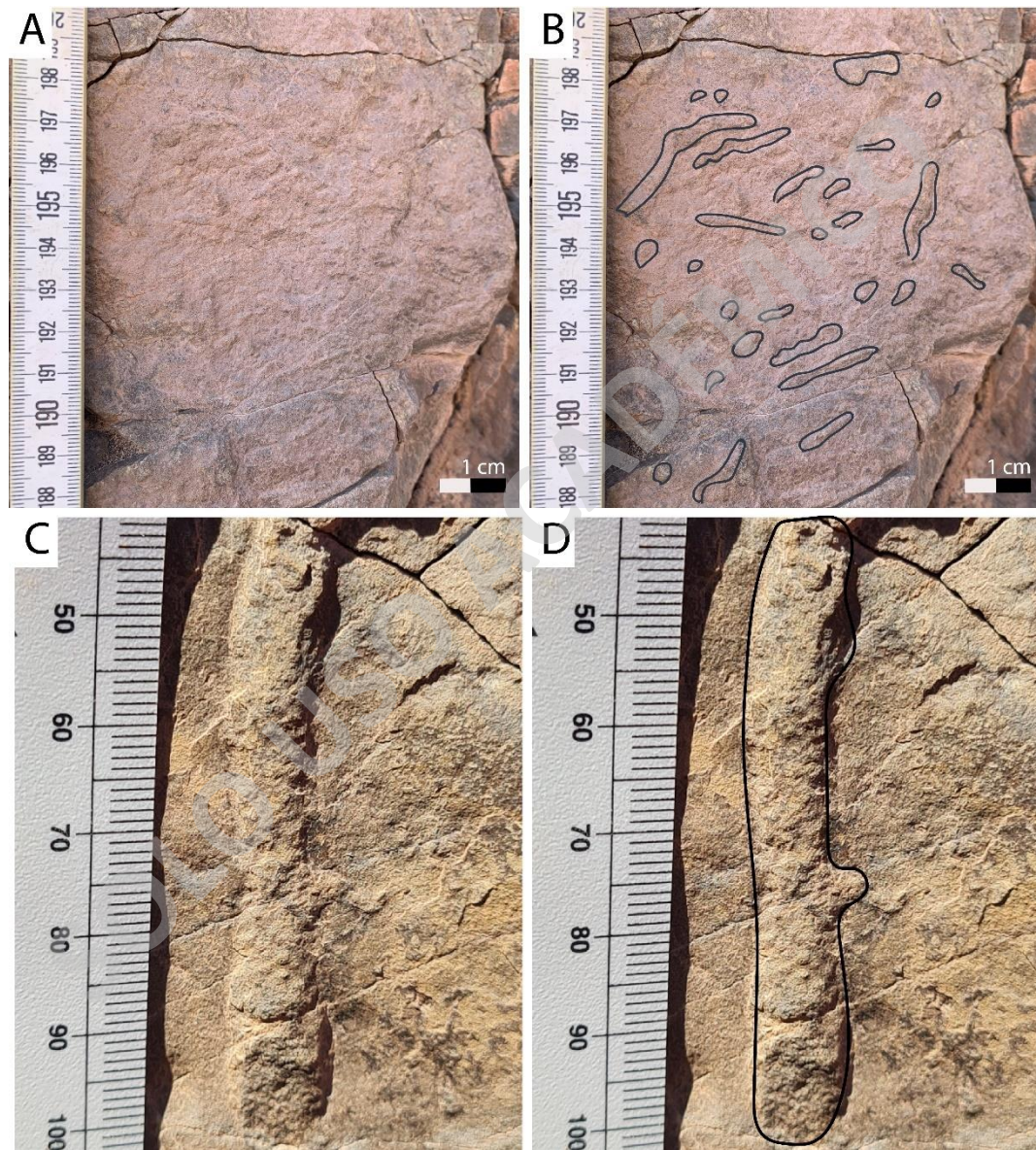
**Figura 22:** **A)** Forma lobular de intercalación de areniscas masivas bioturbadas (90m), laminación ondulítica, grietas de desecación. **B)** Corte transparente de derrames arcillosos (73,2 m) a nicoles paralelos **C)** Grietas de desecación decimétricas sobre areniscas masivas (121 m). **D)** Grietas de desecación métricas en nivel 73,4.

#### 4.3.4 Depósitos de *leveé* (LV)

Los *leveé* están compuestos de unidades rítmicamente estratificadas de areniscas de grano fino con laminación horizontal paralela y cruzada de bajo ángulo (Sh-Sl) con laminación ondulítica en



sus superficies, intercaladas con fangolitas (FI) de pocos decímetros de espesor, con laminación planoparalela y en algunos casos masivas (Figura 24 A). Algunos de los niveles arenosos corresponden a areniscas masivas (Sm), con presencia de bioturbación e icnofacies de *Scoyenia* isp. y *Ophiomorpha* isp. (Figura 23). En láminas delgadas se observan abundantes óxidos de Fe (Figura 24B y C).

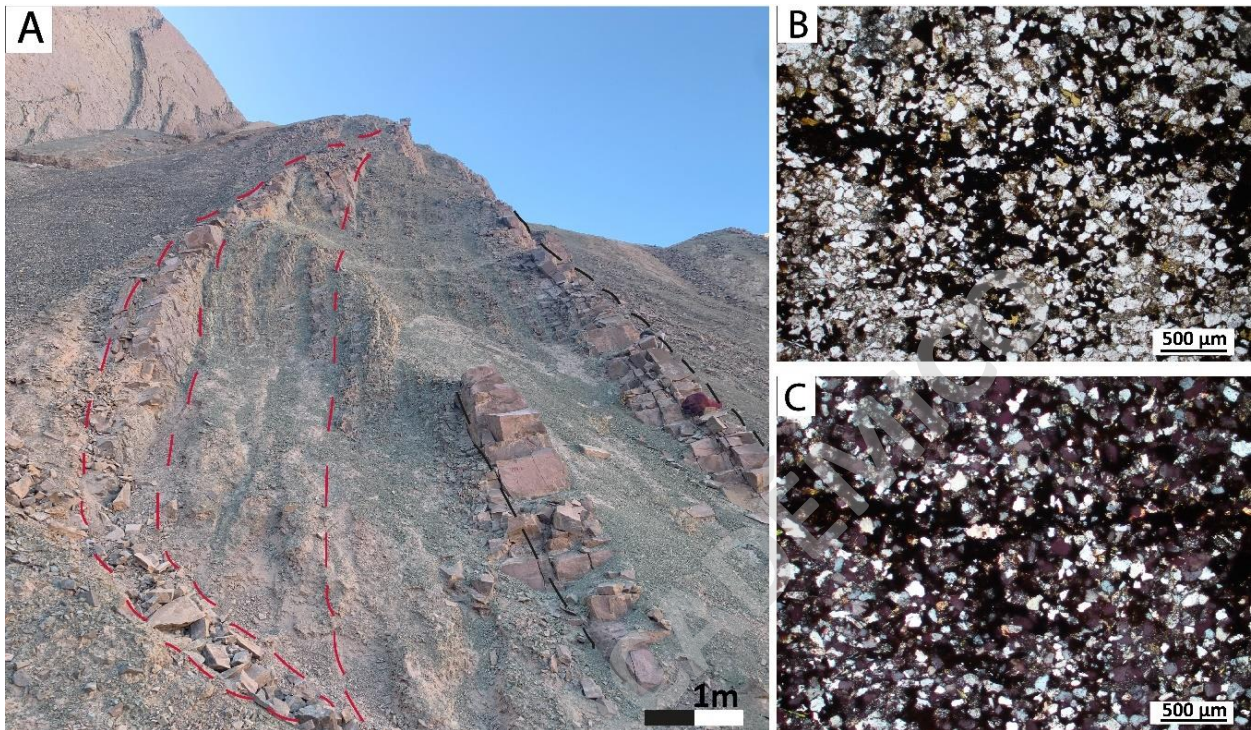


**Figura 23: A y B)** Icnofacies de *Scoyenia*. **C y D)** Icnofacies de *Ophiomorpha* presentes en nivel 91.

Se reconoce en dos partes de la sección, con espesores de 3 a 6 m y está distribuida en forma de cuña (Figura 24 A), asociada a los márgenes del elemento de canal (CH). La separación entre



ambos elementos varía de 20 a 50 cm de ancho, con estratos levemente deformados con deslizamientos de superficies de desprendimiento, inclinados en dirección del canal adyacente.

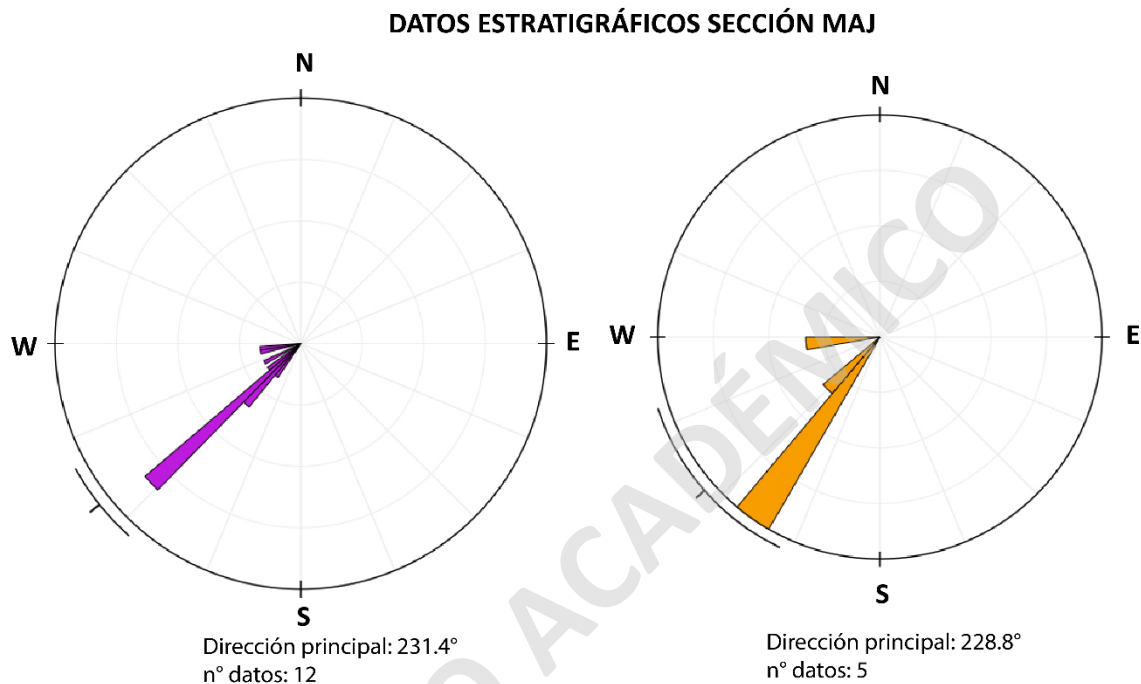


**Figura 24:** A) En rojo esquematizado elemento cercano CS con forma lobular, en negro esquematizado depósitos de LV correspondiente a facies Sh y Sl (metro 90). B y C) Corte transparente metro 91, arenisca fangosa con restos orgánicos y alta concentración de óxidos de Fe. Nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

### Interpretación:

Corresponden a restos de ambientes proximales de sobrelanque, en una llanura aluvial extensa, donde el sedimento fue suministrado a través de flujos laminares y por lóbulos de derrame durante las inundaciones (Fielding y Webb, 1996). En base a las estructuras sedimentarias y su estrecha cercanía al margen y facies del canal, se interpreta que representan depósitos de *leveé* (Bierley *et al.*, 1997). Cada ritmo sedimentario representa un evento de inundación, donde los sedimentos se acumularon por repetidas inundaciones y sedimentación a lo largo de las orillas de los canales (Bridge, 2006). Las mediciones de paleocorrientes realizadas en la laminación transversal de las ondulaciones indican un flujo oblicuo aguas abajo, lejos del margen del canal.

Las unidades de arenisca de grano muy fino se interpretan como depósitos de ruptura de *leveé* que suministran lóbulos de separación de grietas en la llanura de inundación no confinada (Aslan y Blum, 1999).

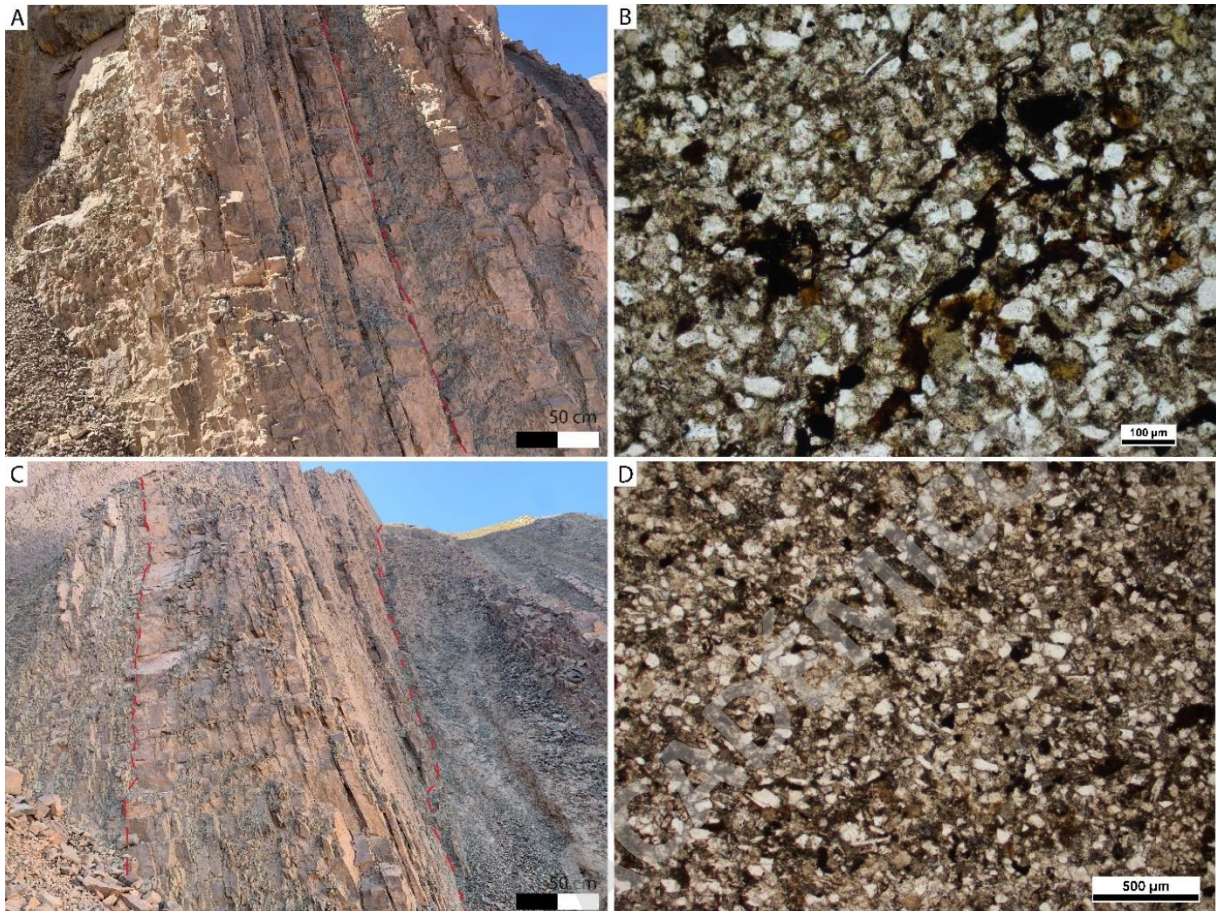


**Figura 25:** Rosetas con 12 datos estratigráficos de rumbo y manteo (morado) tomados en la sección principal MAJ, muestran una tendencia SW con promedio de 231.4° de buzamiento. Roseta derecha (barras naranjas) representa 5 medidas de ondulitas tomados en metro 54 de la sección MAJ.

#### 4.3.5 Elemento de mantos arenosos laminadas (LS) de canal efímero

Estos elementos forman láminas delgadas con forma tabular discontinuas entre sí. Están compuestas de areniscas de grano fino en espesores de 20 a 30 cm, interestratificadas con capas de 2-3 cm de limolitas micáceas (facies Sr, Sh y Fls) (Figura 26 A). Algunas de sus superficies presentan ondulitas de corriente en las superficies de estratificación expuestas, formando superficies levemente erosivas. Este elemento ha sido identificado en dos niveles a lo largo de la formación y se asocia espacialmente con elementos de estanques efímeros (EP) y depósitos finos de planicie (FF).





**Figura 26:** **A)** Capas de areniscas interestratificadas con niveles de limo-fangolitas (metro 43-47). Línea roja segmentada marca el inicio de elemento contiguo de lago somero (SL). **B)** Corte transparente metro 45, arenisca fangosa con cristales orientados y presencia de micas, nícoles paralelos. **C)** Metro 27-30 facies Fls areniscas interlaminadas con capas de limo. Línea segmentada delimita elemento. **D)** Corte transparente metro 29, arenisca fangosa con minerales orientados, nícoles paralelos.

### Interpretación:

Su geometría discontinua, distribuida en láminas de poco espesor con estructuras sedimentarias de pequeña escala y la predominancia de sedimentos de grano fino sugieren condiciones de depositación por flujos laminares arenosos no canalizados o de barra de punta (Miall, 1985), que se acumularon en las partes someras de los canales donde la acreción vertical se produjo por inundaciones en lámina (Bordy y Catuneanu, 2002).

La presencia de ondulitas en algunas de sus superficies evidencia condiciones de lecho plano durante un régimen de flujo superior, desarrollados en aguas poco profundas en las partes superiores de las barras de punta (cf. Harms *et al.*, 1963; Wakelin-King y Webb, 2007).

#### 4.3.6 Canal de derrame (crevasse channel)

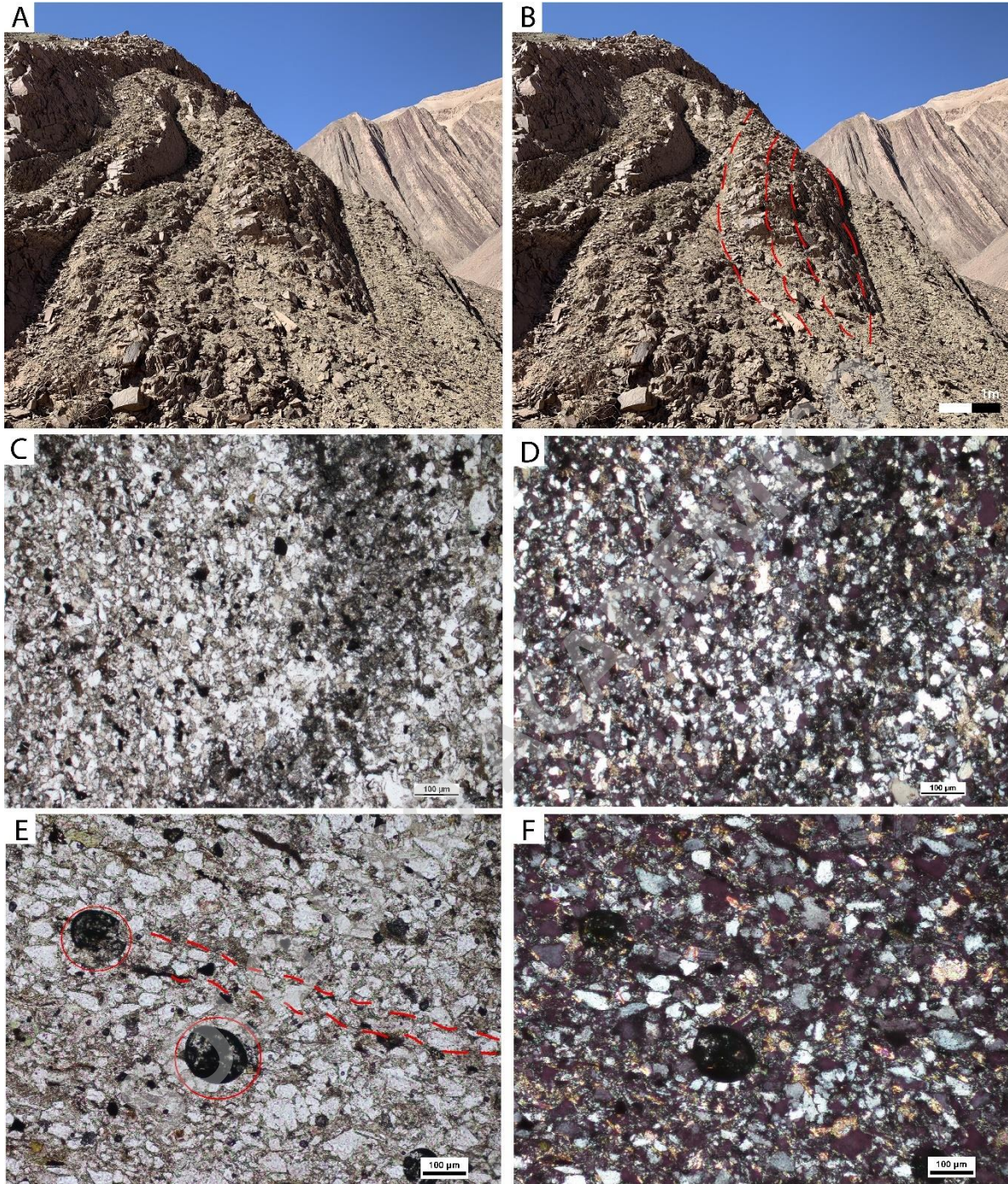
Este elemento está compuesto por intercalaciones de fangolitas gris verdosas con areniscas de grano fino (Facies FI), areniscas con laminación cruzada de bajo ángulo (SI) y ondulítica (Sr). Ha sido identificado en tres niveles de la sección MAJ, con espesores de 2 a 4 metros de profundidad. Suele estar levemente acanalado, y espacialmente conectado con depósitos finos de llanura de inundación y lóbulos de derrame (Figura 27) formando pequeños sistemas distributarios dentro del ambiente. En corte transparente presenta estructuras de derrames cóncavos arcillosos (Figura 28 C), y cristales orientados en dirección del flujo, además de presencia de peloides evidenciado actividad orgánica (Figura 28 E y F).

**Interpretación:** La predominancia de facies finas en el relleno de estos canales representa un “stripping” (desgaste) de la parte superior del flujo en el canal principal, producto de la incisión y flujo de sobrebanco, desbordándose por encima de la orilla (Miall 2013). La dirección de flujo paralela a la estratificación muestra paleocorrientes guiadas por el flujo de este elemento. A medida que el cauce avanza, el caudal de estos canales puede volver a unirse al canal, o ser desviado hacia el curso de un paleocanal (Smith *et al.*, 1989) mediante procesos de avulsión. La escala de este elemento depende de la escala del río principal (Miall 2013).

Las columnas estratigráficas mostradas en el capítulo anterior facilitan la observación de la asociación de facies y asignación de elementos arquitectónicos presentes en la sección MAJ. Los primeros 94 metros están predominantemente compuestos por depósitos de planicie de inundación, lóbulos de derrame y mantos arenosos laminados, seguidos por *leveé*, estanques efímeros y una unidad correspondiente a relleno de canal (Figura 27).

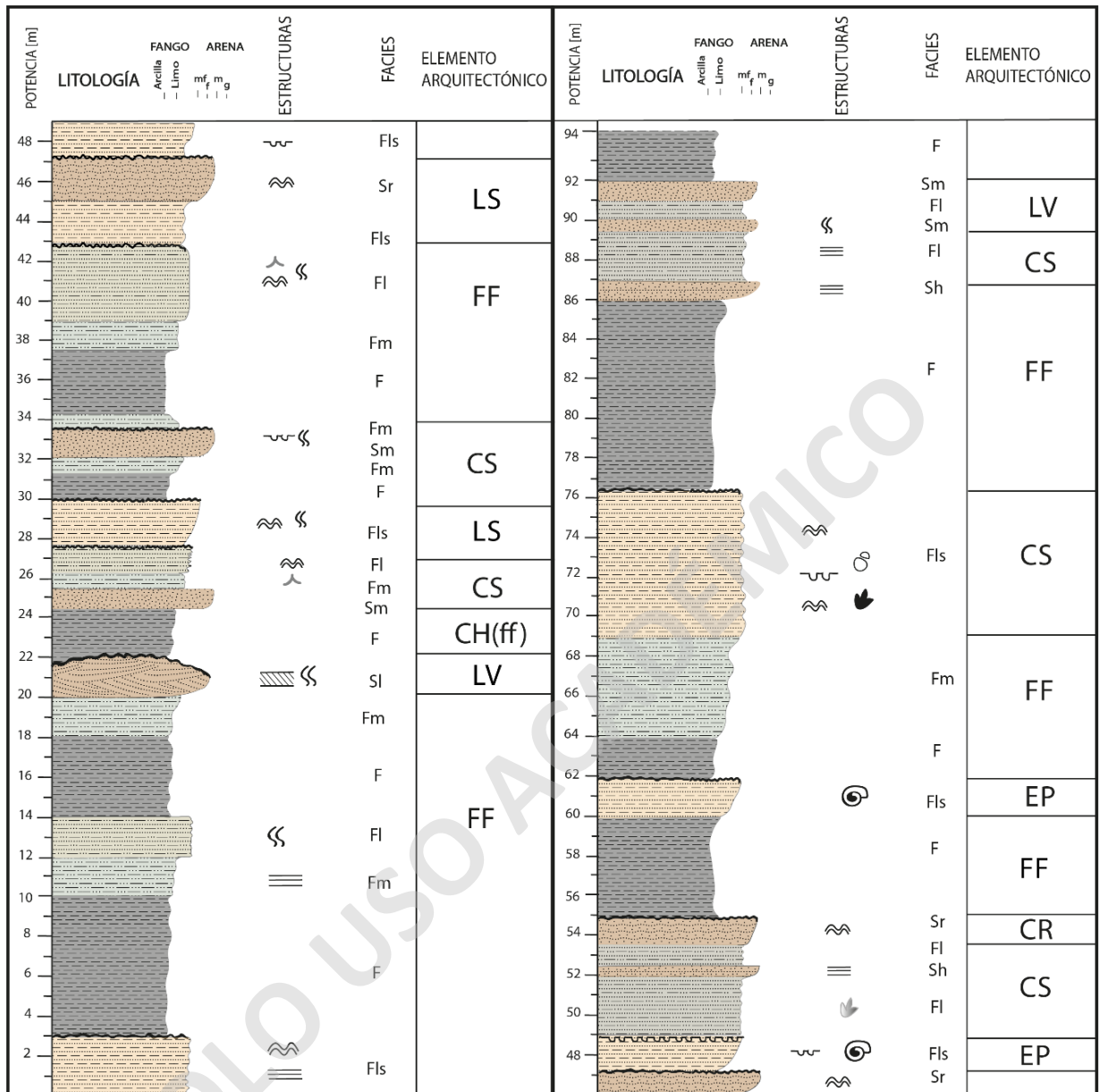
Desde el metro 94 a 194 los espesores de los depósitos de planicie de inundación aumentan considerablemente, mostrando la dominante presencia de granulometrías finas (Figura 28). Luego de éstos, en predominancia se presentan los elementos de *leveé* y estanques efímeros en dos partes de la sección. Existen 30 metros, desde el 157 a 187, que se encuentran completamente cubiertos por lo cual no son clasificados. Más hacia el techo de la columna el tamaño granulométrico aumenta, y finaliza con mantos de arena laminados (LS).





**Figura 27: A y B)** Morfología acanalada de elemento CR, nivel inferior corresponde a elemento CS. **C y D)** Lámina delgada metro 150, arenisca fangosa con concentración arcillas en forma cóncava. Nicoles paralelos y cruzados, respectivamente. **E y F)** Lámina delgada metro 54, subarcosa con peloides encerradas en círculo rojo, y dirección de flujo con cristales orientados. Nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.





**Figura 28:** Columnas estratigráficas desde metro 0 a 94, con facies, asociación de facies y distribución de elementos arquitectónicos.

Los seis elementos arquitectónicos identificados son componentes de un sistema mayor, donde bajo la clasificación de Miall 2013 es posible asignar un ambiente asociado que representa los procesos y factores vinculados a su deposición. La información descrita anteriormente es sintetizada en la tabla 7:

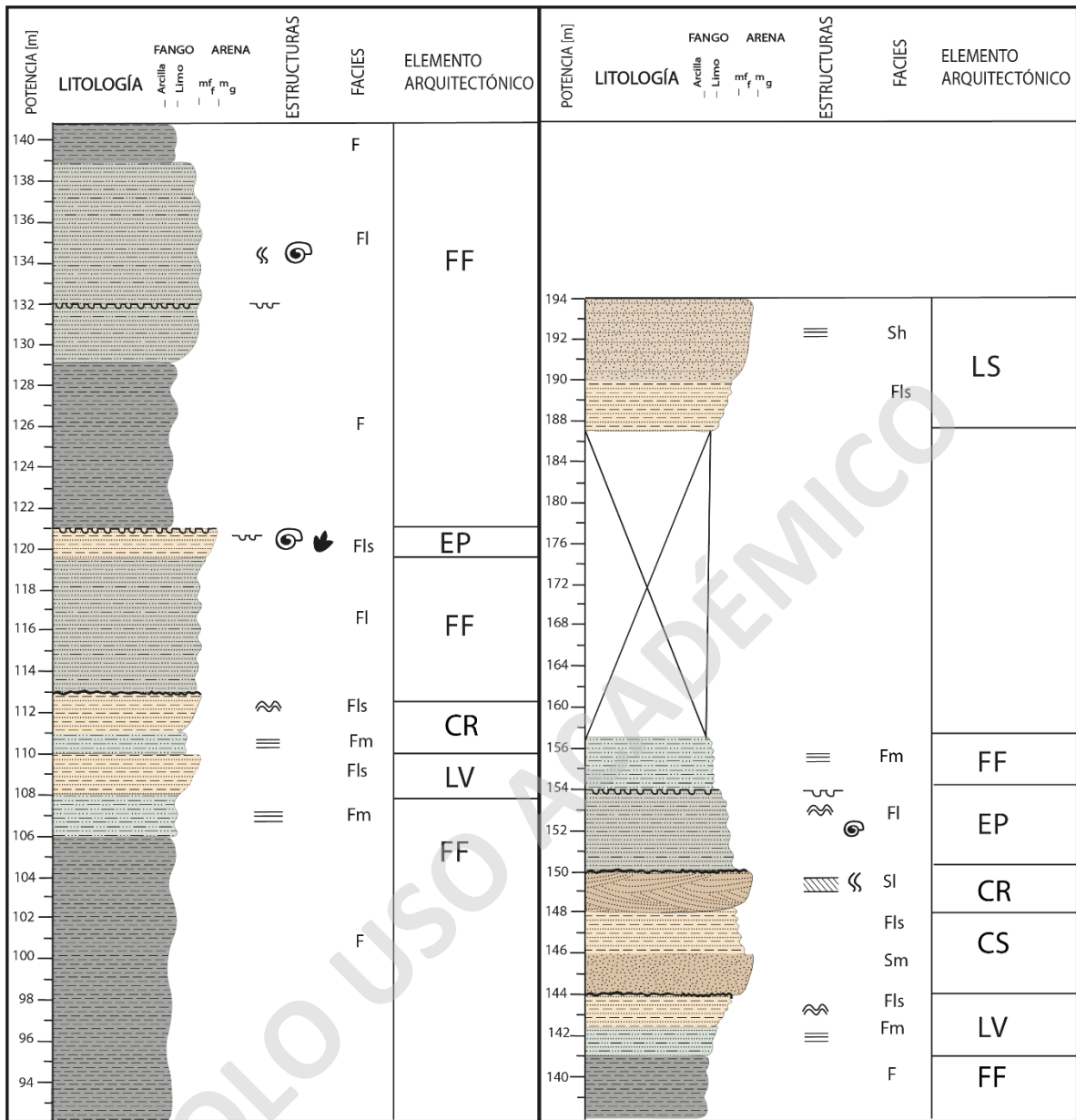
Elemento	Símbolo	Litología	Geometría	Interpretación
Dique/ levee	LV	Sh, Sl, Sm, Fl	Cuña (3-6 m de espesor)	Inundación por desborde
Lóbulo de derrame	CS	Sm, Sl, Sh, Sr, Fm, Fl	Lobular	Progradación tipo delta del canal de grieta hacia la llanura de inundación
Depósitos finos de planicie	FF	F, Fm, Fl	Láminas (3-12 m)	Depósitos de flujos laminares de sobrebancos, estanques de planicie y pantanos
Estanques efímeros	EP	F, Fm, Fl, Fls	Lenticular o sábanas (2-8 m)	Acumulaciones de agua de poca profundidad en llanura de inundación
Sábanas arenosas laminadas	LS	Sh, Sl, Sr, Fls	Láminas discontinuas con forma tabular	Depósitos de flujos laminares arenosos no canalizados
Canal de derrame	CR	Fl, Sl, Sr	Acanalado (2-4 m)	Ruptura de margen del canal principal

**Tabla 7:** Elementos arquitectónicos de la sección MAJ en base a clasificación de Miall 2013.

#### 4.4 Clasificación y jerarquía de límites superficiales

La configuración sedimentaria y litológica detallada de los 194 metros que componen la sección MAJ en la Formación Majala, está delimitada por cuatro órdenes diferentes de límite de superficies (contacto), lo que permite interpretar su significado medioambiental en base a la clasificación jerárquica propuesta por Miall (1988).

Las superficies de primer y segundo orden son asignadas a superficies laminares simples, a unidades con estratificación cruzada, y límites de secuencias interlaminadas. (Allen, 1964; Miall 1988). Los límites de las facies de fangolitas y lutitas laminadas (F, Fm), e intercalaciones de éstas con areniscas de grano muy fino a fino (Fl), las areniscas con laminación plano-paralela y laminación horizontal (Sh) y los límites de los conjuntos de areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl) son ejemplos de contactos de primer a segundo orden (Figura 29 A y A').



**Figura 28:** Columnas estratigráficas desde metro 94 a 194, con facies, asociación de facies y distribución de elementos arquitectónicos.

Las superficies de tercer orden se reconocen dentro de unidades de acreción de mayor espesor que las de primer y segundo orden, en la sección MAJ estas unidades se componen por areniscas con laminación cruzada (Sl) y ondulitas (Sr) (Figura 29 B y B'). Miall (1988) relaciona cada capa de depositación limitada por contactos de tercer orden con una fase activa de crecimiento de la barra durante el punto más alto de descarga hídrica. Cada elemento y segmentos de éstos que limitan por contactos de tercer orden son resultado de eventos individuales de inundación.

Las superficies de contacto de los elementos arquitectónicos de lóbulo de derrame (CS) (Figura 29 C y C') y de mantos arenosos laminados (LS) corresponden a límites de cuarto orden. Estos cuerpos arenosos en forma de lámina o tabular, son el resultado de episodios de socavación alternados con episodios de transporte y deposición de sedimentos (Ghazi y Mountney 2009). La interacción de facies arenosas (Sr, Sh, Sl y Sm) con facies fango-limosas (Fm, Fl y F) marcan el margen de una macroforma o elemento (Miall, 1988). Las superficies erosivas menores que separan las capas individuales de unidades mayores son igualmente clasificadas como superficies de cuarto orden (Halfar *et al.*, 1998). En ese caso, las estructuras internas de las capas consisten en facies arenosas (Sr, Sh, Sl y Sm) y están separadas por capas milimétricas o de pocos centímetros de limolitas gris verdosas y fangolitas (F, Fm y Fl).

#### **4.5 Ambiente de deposición**

Las características litológicas registradas a macro y microescala, tales como la composición, estructuras y morfología de los niveles, complementado con las estructuras presentes, icnofacies, icnitas de terópodos y saurópodos, desarrollo de paleosuelos, o abundancia de minerales oxidados, sugieren condiciones de deposición en un ambiente continental. La asignación de litofacies descritas en el capítulo anterior y sintetizadas en la tabla 4 y 5, la asociación de éstas y la identificación de elementos arquitectónicos en base a lo establecido por Miall (1985; 2013) permiten integrar los componentes de un sistema de mayor magnitud, categorizando el ambiente donde se depositaron los niveles estudiados.

En los 194 metros de la sección estudiada se han identificado tres etapas representativas de un ambiente mayor, detallado a continuación:

##### **4.5.1 Etapa de construcción del lóbulo**

En la parte distal del abanico, en la zona de flujos no confinados, coexisten numerosos canales someros, angostos y de baja sinuosidad, con carácter rápidamente cambiante. Las partes más externas del lóbulo son abandonadas y suceden en él procesos secundarios (erosión eólica, gullies, pedogénesis, enterramiento).

Las facies de los elementos lóbulo de derrame (CS), flujos laminares de mantos arenosos (LS) y de estanques efímeros (EP) sugieren condiciones de deposición en la zona de inundación de

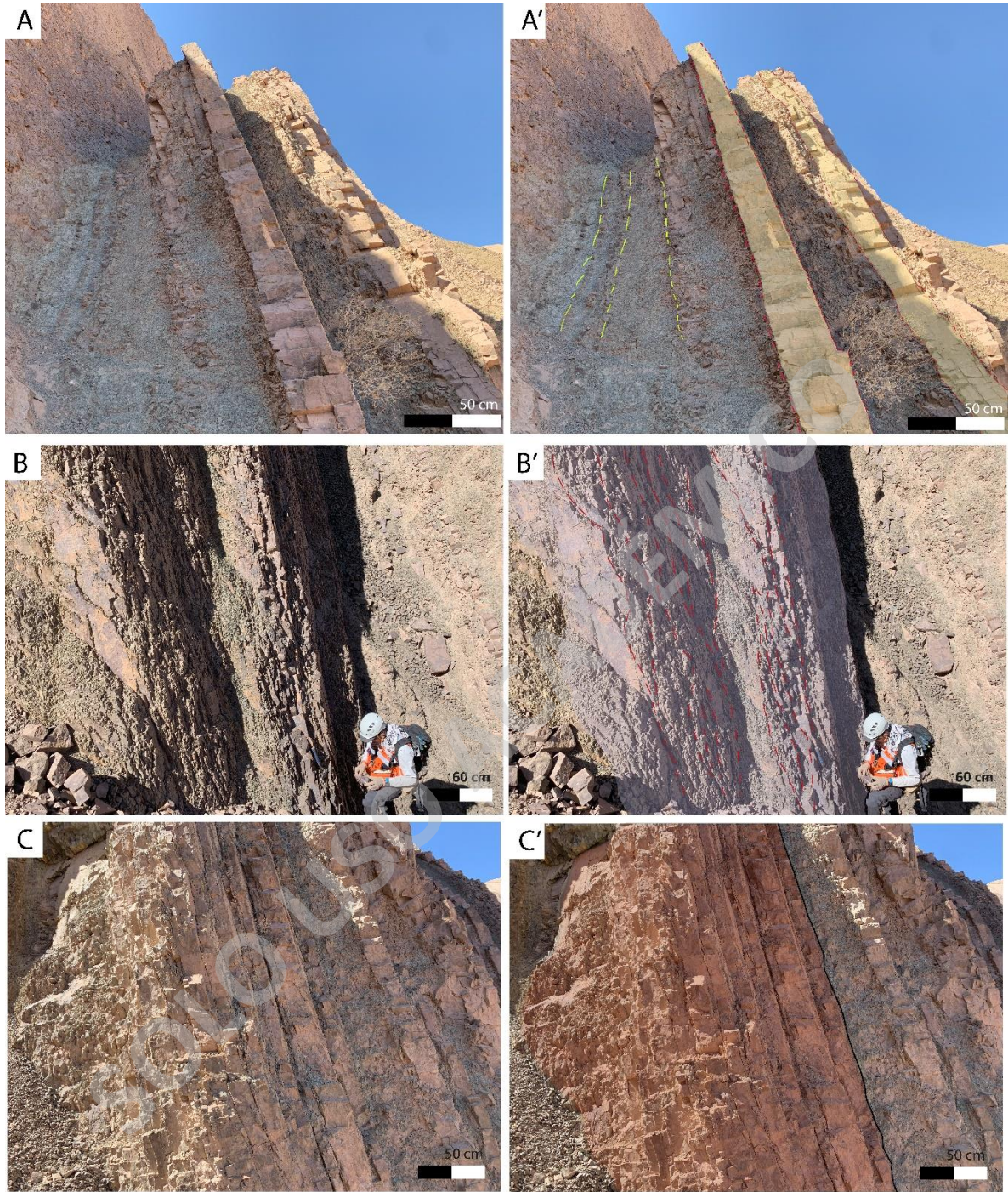
canales no confinados en la parte distal del abanico aluvial. En la etapa temprana de formación de abanicos aluviales, inundaciones efímeras de alta energía impulsan los inicios del desarrollo del lóbulo principal con sucesivos flujos laminares que provienen desde las partes proximales del abanico, transportando una alta tasa de sedimentos mediante inundaciones en lámina, inundaciones de flujos no confinados, o de canales incisos (Gao *et al.*, 2020).

Desde la zona de captación, en la parte alta de la cuenca de drenaje, los sedimentos son erosionados por lluvias de alta intensidad que generan crecidas de alta energía, socavando y arrastrando abundantes tasas de sedimentos transportados en flujos hiperconcentrados (Blair & McPherson, 2009). Los desniveles topográficos, la disminución de la pendiente y la infiltración de agua influyen en la atenuación del flujo, produciendo inundaciones en lámina a medida que el grado de confinamiento del valle y la capacidad de transporte de sedimentos disminuyen simultáneamente. Al traspasar la zona de transición, los flujos laminares ya no pueden mantenerse y se transforman en una inundación no confinada (Gao *et al.*, 2020).

La escasa profundidad de las inundaciones en lámina de abanico aluviales arenosos limitan su transporte más allá del 30% ó 40% de la longitud total del abanico desde el punto de intersección (Parker *et al.*, 1998).

Dentro de esta zona de depositación, mientras continúan sucediendo las inundaciones el aporte hídrico aumenta y el nivel freático se eleva levemente gracias a precipitaciones y la infiltración del agua (Hillier *et al.*, 2011). Esto queda bajo evidencia por los elementos arquitectónicos de lagunas efímeras (LS), formadas en la zona de inundación de flujos no confinados, representando reservorios naturales de aguas superficiales que no alcanzaron a infiltrarse y se acumularon propiciando el desarrollo de pirita framboidal y la presencia de fragmentos de gastrópodos sugiriendo condiciones acuosas y anóxicas.

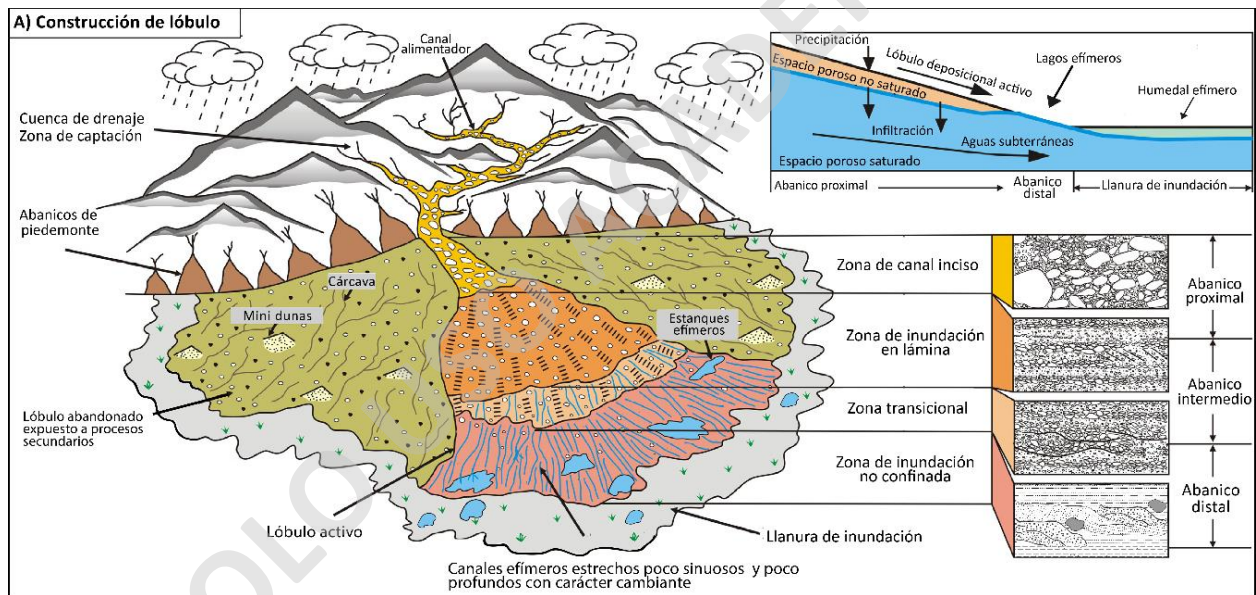




**Figura 29:** **A)** Facies Fl y Sh, límites de primer orden. **A')** Esquematación de límites de primer orden en capas de Fl (líneas amarillas) y capas arenosas de facies Sh (polígonos amarillos). **B)** Facies Sl y Sr metro 20-22. **B')** Polígono rosa claro representa el espesor total de las facies, líneas segmentadas rojas los límites de tercer orden entre sus capas entrecruzadas. **C)** Elemento arquitectónico CS y LS. **C')** Línea negra define el contorno del elemento lóbulo de derrame con límites de cuarto orden.



En las partes periféricas y abandonadas de la zona distal, donde no hay confinamiento y los flujos alcanzan en menor proporción este lugar, comienzan a formarse entornos de humedales subordinados en terrenos de llanuras de inundación, con presencia de vegetación. Esto queda demostrado por los restos orgánicos observados en láminas delgadas en los depósitos finos de planicie (elemento FF) con condiciones más húmedas (Gao *et al.*, 2020). La duración de este entorno depende de las aguas subterráneas, las precipitaciones e incluso de la forma del lóbulo del abanico (Hillier *et al.*, 2011). Aquí suceden procesos secundarios como erosión eólica que transporta y redeposita los sedimentos, formando finas capas laminares de areniscas intercaladas con capas de fangolitas en facies (FI). A escala microscópica se observa alteración férrica, nódulos hematílicos y pedogénesis en cortes transparentes de rocas de depósitos finos de planicie (FF).



**Figura 30:** Modelo deposicional para la etapa de construcción del lóbulo en ambiente aluvial. Desde la zona de captación (en la zona cordillerana) nacen los afluentes para formar el lóbulo principal. Las secciones del lóbulo son divididas en zona proximal, media y distal respectivamente. En verde se representa un lóbulo abandonado expuesto a procesos secundarios de desarrollo de cárcavas, canales someros y erosión eólica. La zona grisácea externa corresponde al desarrollo de llanuras de inundación con estanques efímeros. (Modificado de Gao *et al.*, 2020)

#### 4.5.2 Etapa de formación del canal

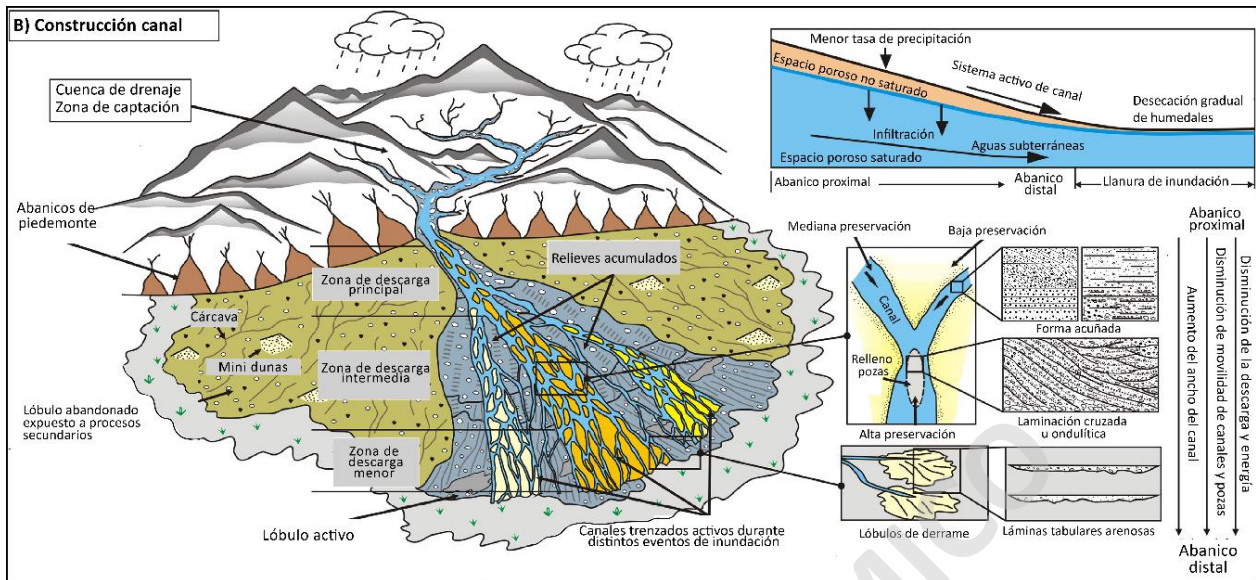
Los flujos fluviales trenzados dominan esta etapa, donde se van construyendo múltiples canales compuestos de depósitos finos y de mayor organización interna que los de la etapa principal. A

medida que continúan transportándose los flujos pendiente abajo, disminuye fuertemente la energía, la disponibilidad de agua y la concentración de sedimentos que cargan estas crecidas efímeras, viéndose expuestos a una reducción de volumen a través de infiltración (Nichols & Fisher, 2007) al alcanzar las partes distales del abanico, desarticulándose en períodos cortos (Hjellbakk, 1997).

Los depósitos que aportan estos canales efímeros son de espesores acotados entre 2 a 5 metros y están caracterizados por facies arenosas finas (Sr, Sh, Sl y Sm) distribuidos en forma acanalada, conformados por mantos arenosos (LS) que representan el relleno superficial de los canales (Bordy y Catuneanu, 2002). Las acumulaciones de sedimentos a orilla de los canales, con laminación cruzada de bajo ángulo y forma de barra, está representada por depósitos de *leveé* (LV) de espesor de 2-3 metros, asociados espacialmente a lóbulos de derrame (CS) y canal de derrame (CR).

Las variaciones temporales y espaciales en la descarga que aportan estos canales efímeros pueden influir en otros elementos arquitectónicos, cambiando la morfología, textura y escala de éstos (Olsen, 1987) La interacción constante y temporalmente continua de estos elementos, genera una superposición e interrupción del desarrollo de cada uno (Cain & Mountney, 2009). Los canales de derrame (CR) al no lograr ser drenados completamente, pueden formar acumulaciones o “pozas” de agua entre los canales paralelos que se van formando por la configuración más llana del abanico distal (Ashmore & Parker, 1983; Dixon *et al.*, 2018). La sedimentación en estos charcos es gatillada por el desplazamiento lateral o longitudinal de las acumulaciones de agua (Siegenthaler & Huggenberger, 1993), ya sea por el colapso de *leveé* (LV) o la depositación de sobrebanco.

El elemento arquitectónico de lagunas someras (SL) tiende a desarrollarse menos durante esta fase, debido a una disminución significativa de la infiltración de agua y descenso del nivel freático. La intensidad de la actividad biológica aumenta porque los flujos fluviales efímeros son menos catastróficos comparados con los flujos de inundación que ocurren durante la etapa de construcción de lóbulos, resultando un enterramiento extenso de los depósitos de canal.



**Figura 31:** Modelo deposicional para la etapa de construcción del canal en ambiente aluvial. Los aportes de precipitación y descarga hídrica desde zonas cordilleranas disminuyen, formándose canales individuales con leveé entre ellos. Las zonas próxima, media y distal respectivamente, son moldeadas por canales efímeros que se interconectan por no estar canalizados. (Modificado de Gao *et al.*, 2020)

### 4.5.3 Etapa de abandono

Durante esta etapa, todo el abanico se abandona y se somete a un retrabajo por procesos secundarios (por agentes exógenos como viento, flujos por tierra, meteorización, pedogénesis y el retrabajo biológico).

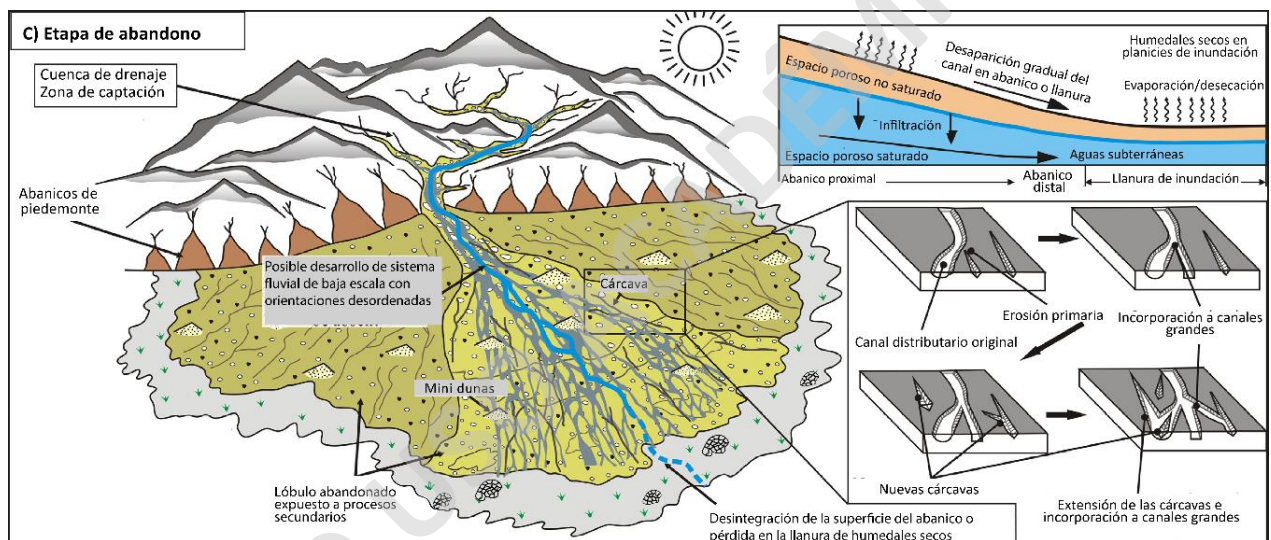
Los flujos superficiales tienen desarrollo, formando hiatos erosivos y cárcavas por erosión frontal (Blair & McPherson, 2009). La reducción en la granulometría de los depósitos por procesos primarios, propician condiciones favorables para el aventamiento por flujos terrestres (Gao *et al.*, 2020). Por otro lado, estos sedimentos aventados pueden ser transportados y depositados por reducción de la fuerza del flujo aguas abajo.

Los espesores de los elementos hacia las partes distales y la frecuencia de superficies erosivas desde la parte media del abanico a la parte distal son de menor proporción que en las etapas cercanas-medias del abanico. Esto queda evidenciado en la sección MAJ por la predominancia de facies finas areno-limosas con superficies erosivas en acotados niveles, asociados a ondulitas de corriente y grietas de desecación. La sedimentación a través de flujos superficiales en esta región del abanico transporta sedimentos de grano fino “socavando” y desarrollando cárcavas

(gullies), los cuales por los mismos procesos posteriormente pueden depositar los sedimentos generando rellenos de canales o cárcavas (CHff) (De Haas *et al.* (2014))

El escaso alcance del agua y sedimentos desde la cuenca hasta esta altura del abanico reduce considerablemente la posibilidad del desarrollo de flujos efímeros. La avulsión del canal y la bifurcación de éste raramente ocurren debido a la baja descarga de agua y a las concentraciones de sedimento (Parkash *et al.*, 1983; Plink-Björklund, 2015).

Bajo condiciones de sequía extremas, las tasas de evaporación aumentan lo que ha quedado registrado en seis niveles de la sección por la ocurrencia de grietas de desecación en elementos lóbulo de derrame (CS), lagunas someras (SL) y depósitos finos de planicie (FF). Pudiendo producir una desaparición final del canal (Nichols & Fisher, 2007; Plink- Björklund, 2015).



**Figura 32:** Modelo deposicional para la etapa de abandono del lóbulo y canal en ambiente aluvial. Las condiciones hídricas bajo ambiente árido se reducen al mínimo. Los canales efímeros de todo el abanico pierden agua, dejando surcos (cárcavas). Lagunas efímeras formadas anteriormente son disecadas. La zona de abanico abandonado con procesos secundarios de desarrollo de cárcavas, pozas de agua efímeras y erosión eólica domina el paisaje. La zona externa de humedales efímeros en planicies de inundación tiene llegada de sedimentos provenientes del abanico y evaporación de las lagunas efímeras almacenadas. (Modificado de Gao *et al.*, 2020)

## 5. Discusión

### 5.1 Configuración tectónica y formación del relieve

La cuenca de Tarapacá localizada al este del arco magmático Jurásico, representado por la Formación La Negra, fue rellenada por sucesiones sedimentarias que actualmente están representadas en la quebrada Guatacondo por las formaciones Challacollo, Majala y Chacarilla de origen marino-continental sin registro de actividad volcánica, lo que indicaría un cese de la

actividad volcánica durante el Jurásico Superior (Smoje 1989). Las litologías predominantes reflejan una extensión y profundidad máxima de la cuenca desarrollada en el Oxfordiano con eventos regresivos marcando el inicio del cierre de la cuenca en la región (Charrier *et al.*, 2007).

Sobre la base marina de la Formación Majala, compuesta por depósitos de barras arenosas y canales deltaicos que evolucionaron a ambiente litoral desarrollando niveles de coquinas, tapices algáceos y estromatolitos; se depositaron los depósitos continentales que conforman el techo de la Formación Majala (Blanco y Tomlinson 2013). Areniscas muy finas a finas de tonalidades naranjas pálidas, areniscas fangosas y fangolitas gris amarillo pálido, lutitas grises e intercalaciones centimétricas de estas litologías fueron depositadas en capas continuas por procesos primarios en un ambiente distal de abanico y planicies de inundación. Estos reflejan el relleno y la etapa de colmatación de la cuenca de trasarco a medida que ésta se iba somerizando (Smoje 1989).

La elevación del orógeno Paleozoico acontecida durante la Fase Araucana, expuso el relieve de la zona a condiciones erosivas y posterior transporte de sus componentes, acumulando potentes secuencias de origen aluvial alcanzando 1142 metros de espesor en la quebrada Guatacondo (Smoje 1989). El alto contenido (>70%) de cuarzo en las areniscas y areniscas fangosas de la sección de estudio, en conjunto con el análisis de proveniencia sedimentaria representados en el diagrama QFL (Smoje 1989), refleja que los sedimentos de la Formación Majala provienen de un orógeno reciclado rico en cuarzo, que correspondería al macizo Arequipa-Antofalla de edad Ordovícica, desfragmentado de terrenos Paleozoicos (Ramos 2008). Las mediciones de estructuras y paleocorrientes recolectadas en los niveles estratigráficos de la sección reafirman esto, mostrando direcciones de flujo hacia el SW (Figura 25), provenientes de la fuente ubicada al nororiente de los afloramientos Mesozoicos.

Como indica Smoje (1989), el tamaño de grano de los depósitos de la Formación Majala muestra un aumento en la granulometría hacia el Este. Se propone en base a lo anterior que esto sucede debido a la aproximación a la fuente de los sedimentos representada por el orógeno Paleozoico emplazado actualmente en la Precodillera Andina (Ramos 2008). Desde este alto topográfico compuesto por granitoides comenzó a formarse el valle y los canales alimentadores de una cuenca de drenaje que desembocaban transversalmente en dirección SW. Acorde a lo propuesto por Blair y McPherson sobre abanicos aluviales (1994) los mecanismos de alzamiento y la tectónica activa propician la erosión, meteorización física y química de los sedimentos, condicionados por temporadas húmedas con precipitaciones intensas esporádicas en los altos



topográficos, produciendo crecidas repentinas con un alto aporte de sedimentos desde la cuenca de drenaje hasta el emplazamiento del abanico (Figura 33).

Las partes distales de los abanicos aluviales suelen ser abandonadas producto de alteraciones climáticas como disminución de las precipitaciones y aumento de la aridez, en conjunto con cambios en las condiciones tectónicas sobre todo en configuraciones de tectónica activa (Jones *et al.*, 2014). Acorde a Gao *et al.* (2020) las partes distales de abanicos están compuestas por areniscas finas, areniscas fangosas y limolitas que se depositan en estanques efímeros proximales a canales efímeros. Las capas interestratificadas de areniscas cuarcíferas muy finas a finas, lutitas y fangolitas de la parte continental de la Formación Majala carecen de facies de granulometría media y/o gruesa, tienen la mayoría de sus capas concordantes con subordinadas superficies erosivas y están distribuidas en formas laminares y lobulares subparalelas que en algunos niveles se interfieren. Estas características representan procesos de depositación por sucesivos flujos cargados de sedimentos provenientes desde puntos topográficos de mayor pendiente, que al alcanzar relieves menos pronunciados se atenúan desarrollando morfologías lobulares compuestas por depósitos finos de planicie.

La configuración tectónica extensiva de la cuenca propulsó el desarrollo del abanico, donde el relieve maduro del orógeno Arequipa-Antofalla alzado se mantuvo por períodos de tiempo significativos facilitando la preservación del abanico. Según lo que propone Blair y Bilodeau (1988), las condiciones tectónicas estables en orógenos durante períodos de 50 millones de años propician la integridad del abanico.

Para el caso de estudio, las cuencas de Tarapacá y de Atacama luego de su período de evolución y colmatación a fines del Jurásico, habrían estado expuestas durante la transición al Cretácico Inferior a nuevos eventos de subsidencia tectónica (Fuentes *et al.*, 2023) donde las condiciones finales de abandono del abanico fueron interrumpidas y/o alteradas, afectando la preservación de los niveles de menor cohesión evidenciado por los paquetes métricos de lutitas de la sección, que exhiben alto grado de meteorización siguiendo sus planos de fisibilidad (Figura 18 A) depositándose ladera abajo.

Basado en lo anteriormente expuesto, las etapas finales y sus condiciones cambiantes bajo tectonismo activo y fluctuaciones climáticas generaron una interrupción en el desarrollo del abanico y/o disminuyeron las tasas de preservación. Estas condiciones pueden haberse dado sincrónicamente a una migración de los ambientes aledaños de la cuenca sobre el abanico, o que éste haya sido erosionado por ambientes fluviales aledaños (Blair y Bilodeau 1988). La



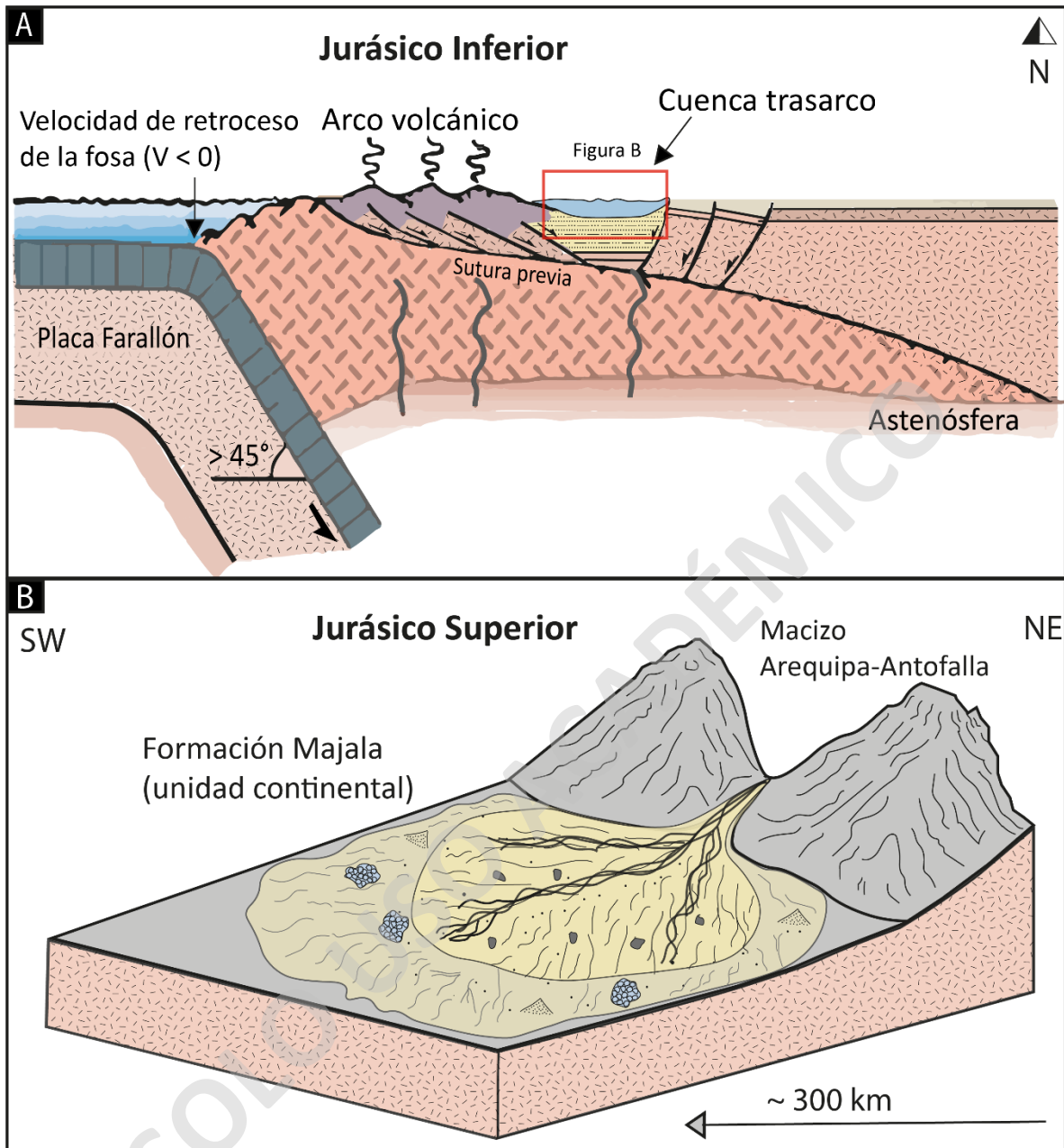
relación espaciotemporal de los elementos arquitectónicos de la Formación Majala refleja una superposición de éstos, donde los componentes de lóbulos de derrame interrumpen la integridad de *leveé* cortando la contención de los canales efímeros y re-depositando los sedimentos en un espacio de sobrebanco.

Las litofacies finas de la parte continental de la Formación Majala están distribuidas en elementos de formas laminares y lobulares, con canales efímeros de poca profundidad (3-5 metros) donde su escasa canalización y baja profundidad reflejan relieves llanos en vez de incisos para su depositación, facilitando el “derrame” y la morfología compuesta característica de abanicos aluviales reflejando múltiples eventos deposicionales con algunos niveles erosivos (Blair y McPherson 1994) por estructuras de flujo (ondulitas) y de transiciones climáticas húmedas-secas (grietas de desecación). Las características sedimentológicas formadas bajo las configuraciones tectónicas anteriormente descritas corresponden a la transición y antesala a la Formación Chacarilla, de origen netamente continental y edad Cretácica.

## **5.2 Ambiente de depositación**

Estudios previos sugieren que la sedimentación de la Formación Majala tuvo lugar bajo un ambiente marino y transicional deltaico desarrollados durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano, registrado en la fauna marina de bivalvos, ammonites y peces en la parte inferior de la unidad. Hacia el techo las condiciones corresponderían a un ambiente de planicie deltaica, con predominio de facies fluviales con canales, barras de punta sinuosas y depósitos de planicie de inundación (García 1967; Smoje 1989; Blanco y Tomlinson 2013).

En base a la estratigrafía abordada mediante la descripción de cortes transparentes, clasificación de litofacies y su asociación, en conjunto con el análisis de estudios previos sobre la estratigrafía y sedimentología de la parte continental de la Formación Majala (o subunidad II definida por Smoje (1989)), se propone una actualización a detalle del miembro superior incluyendo las características litológicas, sedimentarias, estructuras, actividad biológica y desarrollo de vertebrados.



**Figura 33:** A) Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca de Tarapacá (basado en Mpodozis y Ramos 2008) B) Modelo esquemático del ambiente de deposición del miembro continental de la Formación Majala en la quebrada Guatacondo (confección propia).

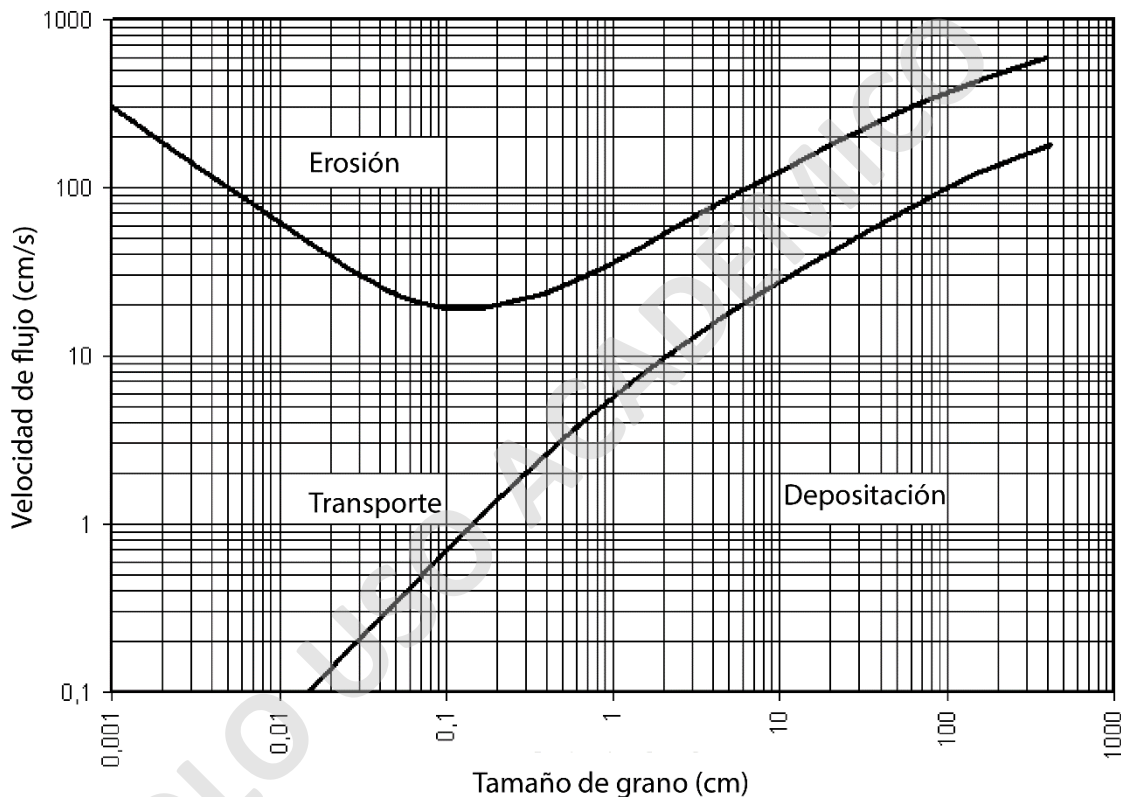
La interestratificación de areniscas finas a muy finas, fangolitas y lutitas, con estructuras laminares y de flujo de la Formación Majala, representan condiciones de sedimentación de alto transporte facilitadas por flujos laminares (Gao *et al.*, 2020). Las condiciones climáticas impulsaron la descarga por flujos en la etapa de construcción del lóbulo, donde el aporte de sedimentos proveniente desde el macizo Arequipa-Antofalla (e.g Ramos 2008) y la tasa de

erosión de la cuenca son controlados por la intensidad de las precipitaciones (Figura 30) (Waters *et al.*, 2010). Desde este alto topográfico en condiciones atmosféricas estacionales húmedas, se generó una red de drenaje con inundaciones rápidas y catastróficas capaces de movilizar sedimentos desde sitios proximales del abanico hasta las partes distales, depositando en forma de mantos arenosos interlaminados con depósitos de lóbulos de derrame. Durante el avance de los flujos hacia niveles topográficos de menor pendiente, pierden potencia y se tornan en canales de menor descarga y flujo que, sin lograr mantenerse, producen inundaciones no confinadas depositando los sedimentos remanentes por sobre los bancos o *leveé* naturales actualmente representado por lóbulos de derrame y canales de derrame.

En base a lo observado en microfacies, la composición mineralógica de las areniscas está en su mayoría integrada por minerales de cuarzo (70-90%) angulosos a subangulosos, con menor presencia de ortoclasa y plagioclasa, con muscovita y cloritas subordinadas (<2%). El análisis de la proveniencia de sus componentes indica un origen de orógeno reciclado, representando la fuente de los sedimentos ubicada al Este del poblado de Guatacondo. Estos componentes en conjunto con la mediana a buena selección que exhiben reflejan una madurez composicional y mediana madurez textural, donde los sedimentos tamaño limo-arcilla de las fangolitas y lutitas fueron erosionados por flujos de 300 – 20 cm/s y transportados en suspensión pendiente abajo por flujos (Figura 34). La depositación de estos sedimentos, según la curva de Hjulström (1935), sucede cuando los flujos ya no pueden avanzar y se desintegran. Para los sedimentos tamaño arena muy fina a fina la erosión y transporte sucede por suspensión y carga a velocidades de 40-20 cm/s; depositándose cuando el flujo reduce su velocidad a 2 cm/s. En base a lo anterior, los depósitos areno-fangosos de la quebrada Guatacondo habrían sido depositados por flujos laminares cargados de sedimentos que fueron transportados por canales efímeros en períodos de inundación; el relieve y la morfología de esta zona en el Jurásico Superior habría correspondido a ambientes llanos y planicies en las partes distales de abanicos.

El abanico evoluciona gracias a la disminución de la intensidad y frecuencia de las precipitaciones regionales inducidas por cambios climáticos, donde el aporte hídrico disminuye y las condiciones se vuelven más áridas reduciendo la removilización y transporte de los sedimentos; produciendo una disminución en el ancho del flujo de inundación y en el desarrollo de canales efímeros (Waters *et al.*, 2010). En esta etapa de construcción de canal, la depositación es regida por redes fluviales trenzadas de múltiples canales en lugar de flujos laminares (Figura 31); en la sección de estudio se observan cuatro niveles morfológicos correspondientes a elementos de canal, con una

profundidad de 2 a 5 metros compuestos por facies arenosas finas (Sr, Sh, Sl y Sm) que preservan la forma acanalada, representando canales efímeros. A orillas de estos se acumularon sedimentos con laminación cruzada de bajo ángulo y morfología de barra, representados por leveé de 2 a 3 metros de espesor, asociados espacialmente a lóbulos de derrame que tuvieron lugar durante las crecidas de los canales generando depósitos de sobrebanco. La formación de éstos constituye un paso intermedio en el desplazamiento de los canales principales hacia nuevas posiciones en la llanura de inundación (Smith *et al.* 1989)



**Figura 34:** Curva de Hjulström (1935), relación entre erosión, transporte y deposición de sedimentos representado en escala logarítmica.

En las etapas finales del canal principal donde se desintegran las redes efímeras, prolifera la actividad biológica gracias a la reducción de eventos de inundación catastróficos sucedidos en la etapa previa de construcción del lóbulo (Scherer *et al.*, 2015). En las acumulaciones de agua formadas entre los canales y al término de estos (en zonas de llanura de inundación) se desarrollaron lagunas efímeras que bajo condiciones anóxicas permitieron la oxidación de minerales y materia orgánica, impulsando la síntesis de pirita framboidal en fangolitas y areniscas

fangosas de la Formación Majala. Las condiciones de poca profundidad y la acumulación de aguas sulfuradas facilitaron la reducción bacteriana del sulfato generando materia orgánica y mantos microbianos, precipitando estos minerales durante etapas de diagénesis temprana (Taylor *et al.*, 2000).

A su vez, el ambiente de llanura de inundación y la presencia de acumulaciones someras de agua con materia orgánica, generaron las condiciones para que el registro de icnitas de terópodos y saurópodos se preservara. La presencia de icnitas en la Formación Majala comienza desde el metro 49 con deformación por carga y escasa preservación de las huellas, estos registros se formaron bajo condiciones inestables donde la compactación de los sedimentos sólo registró la deformación y/o bioturbación, o en condiciones menos húmedas que los registros de los niveles superiores. Desde este punto en adelante, la presencia de acumulaciones de agua o sustrato más húmedo queda bajo evidencia por la ocurrencia de gastrópodos de agua dulce en elementos de estanques efímeros, niveles con ondulitas de corriente y grietas de desecación. Los niveles donde se concentran las icnitas de terópodos y saurópodos corresponde al metro 69 a 76, con cinco niveles de ondulitas de corriente y dos de grietas de desecación (facies Fls, Figura 13), evidenciando la fluctuación de estadios húmedos-secos que propiciaron las condiciones para la preservación de éstas.

En periodos más secos, cuando se carece de inundaciones, sucede el abandono del abanico y es sometido a retrabajo por procesos secundarios; el escaso alcance del agua y sedimentos desde la cuenca hasta esta altura del abanico reduce el desarrollo de flujos efímeros (Blair & McPherson, 2009). La aridez y sequía extrema produce un aumento en las tasas de evaporación generando grietas de desecación en elementos lóbulo de derrame (CS), lagunas someras (SL) y depósitos finos de planicie (FF) con una oxidación de los componentes por procesos secundarios, evidenciado en la Formación Majala por la cementación ferroginosa – hematítica que otorga las tonalidades anaranjadas-gris pálidas a las areniscas. La generación de estos minerales bajo condiciones oxidantes y reductoras evidencia procesos de exposición subaérea y cambios a condiciones climáticas secas durante la etapa de abandono del lóbulo.

En resumen, las condiciones bajo las que se depositaron los sedimentos y componentes anteriormente descritos corresponden a la parte distal de un sistema de abanico aluvial, desarrollado durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano (Jurásico Superior). Los procesos ocurridos en las partes terminales del abanico reflejan desde las etapas tempranas (formación del lóbulo),



su evolución (construcción canal) y las etapas terminales (abandono del lóbulo) donde se desarrolla la llanura de inundación.

## **6. Conclusiones**

La parte continental de la Formación Majala en la quebrada Guatacondo, región de Tarapacá, refleja las condiciones de depositación de un ambiente de sobrebanco y de llanuras de inundación desarrolladas en las partes distales de un abanico aluvial. Estos depósitos rellenaron sucesivamente la cuenca de trasarco en sus etapas tardías de colmatación durante la somerización a la que se vio expuesta durante el Oxfordiano – Kimmeridgiano.

Los estudios estratigráficos y sedimentológicos realizados en este trabajo indican que las litofacies identificadas y sus asociaciones conforman seis elementos arquitectónicos desarrollados durante las etapas culmines del Jurásico bajo condiciones estables del orógeno y de la cuenca. La ocurrencia de éstos configuró el ambiente en el que se desarrollaron; generando una superposición de ellos hoy reflejada por la interlaminación de distintas capas arenosas y fangosas en canales someros y depósitos aledaños.

La evolución del ambiente aluvial distal queda representada en la Formación Majala por las etapas de construcción del lóbulo, construcción de canal y abandono de sistema. Los componentes morfológicos que modelaron el relieve y facilitaron el desarrollo del ambiente corresponden al macizo Ordovícico Arequipa-Antofalla y la cuenca de trasarco en su etapa de colmatación heterogénea que generó gradientes en el relieve. Desde el orógeno se formó el abanico en períodos de alta tasa de precipitaciones y tectónica activa, aportando flujos cargados de sedimentos transportados por un canal inciso en dirección predominante SW. La disminución gradual del relieve en la zona de piedemonte y las partes intermedias del abanico, al aproximarse a la cuenca, aporta la atenuación de pendiente necesaria para que los flujos depositen mediante inundaciones en lámina y luego evolucionen a flujos no confinados, distribuyendo finalmente los sedimentos en geometrías lobulares por la falta de canalización de sus componentes.

La madurez temporal del ambiente estuvo controlada por las condiciones climáticas fluctuantes y de estabilidad tectónica durante el Jurásico Superior, las cuales a finales de este periodo y comienzos del Cretácico retoman su actividad con la subsidencia tectónica de la cuenca. Los estadios húmedos quedan bajo registro en los niveles continentales por la depositación en suspensión de los componentes areno-limosos de grano fino a muy fino, con niveles de

abundantes arcillas, ondulitas de corriente y desarrollo de microorganismos en condiciones anóxicas. El posterior aumento de la temperatura y reducción de las precipitaciones refleja una fluctuación a condiciones áridas, representada por los niveles con grietas de desecación.

Las condiciones sedimentológicas, estratigráficas y climáticas de la parte continental de la Formación Majala propiciaron un ambiente estable para el desarrollo de microorganismos demostrado por las icnofacies de *Ophiomorpha sp.* y *Scoyenia sp.* La presencia de estos en niveles con restos de materia orgánica, mantos microbianos y pirita framboidal indica que su desarrollo sucedió en un entorno de estanques y canales efímeros con niveles hidratados, que a su vez aportaron las propiedades de sustrato necesarias para preservar icnitas de vertebrados como saurópodos y terópodos, evidenciando condiciones ambientales estables o a las que se adaptaron para subsistir.

Finalmente, para continuar con futuros estudios en la zona se recomienda complementar con:

- 1) Estudios de proveniencia sedimentaria bajo los criterios de Caracciolo *et al.*, 2016. para corroborar el origen de los sedimentos continentales de la Formación Majala. Siguiendo un eje E-W acorde a la tendencia de aumento en el tamaño de grano, y en puntos estratigráficos en los 54 km de extensión de la Formación Majala en el eje N-S desde la quebrada Chacarilla hasta quebrada Sipuca.
- 2) Análisis y detección de zircones en areniscas recolectadas, aplicar estudios geocronológicos para designar y especificar la edad de la parte continental de la Formación Majala.

## 7. Referencias

- Allen, J.R.L., 1964. Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology* 3, 163–198.
- Aslan, A., & Blum, M. D. (1999). Contrasting Styles of Holocene Avulsion, Texas Gulf Coastal Plain, USA. *Fluvial sedimentology VI*, 193-209.
- Ashmore, P. and Parker, G. (1983) Confluence scour in coarse braided streams. *Water Resour. Res.*, 192, 392–402.
- Blanco, N.; Tomlinson, A. 2013. Carta Guatacondo, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 156, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Blair, T.C., Bilodeau, W.L., 1988, The development of tectonic cyclothems in rift, pullapart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism: *Geology*, v. 16, p. 517-520.
- Blair, T. C., & McPherson, J. G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, 64(3a), 450-489.
- Blair, T. & McPherson, J. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 6-19.
- Bordy, E.M., Catuneanu, O., 2002. Sedimentology of the lower Karoo Supergroup fluvial strata in the Tuli Basin, South Africa. *J. African Earth Sci.* 35, 503–521.
- Bridge, J. S., & Best, J. L. (1988). Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae. *Sedimentology*, 35(5), 753-763.
- Bridge, J.S., 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited: Soc. Eco. Pal. Min. Spec. Pub.*, 84, pp. 85–170.
- Brierley, G.J., Ferguson, R.J., 1997. What is a fluvial levee? *Sediment. Geol.* 114, 1–9.
- Cain, S.A. and Mountney, N.P. (2009) Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology*, 56, 1774–1800.
- Charrier, R., Pinto, L., & María Pía Rodríguez. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile.
- Charrier, R. Fariás, M. & Maksaev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35
- De Haas, T., Kleinhans, M.G., Carbonneau, P.E., Rubensdotter, L. and Hauber, E. (2015) Surface morphology of fans in the high-Arctic periglacial environment of Svalbard: controls and processes. *Earth-Sci. Rev.*, 146, 163–182.
- Dixon, S.J., Sambrook, S.G.H., Best, J.L., Nicholas, A.P., Bull, J.M., Vardy, M.E., Sarker, M.H. and Goodbred, S. (2018) The planform mobility of river channel confluences: insights from analysis of remotely sensed imagery. *Earth-Sci. Rev.*, 176, 1–18.
- Duncan, R. A., Hooper, P. R., Rehacek, J., Marsh, J., & Duncan, A. R. (1997). The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 18127-18138.

- Federal Geographic Data Committee [prepared for the Federal Geographic Data Committee by the U.S. Geological Survey], 2006, FGDC Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization: Reston, Va., Federal Geographic Data Committee Document Number FGDC-STD-013-2006, 290 p., 2 plates.
- Fielding, C.R., Webb, J.A., 1996. Facies and cyclicity of the Late Permian Bainmedart coal measures in the northern Prince Charles Mountains, MacRobertson Land, Antarctica. *Sedimentology* 43, 295–322.
- Flores, R. M. (2014). Resource Evaluation Methodologies. *Elsevier EBooks*, 301-368. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-396972-9.00006-9>
- Fuentes, G., Martínez, F., Bascuñan, S., Arriagada, C., & Muñoz, R. (2023). Tectonic architecture of the Tarapacá Basin in the northern Central Andes: New constraints from field and 2D seismic data. *Geosphere*, 14(6), 2430-2446.
- Folk, R. (1974). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, 182 pp.
- Galli, C.; Dingman, R. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre recursos de agua subterránea, provincia de Tarapacá. Carta Geológica de Chile 7-10: 123 p., escala 1:50.000.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In Symposium sobre el Geosinclinal Andino No. 3, Sociedad Geológica de Chile: 138 p. Santiago.
- Gao, C., Ji, Y., Wu, C., Jin, J., Ren, Y., Yang, Z., ... & Zhou, Y. (2020). Facies and depositional model of alluvial fan dominated by episodic flood events in arid conditions: An example from the quaternary poplar fan, North-Western China. *Sedimentology*, 67(4), 1750-1796.
- Ghazi, S., & Mountney, N. P. (2009). Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 221(1-4), 99-126.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., & Ogg, G. M. (Eds.). (2020). *Geologic time scale 2020*. Elsevier.
- Halfar, J., Riegel, W., Walther, H., 1998. Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system: a Palaeogene example from the Weisselster Basin, Germany. *Sedimentology* 45, 1–17.
- Harms, J.C., Mackenzie, D.B., McCubbin, D.G., 1963. Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *J. Geol* 71, 566–580.
- Hartley, A. J., Chong, G., Houston, J., & Mather, A. E. (2005). 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, 162(3), 421-424.
- Haq, B. U. (2018). Jurassic sea-level variations: a reappraisal. *GSA today*, 28(1), 4-10.
- Hillier, R.D., Waters, R.A., Marriott, S.B. and Davies, J.R. (2011) Alluvial fan and wetland interactions: evidence of seasonal slope wetlands from the Silurian of south central Wales, UK. *Sedimentology*, 58, 831-853.
- Hjellbakk, A. (1997) Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Seglodden Member, Varanger Peninsula, northern Norway. *Sed. Geol.*, 114, 131–161.
- Horn, B. L. D., Goldberg, K., & Schultz, C. L. (2018). A loess deposit in the Late Triassic of southern Gondwana, and its significance to global paleoclimate. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 189-203.
- Jackson II, R.G., 1981. Sedimentology of muddy fine-grained channel deposits in meandering streams of the American Middle West. *J. Sediment. Petrol.* 51, 1169–1192.
- Jones, S.J., Arzani, N. and Allen, M.B. (2014) Tectonic and climatic controls on fan systems: the Kohrud mountain belt, Central Iran. *Sed. Geol.*, 302, 29–43.

- Kraus, M. J., & Gwinn, B. (1997). Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn basin, Wyoming, USA. *Sedimentary Geology*, 114(1-4), 33-54.
- Martinius, A.W., 2000. Labyrinthine facies architecture of the Tórtola fluvial system and controls on deposition (Late Oligocene–Early Miocene, Loranca Basin, Spain). *J. Sediment. Res.* 70, 850–867.
- McKee, E.D., Crosby, E.J. and Berryhill, H.L., 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sediment. Petrol.*, 37: 829–851.
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4), 261-308.
- Miall, A. D. (1988). Facies architecture in clastic sedimentary basins. In *New perspectives in basin analysis* (pp. 67-81). New York, NY: Springer New York.
- Miall, A. (1996). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer-Verlag, 582 p.
- Miall, A. D. (2010). *The geology of stratigraphic sequences*. Springer Science & Business Media.
- Miall, A. D. (2013). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.
- Miall, A. D. (2022). Stratigraphy: the modern synthesis. In *Stratigraphy: A modern synthesis* (pp. 341-417). Cham: Springer International Publishing.
- Moore, G. T., Hayashida, D. N., Ross, C. A., & Jacobson, S. R. (1992). Paleoclimate of the Kimmeridgian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93(1-2), 113-150.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1990). The andes of Chile and Argentina.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63(4), 481-497.
- Mrinjek, E., Sremac, J., Velic, J., 2006. Pliocene alluvial sediments in the Drava Depression of the Virovitic–Slantina area, Northern Croatia. *J. Geol. Cro.* 59, 65–84.
- Nadon, G. C., & Middleton, G. V. (1985). The stratigraphy and sedimentology of the Fundy Group (Triassic) of the St. Martins area, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(8), 1183-1203.
- Nichols, G.J. and Fisher, J.A. (2007) Processes, Facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sed. Geol.*, 195, 75–90.
- Olsen, H. (1987) Ancient ephemeral stream deposits: a local terminal fan model from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) in the Tonder-3, -4 and -5 wells, Denmark. In: *Desert Sediments: Ancient and Modern* (Eds L.E. Frostick and I. Reid), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 35, 69–86.
- Parkash, B., Awasthi, A.K. and Gohain, K. (1983) Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Eds J.D. Collinson and J. Lewin), pp. 337–344. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK.
- Parker, G., Paola, C., Whipple, K. X., & Mohrig, D. (1998). Alluvial fans formed by channelized fluvial and sheet flow. I: Theory. *Journal of Hydraulic engineering*, 124(10), 985-995.



- Parrish, J. T. (1993). Climate of the supercontinent Pangea. *The Journal of Geology*, 101(2), 215-233.
- Paula-Freitas, A.B.L., 2010. Análise Estratigráfica do Intervalo Siliciclástico Aptiano da Bacia do Araripe (Formação Rio da Batateira). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil (MSc Thesis).
- Pettijohn, F., Potter, P. & Sierver, R. (1987). *Sand and Sandstone*. Nueva York: Springer-Verlag. 553 pp.
- Plink-Björklund, P. (2015) Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon precipitation: review of depositional style and forcing factors. *Sed. Geol.*, 323, 110–147. Pope, R.J.J.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J. M., Prévot, M., & Perrin, M. (1992). The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258(5084), 975-979.
- Riccardi, A. C. (1991). Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1-4), 155-189.
- Rogers, D. A., & Astin, T. R. (1991). Ephemeral lakes, mud pellet dunes and wind-blown sand and silt: reinterpretations of Devonian lacustrine cycles in north Scotland. *Lacustrine Facies Analysis*, 197-221.
- Ross, C. A., Moore, G. T., & Hayashida, D. N. (1992). Late Jurassic Paleoclimate Simulation: Paleocological Implications for Ammonoid Provinciality. *PALAIOS*, 7(5), 487–507. <https://doi.org/10.2307/3514847>
- Rubilar, A.; Mourgues, F.A. 2011. Identificación de fósiles del Jurásico Medio y Superior, recolectados al sureste de Iquique (este y suroeste de Pozo Almonte; noreste y sureste de Cerro Gallinazos), Región de Tarapacá. Informe Paleontológico N° 2011-06. SERNAGEOMIN. Inédito. 9 p.
- Scherer, C. M., Goldberg, K., & Bardola, T. (2015). Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 322, 43-62.
- Scotese, C. R., Song, H., Mills, B. J., & van der Meer, D. G. (2021). Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Reviews*, 215, 103503.
- Sell, B., Ovtcharova, M., Guex, J., Bartolini, A., Jourdan, F., Spangenberg, J. E., ... & Schaltegger, U. (2014). Evaluating the temporal link between the Karoo LIP and climatic–biologic events of the Toarcian Stage with high-precision U–Pb geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 408, 48-56.
- Siegenthaler, C. and Huggenberger, P. (1993) Pleistocene Rhine gravel: deposits of a braided river system with dominant pool preservation. In: *Braided Rivers* (Eds J.L. Best and C.S. Bristow). *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 75, 147–162.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P., Clough, S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36, 1–23.
- Smoje, I.B. 1989. Estratigrafía y facies del sistema Jurásico en la Precordillera, entre las latitudes de Pica y Quillagua. Memoria de Título, Depto. de Geología, Univ. de Chile, 164 p.
- Stow, D. A., Taira, A., Ogawa, Y., Soh, W., Taniguchi, H., & Pickering, K. T. (1998). Volcaniclastic sediments, process interaction and depositional setting of the Mio-Pliocene Miura Group, SE Japan. *Sedimentary Geology*, 115(1-4), 351-381.
- Tang, C. Marie (2023, May 24). *Jurassic Period*. *Encyclopedia Britannica*. <https://www.britannica.com/science/Jurassic-Period>

Taylor, K. G., & Macquaker, J. H. S. (2000). Early diagenetic pyrite morphology in a mudstone-dominated succession: the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation, eastern England. *Sedimentary Geology*, 131(1-2), 77-86.

Thomas, A. 1967. Cuadrángulo Mamiña, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile No. 17, 1 mapa escala 1:50.000, 49 p. Santiago, Chile.

Tucker, M. (1991). *Sedimentary Petrology: An introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Nueva Jersey, Estados Unidos: Blackwell Science, 277 pp.

Van Der Meer, D. G., Zeebe, R. E., van Hinsbergen, D. J., Sluijs, A., Spakman, W., & Torsvik, T. H. (2014). Plate tectonic controls on atmospheric CO<sub>2</sub> levels since the Triassic. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(12), 4380-4385.

Vicente, J.C. (2005). Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc.

Vicente, J. C. (2006). Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of regression and general considerations on main features. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(3), 408-437.

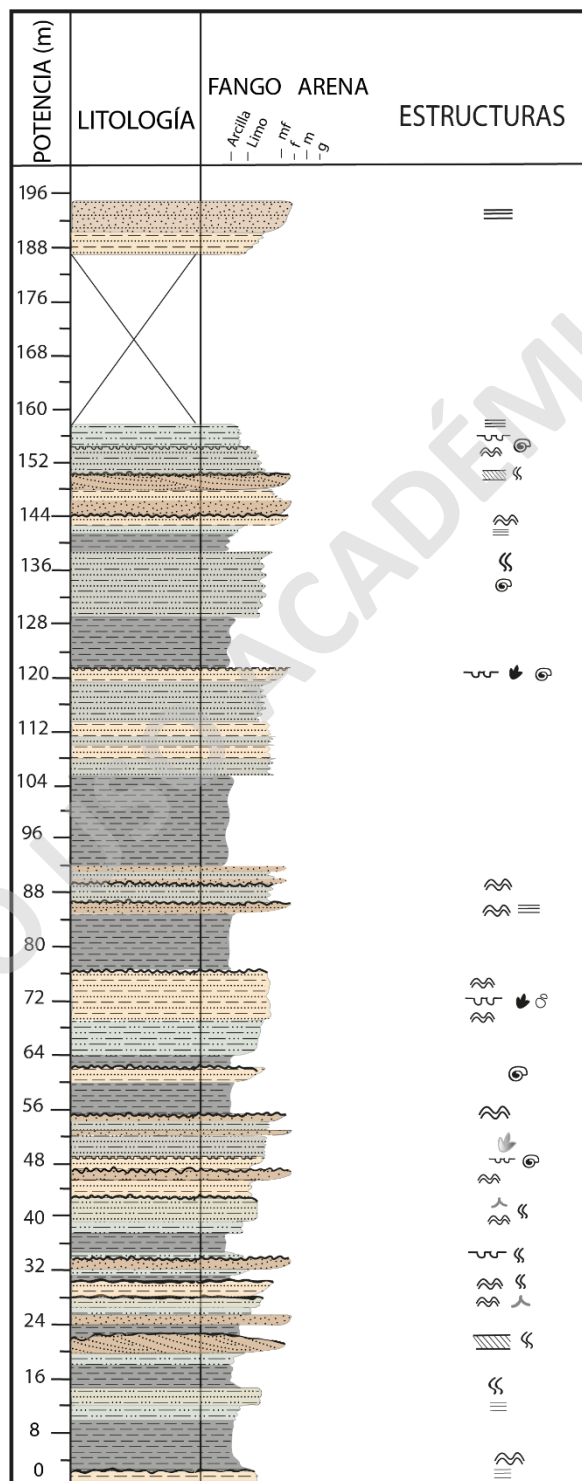
Wakelin-King, G.A., Webb, J.A., 2007. Upper flow regime mud floodplains, lower flow regime sand channels: sediment transport and deposition in a dry land mud aggregate river. *J. Sediment. Res.* 77, 702–712

Waters, J.V., Jones, S.J. and Armstrong, H.A. (2010) Climatic controls on late Pleistocene alluvial fans, Cyprus. *Geomorphology*, 115, 228–251.

Wentworth, C. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392

## 8. Anexos

8.1 Columna estratigráfica general de la sección Majala, desde el metro 0 a 194. Representada según asignación de litofacies y tonalidades de las rocas arenosas/limosas presentes.



8.2) Columna estratigráfica original de la sección Majala realizada en campo

SOLO USO ACADÉMICO



Huamantla, 25 - 05 11:15

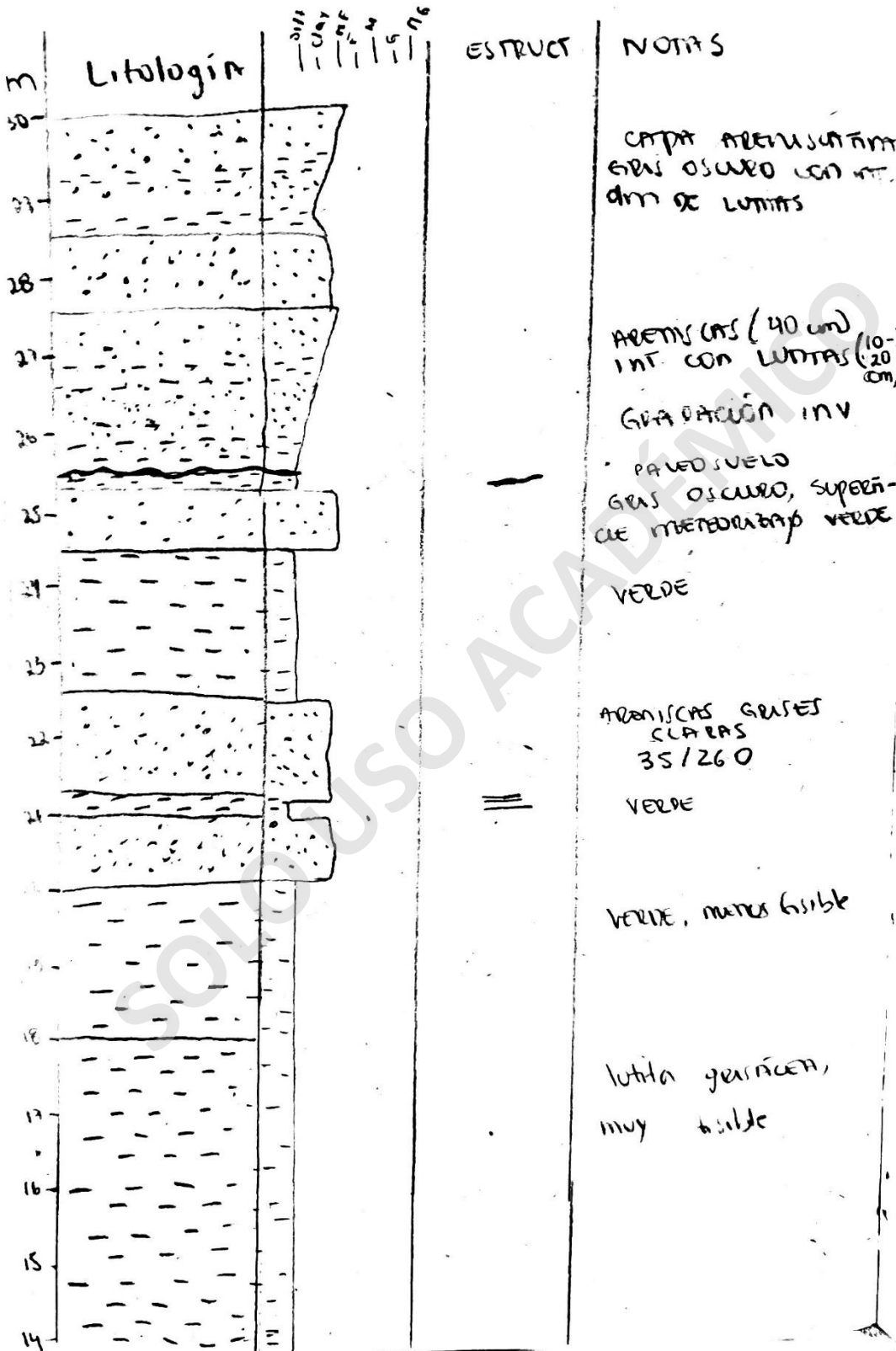
MAY 2

Proyecto memoria: Estratigrafía Fm. Mayala

m	LITOLOGÍA	ESTRUCTURAS	NOTAS
15	[Dashed pattern]		muy frías, GRISACEAS
14	[Dotted pattern]		
13	[Dashed pattern]		VERDOSAS
12	[Dotted pattern]	≡	VERDOSAS
11	[Dashed pattern]	≡	VERDOSAS
10	[Dashed pattern]		
9	[Dashed pattern]		tonalidades grisa- ceas, muy frías, se disgregan fácilmente.
8	[Dashed pattern]		
7	[Dashed pattern]		
6	[Dashed pattern]		
5	[Dashed pattern]		
4	[Dashed pattern]		
3	[Dotted pattern]	≡	VERDOSA mini ripple marks
2	[Dotted pattern]	≡	VERDOSA mini ripple marks
1	[Dotted pattern]	≡	260/5 LUTITA VERDOSA.
0	[Wavy pattern]	≡	ARENISCA LUTITICA

Horticondo 25-05

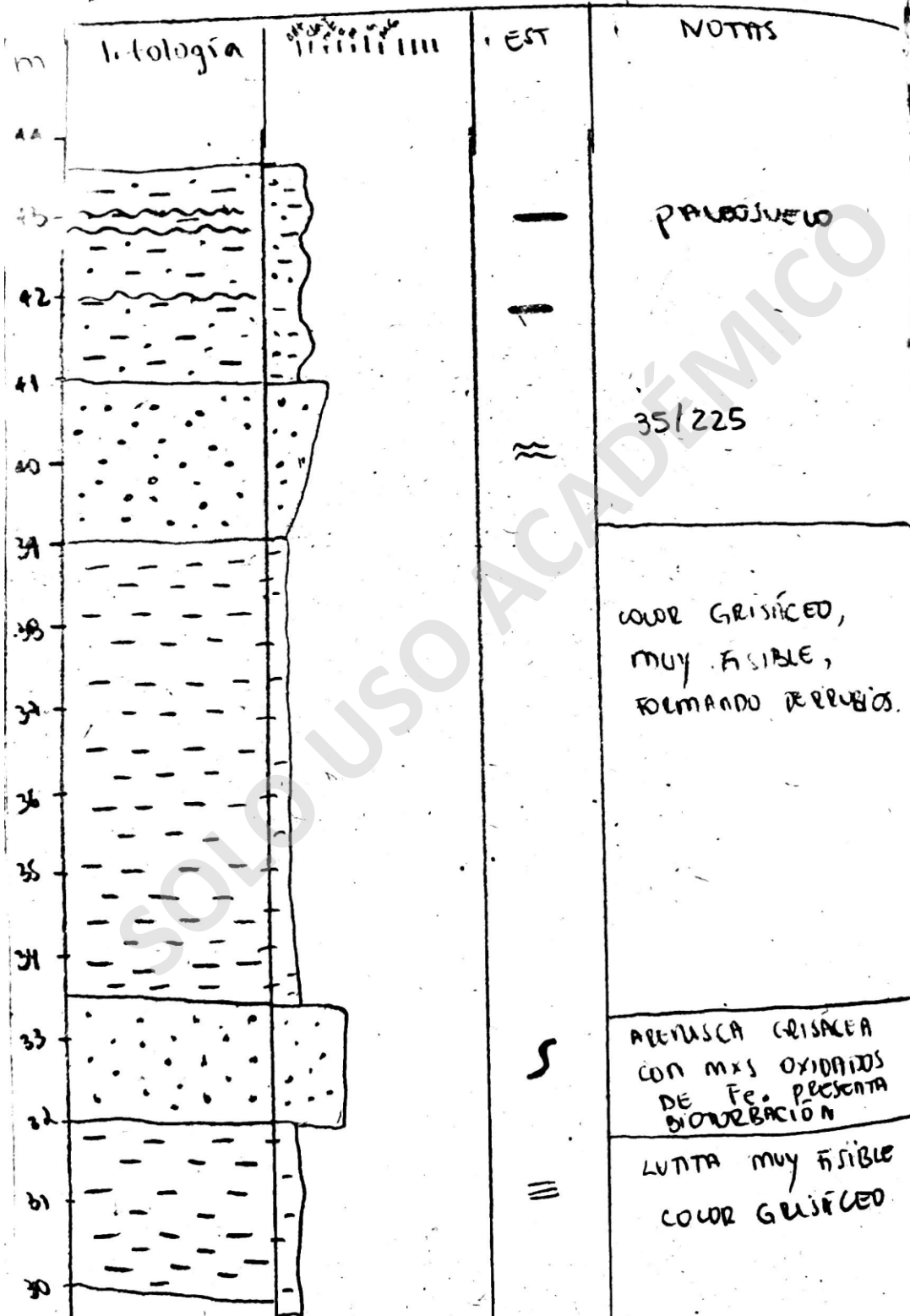
MAR 2



Huatacondo 26-05

MAY 2

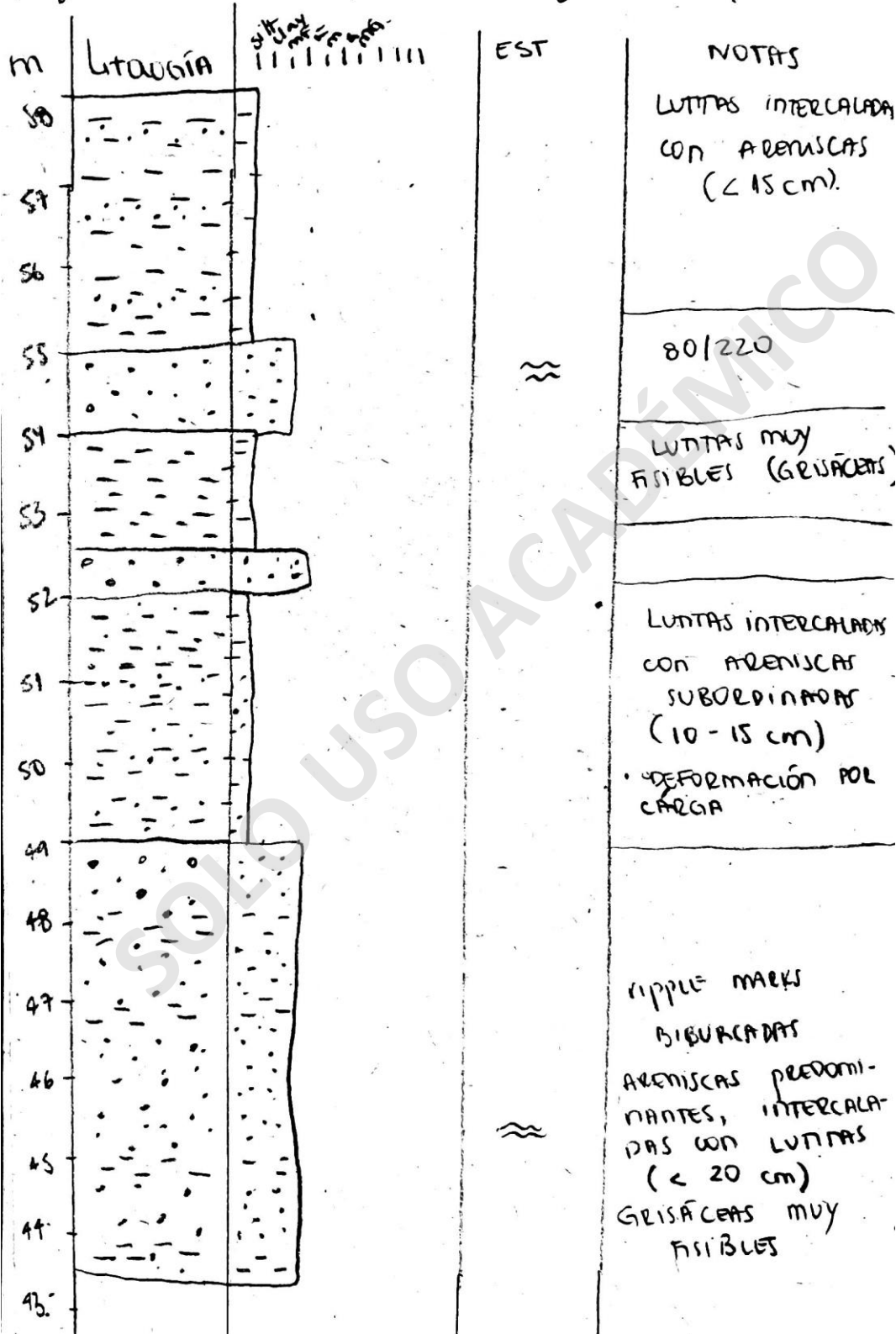
Perfil de Ktulo Estentigera Fm. Majala



Huatacondo, 26-05

MAY 2

proyecto título: Footprints, estratigrafía

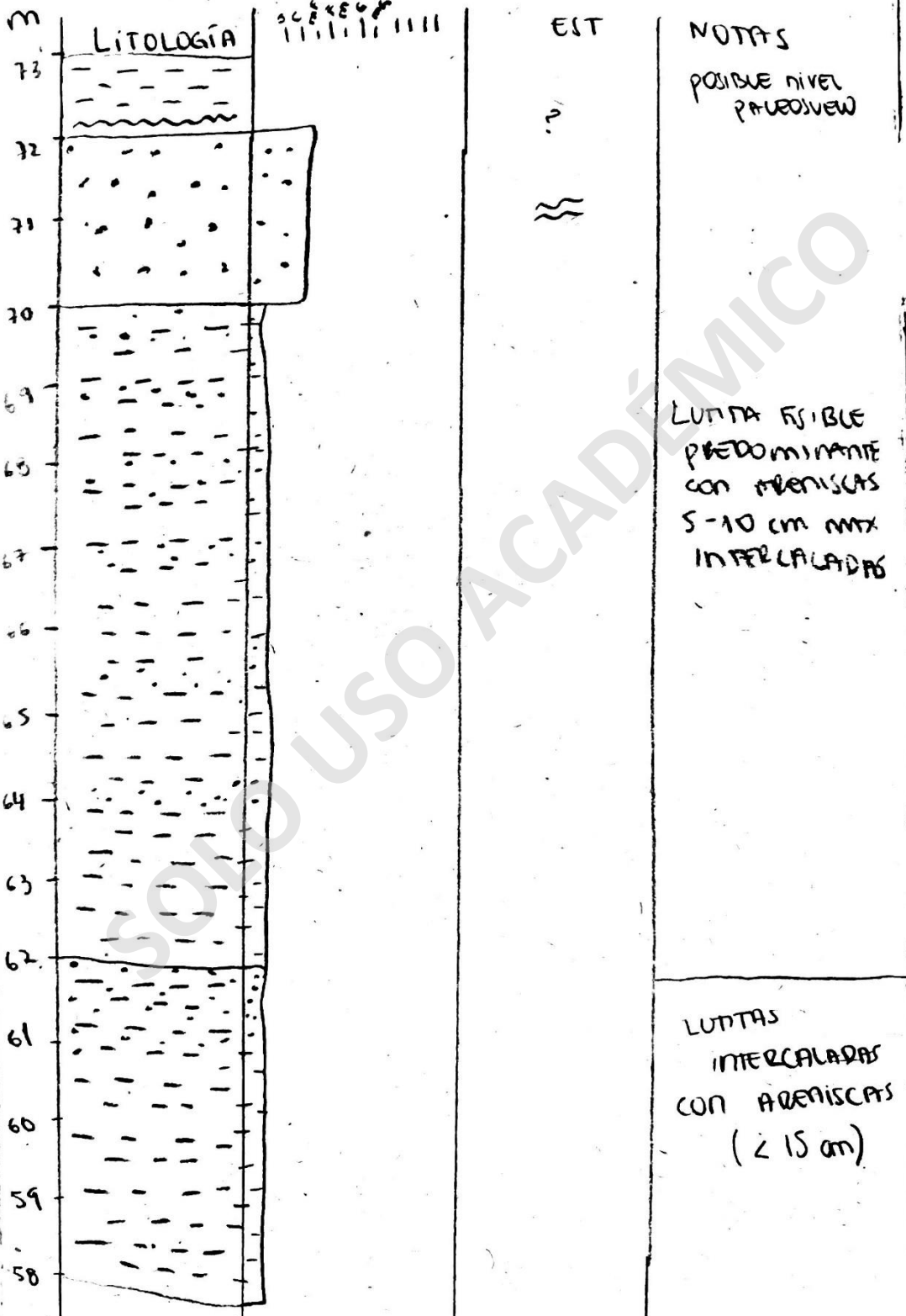




HUATACONDO 26,05

MAJ

proyecto titulo: Estratigrafía & Fossilprints



Huamacocho 27 mayo 2022

MAY 2

Proyecto memoria estratigrafia Fm. Mayala. tracksite

m	LITOLOGIA	50 100 200 300 400 500 600	EST	NOTAS
17	[Dashed pattern]	[Vertical line]		LUTITA FISIBLE GRASACA
16.5	[Dashed pattern]	[Vertical line]	≈	BIOTIZACION
16	[Dotted pattern]	[Vertical line]	≈	
15.5	[Dashed pattern]	[Vertical line]	≈	
15	[Dotted pattern]	[Vertical line]	≈	ORILLITAS
14.5	[Dashed pattern]	[Vertical line]		
14	[Dotted pattern]	[Vertical line]	B	ARENISCA FINA CON LUTITA LUTITA VERDOJA
13.5	[Dashed pattern]	[Vertical line]	V	ARENISCA FINA CON GRANULAS DE RE (m.) LUTITA VERDOJA MEDIANA FISIBILIDAD
13	[Dotted pattern]	[Vertical line]	B	70/225 ARENISCA FINA CON LUTITA (MAY 2)

Huancayo, 27 mayo 2022

MUJ2

Proyecto memoria estratigráfica Im Majala

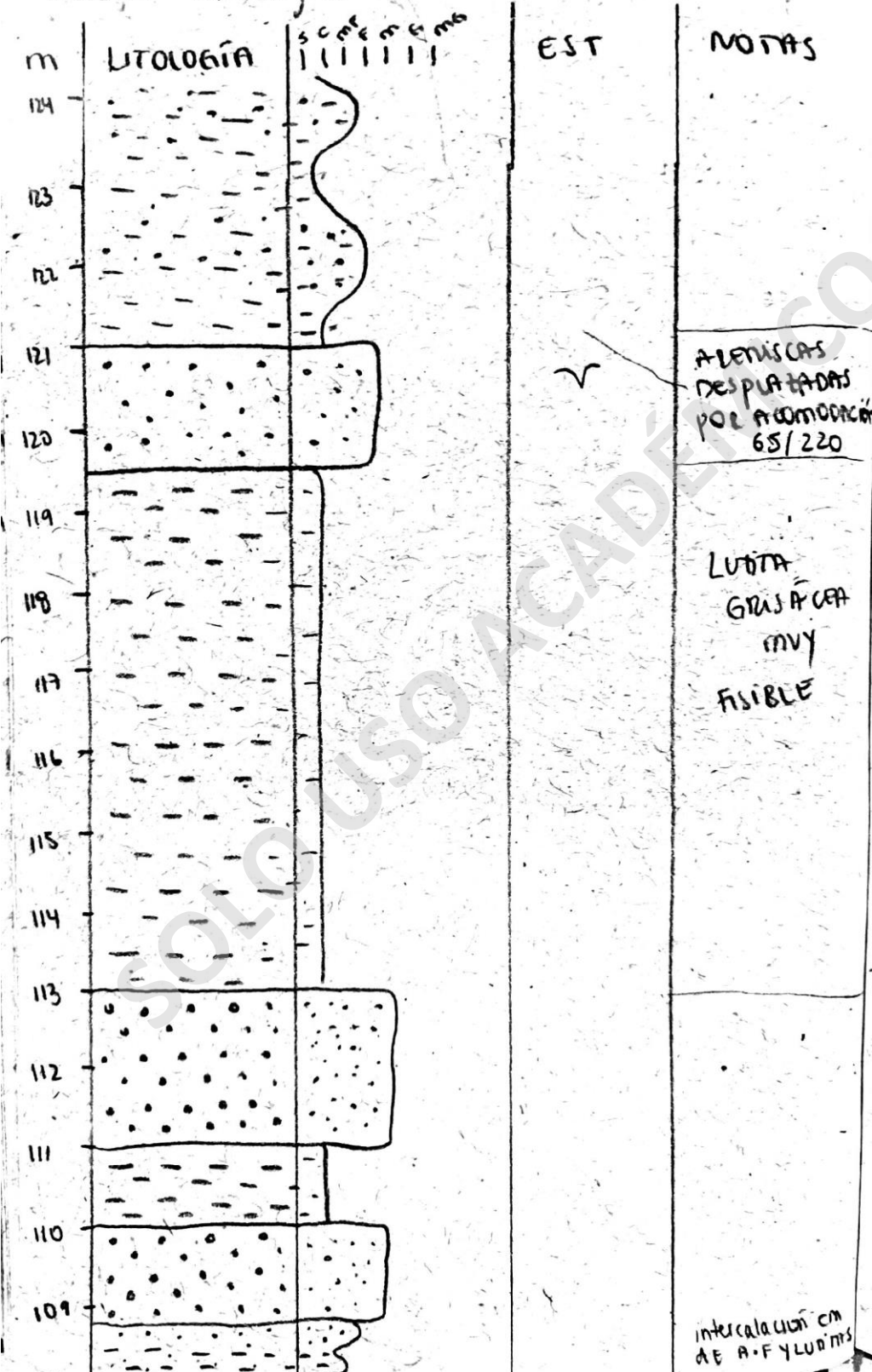
m	LITOLOGÍA	CONTEG MO	EST	NOTAS
92	[Dotted pattern]	[Dotted pattern]		PRESENTA BIOTURBACION 70/220
91	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		LUTITA VERDOSA MUY FASIBLE
90	[Dotted pattern]	[Dotted pattern]		
89	[Dotted pattern]	[Dotted pattern]		CAPAS LUTITAS (MAX 20 cm) INTER CALADAS CON ARENISCA (<10 cm)
88	[Dotted pattern]	[Dotted pattern]		70/225
87	[Dotted pattern]	[Dotted pattern]		
86	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		LUTITA COLOR GRISACEO MUY FASIBLE
85	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		
84	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		
83	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		
82	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		
81	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		
80	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		
79	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		
78	[Horizontal dashes]	[Horizontal dashes]		

HUATACONDO 27 mayo 2022 MAZ 2

Proyecto memoria Estratigrafía Fin MAYAIA-Huacab

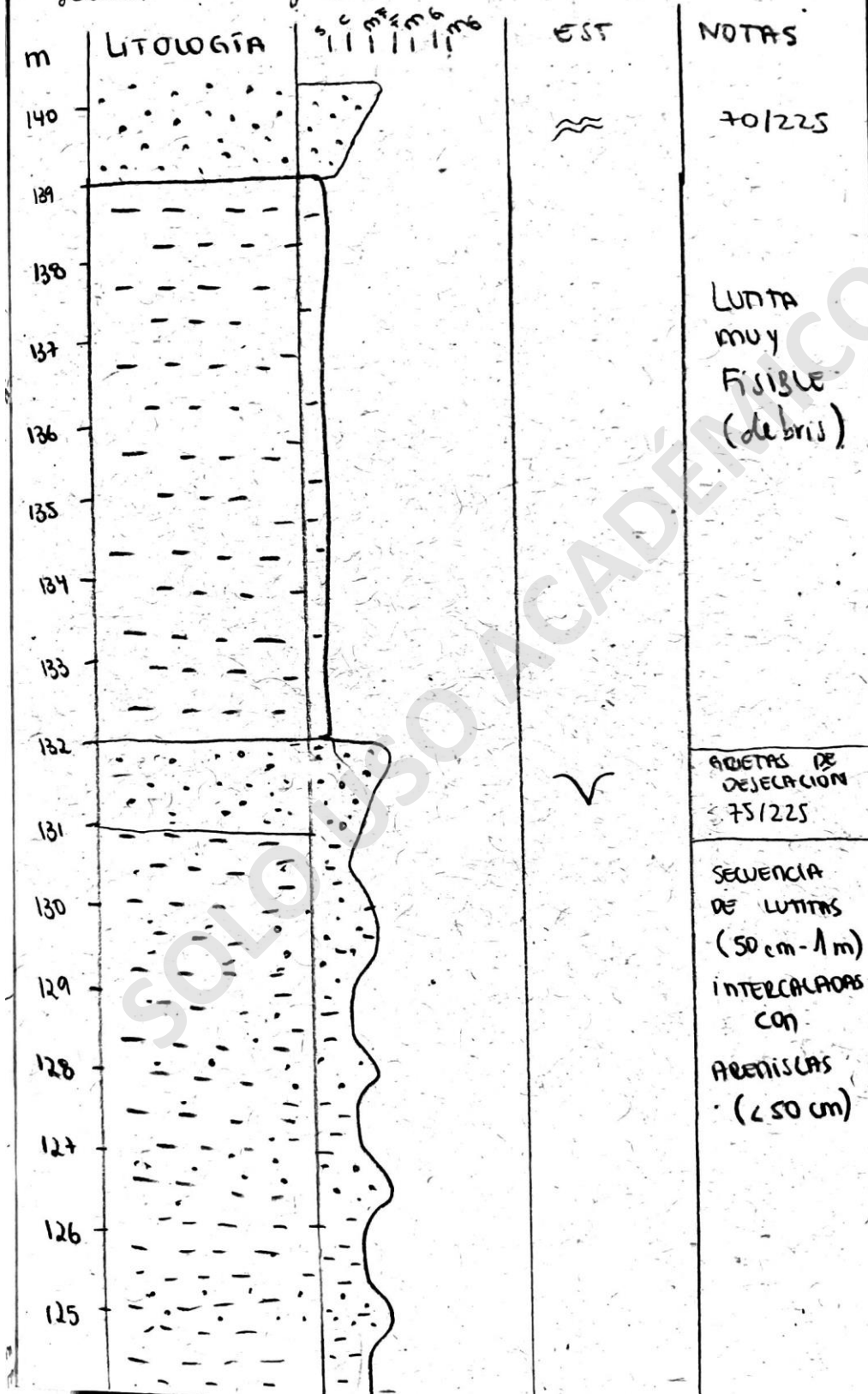
M	LITOLOGÍA	EST	NOTAS
108	- - - - -		
107	- - - - -		
106	- - - - -		
105	- - - - -		LUTAS GRESACEAS
104	- - - - -		muy
103	- - - - -		FRIBUES
102	- - - - -		
101	- - - - -		
100	- - - - -		
99	- - - - -		
98	- - - - -		
97	- - - - -		
96	- - - - -		
95	- - - - -		
94	- - - - -		
93	- - - - -		
92	- - - - -		

Huatacondo 28 mayo 2022  
 Sección estratigráfica MAJ 2

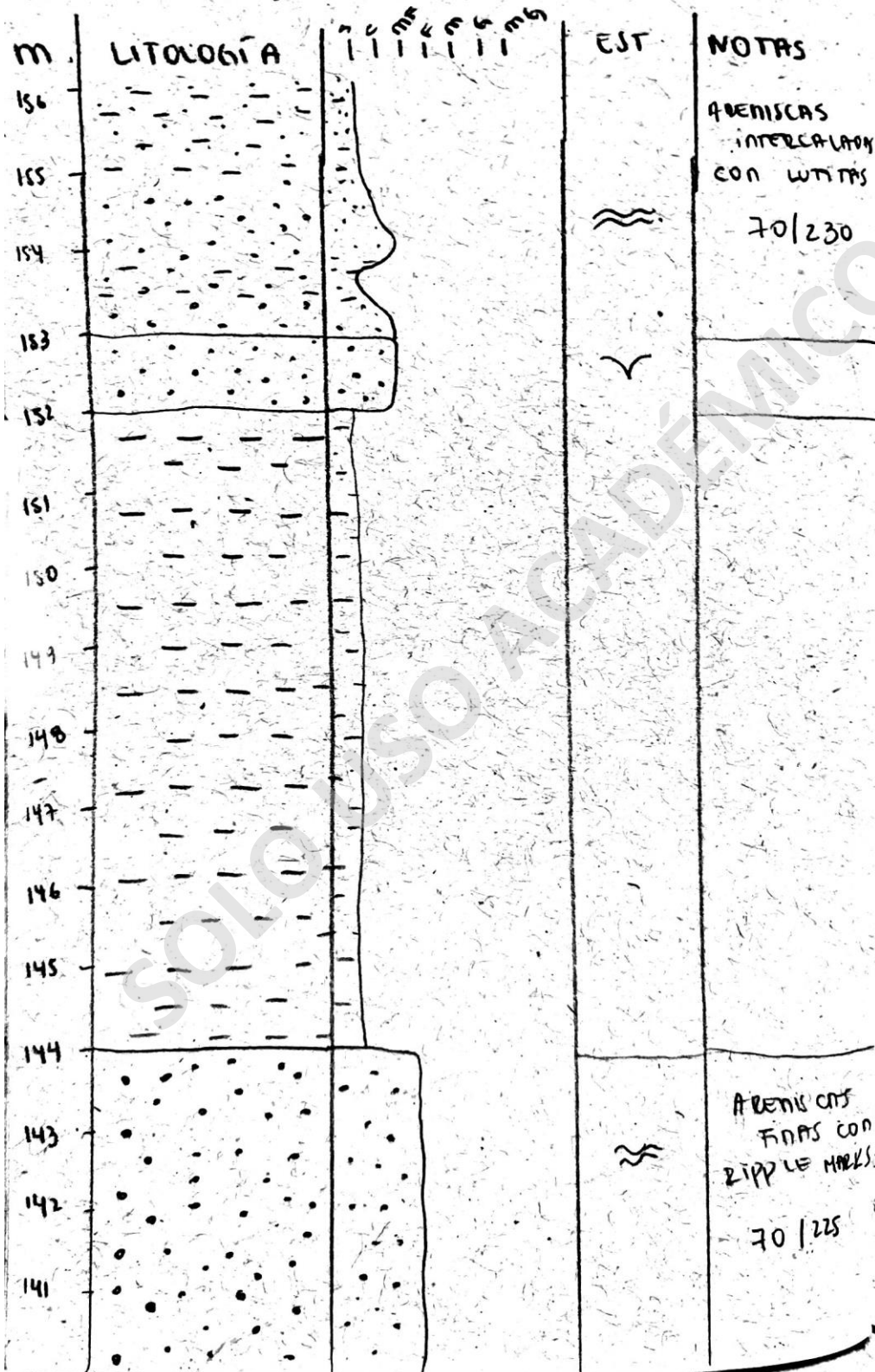




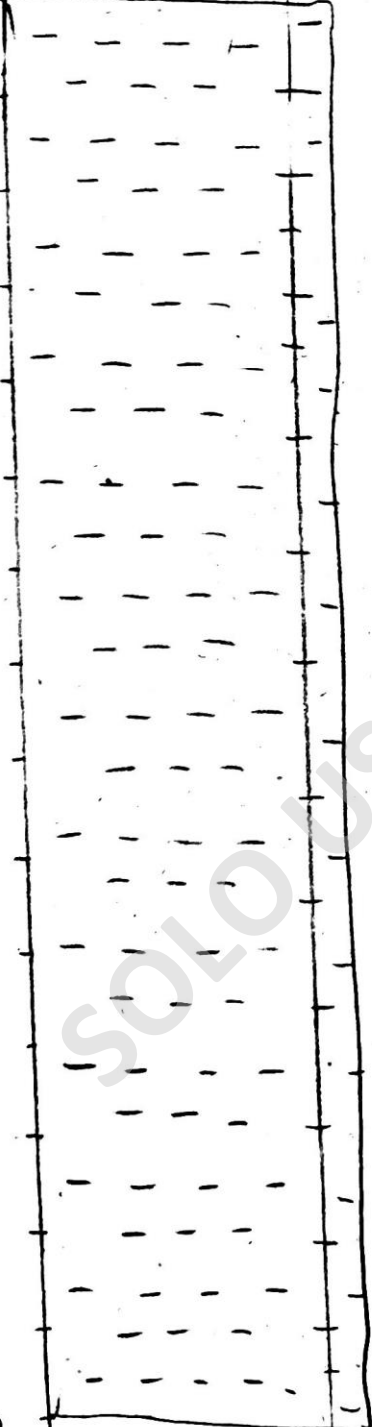
HUATACONDO 28 mayo 2022.  
 Sección estratigráfica MAJ 2



HUATACONDO 28 mayo 2022  
 Sección estratigráfica MAJ 2



HUMACONDO 28 mayo 2022  
Sección estratigráfica MAJ 2

m	LITOLOGÍA		EST	NOTAS
187				derrubio debris flow lutitas fisibles grises
157				

HUATACONDO 28 mayo 2022.  
 Sección estratigráfica MAJ2.

