



ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO DE DETALLE DE LA FM.
MULICHINCO (VALANGINIANO- CUENCA NEUQUINA)
AL NO DEL CERRO MESA, DPTO. ZAPALA, NEUQUÉN,
ARGENTINA



Tesis de Grado 2018

Autor: Rodolfo Javier Jacoboni
Directores: Carlos D. Arregui y Osvaldo Carbone

Facultad de Ingeniería
Departamento de Geología y Petróleo
Licenciatura en Ciencias Geológicas

ÍNDICE

RESUMEN	I
ABSTRACT	II
AGRADECIMIENTOS	III
1. INTRODUCCIÓN	1
2. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES	2
2.1 INTRODUCCIÓN	2
2.2 MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN TECTO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA	2
2.3 ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS DEL INTERVALO DE ESTUDIO	7
2.4 ANTECEDENTES PALEONTOLÓGICOS Y PALEOCLIMÁTICOS DEL INTERVALO DE ESTUDIO	10
3. ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO	11
3.1 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y SUS ANTECEDENTES	11
3.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO	13
3.2.1 Tarea inicial de gabinete	13
3.2.2 Recolección de datos en el afloramiento	13
3.2.3 Trabajo de laboratorio	15
3.2.4 Recolección final de gabinete	16
3.2.5 Análisis de la información	17
4. FACIES SEDIMENTARIAS	19
4.1 INTRODUCCIÓN	19
4.2 FACIES SILICOCLASTICAS	19
4.2.1 Pelitas	19
4.2.2 Areniscas	20
4.2.3 Conglomerados	30
4.3 FACIES MIXTAS Y OTRAS	34
4.3.1 Microbialitas	34
4.3.2 Packstones I	39
4.3.3 Packstones II	40
4.3.4 Niveles de alteración	41
4.3.5 Arenisca tufácea	47
4.3.6 Niveles mineralizados	48

4.3.7 Caliza pelletífera	55
4.3.8 Caliza amonitifera.....	59
5. SECCIONES COLUMNARES	62
5.1 INTRODUCCIÓN	62
5.2 PERFILES SELLEY	63
6. ANÁLISIS PETROGRÁFICO	69
6.1 DESCRIPCIÓN DE CORTES PETROGRÁFICOS	69
6.1.1 (M – 1)	69
6.1.2 (M – 2)	70
6.1.3 (M – 3)	73
6.1.4 (M – 4)	73
6.1.5 (M – 5, 6, 7)	74
6.1.6 (M – 8)	77
6.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS X	78
7. PALEONTOLOGÍA	80
7.1 INTRODUCCIÓN	80
7.2 MATERIALES Y PRESERVACIÓN.....	80
7.3 MÉTODOS	81
7.4 LOCALIDADES Y GEOLOGÍA	81
7.5 PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA	83
8. ASOCIACIÓN DE FACIES Y CUERPOS SEDIMENTARIOS	86
8.1 INTRODUCCIÓN	86
8.2 ASOCIACIONES CONTINENTALES.....	87
8.2.1 Secciones 1, 2 y 3	87
8.2.2 Sección 4	92
8.3 ASOCIACIONES DE FACIES MARINAS Y TRANSICIONALES	92
8.3.1 Sección 5	92
8.3.2 Sección 6	93
8.3.3 Sección 7	94
9. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL	97
9.1 INTRODUCCIÓN	97
9.2 SISTEMAS PALEOAMBIENTALES	97
9.2.1 Sección 0	97
9.2.2 Sección 1 a 3	97
9.2.3 Sección 4	99
9.2.4 Sección 5	100

9.2.5 Sección 6	101
9.2.6 Sección 7	103
10. DISCUSIÓN	105
10.1 DE LA ESTRATIGRAFÍA EN EL CERRO MESA	105
10.2 DE LA DISCORDANCIA INTRAVALANGINIANA	107
11. CONCLUSIONES	109
BIBLIOGRAFÍA	111

RESUMEN

Este trabajo tiene por objetivo el estudio sedimentológico y estratigráfico de los depósitos de la Formación Mulichinco expuestos en el Cerro Mesa, geoforma ubicada 18 km al N-NE de Zapala (Neuquén, Patagonia, Argentina). Estos depósitos, que en este sitio poseen un carácter continental a transicional, representan una cuña clástica de mar bajo acumulada durante el Valanginiano tardío. Esta unidad es clásicamente sucedida de forma neta por los depósitos marino-distales de la Formación Agrio (Miembro Pilmatué) y es conocida por apoyarse discordantemente sobre los *mudstones* de *offshore* de la Formación Vaca Muerta, a pesar de que su parte basal y la superficie de discontinuidad desarrolladas debido a la caída relativa del nivel del mar (Discontinuidad Intravalanginiana) no están expuestas en el área de estudio.

La evolución paleoambiental interpretada en los afloramientos del Cerro Mesa parten de un esquema continental representado por una planicie arenosa con desarrollo de *wadis* en un contexto árido, el posterior desarrollo de un sistema fluvial proximal y el advenimiento de sistemas transicionales que devienen en la instauración de lagoons que son el preludeo a un continuo aumento del nivel del mar.

Sobreimpuesto al desarrollo estratigráfico mencionado, el afloramiento fue afectado por la orogenia andina, evento que no sólo dio lugar a la geoforma estudiada sino también a la circulación de fluidos ácidos que produjeron niveles de alteración.

Se describe, además, un nuevo taxón perteneciente al *phylum* Gastropoda (Género *Homalopoma*) propio de los niveles de lagoon mencionados previamente.

Palabras clave: Formación Mulichinco, Formación Agrio, Miembro Pilmatué, Valanginiano, paleoambientes, *wadi*, *Homalopoma*, Zapala, Neuquén, Patagonia, Argentina.

ABSTRACT

This work discusses the sedimentological and stratigraphical characterization of the Mulichinco Formation deposits exposed in the Cerro Mesa area, a geomorphological feature placed at 18 Km to the northeast of the Zapala City (Neuquén, Patagonia, Argentina). At this locality, the Mulichinco Formation has a continental to transitional character and represents a lowstand clastic wedge deposit accumulated during the late Valanginian. The unit is sharply overlain by distal marine deposits of the Agrio Formation (Pilmatué Member). It is known because unconformably overlies the offshore mudstones of the Vaca Muerta Formation, although its basal levels and the discontinuity surface developed due to the relative sea-level fall (Intravalanginian unconformity) are not exposed in the area.

The paleoenvironmental evolution interpreted from the Mulichinco Formation outcrops in the area starts with a sand sheet developing wadis in an arid continental setting, the later establishment of a proximal fluvial system and finally, the advent of transitional systems such as lagoons, precluding the continuous rising of the sea level.

The Andean Orogeny superimposed the stratigraphic development giving birth to the Cerro Mesa itself, and also to the circulation of acid fluids that produced the nowadays clearly visible alteration levels.

In addition, a new taxa is described in this study, belonging to the Gastropoda *Phylum* (*Homalopoma* Genus), native of the lagoon's levels previously mentioned.

Keywords: Mulichinco Formation, Agrio Formation, Pilmatué Member, Valanginian, paleoambiental, *wadi*, *Homalopoma*, Zapala, Neuquén, Patagonia, Argentina.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, pues la concreción de este logro es a mi humilde entender, prueba inequívoca de su incondicional acompañamiento.

A mi amado padre, Juan Ángel, por darme todo a su alcance y más, en pos de brindarme la posibilidad de estudiar.

A mi querido amigo Fernando “Mura” Campos, eximio compañero de expedición en las campañas al Cerro Mesa, por su crucial ayuda plasmada en su plena disposición para acampar cuanto fuera necesario y asistir en el rol de asistente de campo en varias de las campañas realizadas.

A Sofia Fernández Meier, por su apoyo emocional y compañía. Mi gratitud por su acompañamiento en cada momento de la montaña rusa emocional que supuso la carrera es imposible de cuantificar.

A mi hermana y mi sobrina, Mariana y Constanza, por su apoyo y ayuda a lo largo de estos años. Gracias por creer en mi constantemente y escuchar hasta el cansancio mis historias de rocas.

A Gisela Pettinari y Silvia Engelland, gracias eternas por su amistad, guianza y asistencia durante la elaboración de este trabajo, su ayuda también fue menester para su realización. Gracias por ser un modelo humano y profesional a seguir para mí.

A mi amigo, mentor, figura paterna en la Patagonia y ejemplo a seguir, don Carlos Ceresole. Gracias por tantos consejos (juro que traté de seguir cuantos pude) y orientación. Un placer y un honor haber trabado una amistad tan importante con quien me orientara incontables veces a través de los años con gran cariño.

A mi director, Carlos Arregui y a Carlos Echevarría, por brindarme la posibilidad de realizar esta investigación, ayudarme en mis primeros pasos y su acompañamiento a lo largo de este tiempo de trabajo con inconmensurable paciencia y buena voluntad.

A mi jurado, Alberto Garrido, por sus enseñanzas, interés y ayuda a lo largo del proceso intelectual de esta obra. Su asistencia también fue de carácter crucial en mi acercamiento a la meta final. Gracias por poner su valioso tiempo a mi disposición.

A Carla Musso Perulan, por su desinteresada y fundamental ayuda en él, para mí, pantanoso terreno de la microscopia. Gracias eternas por el tiempo invertido en asistirme.

A mi jurado, Susana de la Puente, no solo por sus enseñanzas como docente (y su paciencia, sobre todo por su paciencia) sino por atenderme en incontables ocasiones para escucharme, asistirme y ayudarme a pulir este trabajo.

A la empresa Pampa Energía S.A. por su importante colaboración en la realización de este trabajo.

A los amigos y futuros colegas que se interesaron en visitar el afloramiento conmigo para interiorizarse en mi trabajo, y con los cuales entablamos debates que enriquecieron las ideas aquí plasmadas. En este sentido vaya mi reconocimiento especialmente para Joaquín Cerrato, Rocío Canio y Darío López.

A todos mis amigos, que soportaron mis múltiples y habituales ausencias a lo largo de estos años, debido a las demandas de esta carrera.

A mis compañeros, con quienes tantos buenos momentos he compartido a lo largo de estos años.

1

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Neuquina es una importante cuenca productora de hidrocarburos a nivel nacional, con un brillante historial y un prometedor porvenir. La misma narra a través de sus casi 7000 m de espesor de depósitos sedimentarios una compleja historia de ingresiones y regresiones marinas, solapada con una historia tectónica igualmente rica e intrincada.

Durante el piso Valanginiano se produjo en la cuenca un importante evento de reconfiguración tectónica que tuvo gran incidencia sobre la Dorsal de Huincul. En este contexto, se deposita en el Engolfamiento Neuquino una cuña sedimentaria sobre una importante discontinuidad estratigráfica de presencia regional, la Discordancia Intravalanginiana (Gulisano *et al.*, 1984). Esta cuña de mar bajo, representada por la Formación Mulichinco (Weaver, 1931), resulta una unidad estratigráfica cuyo entendimiento es por momentos crítico y motivo de gran cantidad de debates y confusiones entre los investigadores que la estudian.

Es claro que en los sectores centro y norte del engolfamiento, esta formación se caracteriza por depósitos marinos someros, mientras que en el sector austral del mismo se registran facies de origen continental a transicional.

Este trabajo se enfoca en la caracterización de las facies continentales de la Fm. Mulichinco expuestas en el Cerro Mesa, intentando interpretar los ambientes sedimentarios bajo los cuales fueron depositadas, las geometrías deposicionales, los procesos involucrados y describir su evolución estratigráfica. Además, en este trabajo se brinda la primera descripción de un nuevo taxón de gastrópodo, asignado al género *Homalopoma* y que se encuentra en este momento bajo estudio. También son descritas facies constituidas mayoritariamente por pellets (asociados al consabido gastrópodo), constituyendo el primer registro de su tipo en la Cuenca Neuquina.

2

MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

2.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se repasará brevemente la historia de la Cuenca Neuquina, para proveer un contexto regional tanto tectónico como estratigráfico al trabajo. La cuenca tiene una compleja historia y para su simplificación y estudio suele dividírsela en fases. En este sentido se sigue el criterio adoptado por Howell *et al.* (2005) en cuanto a las fases evolutivas de la cuenca, las cuales se amplían con datos de otros autores, los cuales son debidamente explicitados.

2.2 MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN TECTO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA

La Cuenca Neuquina, ubicada en el extremo NO de la Patagonia argentina, es una provincia geológica (*sensu* Rolleri, 1976) que ocupa un área de 160.000 km² y se ubica entre los paralelos 30° y 40°. Posee una forma triangular y se encuentra delimitada al oeste por la Cordillera de los Andes, al noreste por el sistema de la Sierra Pintada y al sureste por el Macizo Norpatagónico (Ramos *et al.*, 2011) (Fig. 2.1). Es una importantísima cuenca productora de hidrocarburos; desde la perforación del primer pozo exitoso en 1918 en la localidad de Plaza Huincul, la cuenca produjo cerca de la mitad del total del gas y petróleo

márgenes de la cuenca (Franzese *et al.*, 2006) (Fig. 2.3.A). Las depresiones se abrían en la zona de la cuenca debido a generación y reactivación de fallas normales.

Este periodo finaliza con el crecimiento de fallas en echelon que interconectan estos depocentros permitiendo que lleguen a interactuar entre sí (Vergani *et al.*, 1995; Franzese *et al.*, 2006), y la transición a una subsidencia de carácter más regional durante el Jurásico temprano, lo que se vería reflejado lógicamente en el registro estratigráfico por el advenimiento de facies marinas generalizadas en toda la cuenca.

- Estratigrafía: los depocentros generados en esta etapa, muestran un relleno de naturaleza claramente vinculada a los fenómenos magmáticos asociados al proceso extensional. Los rellenos iniciales consisten principalmente en vulcanitas, piroclástitas y sedimentitas continentales que transicionalmente gradan a sus equivalentes diacrónicos marinos (Riccardi *et al.*, 1997). La finalización de la etapa de rift y la transición a la etapa de postrift está determinada en términos estratigráficos por la primera transgresión marina generalizada durante el Pliensbachiano. Los depósitos de esta etapa de rift son asignados al denominado Ciclo Precuyano (Gulisano *et al.*, 1984) y la parte basal del Grupo Cuyo (Arregui *et al.*, 2011).
- Fase de postrift (Jurásico Temprano – Cretácico Temprano):
 - Tectónica: el comportamiento tectónico en esta fase puede subdividirse en dos estadios evolutivos; la etapa de ruptura (Precuyano) y la etapa extensional de trasarco con el completo desarrollo del arco magmático andino (*sensu* Franzese *et al.*, 2003). La primera de estas ocurrió entre el Toarciano-Aaleniano (Franzese *et al.*, *op cit.*) y el Kimmeridgiano (Vergani *et al.*, 1995), y se caracterizó por una extensión continental generalizada debido a la ruptura de Gondwana y la apertura del Mar de Weddell, lo que resultó en una reconfiguración de la Patagonia a lo largo de fallas de rumbo dextrales. Además, se produjo una fuerte inversión tectónica y el levantamiento del arco magmático andino (Fig. 2.3.B). Cabe destacar que la inversión más significativa ocurrió entre el Oxfordiano tardío y el Kimmeridgiano temprano, la cual habría afectado las fallas de un rift previo dando lugar a la Dorsal de Huincul (Vergani *et al.*, *op. cit.*), una importante

estructura de relieve positivo que subcompartimentalizó la Cuenca Neuquina dejando al norte el depocentro conocido como Engolfamiento Neuquino y al sur el Depocentro de Picún Leufú. En la segunda etapa, ocurrida aproximadamente entre el fin del Kimmeridgiano y el Hauteriviano el arco magmático estaba casi completamente desarrollado al igual que la reconfiguración de la Patagonia y la actividad de las fallas transcurrentes habían finalizado. La subsidencia propia del trasarco permitió la inundación de la cuenca por parte del océano Pacífico a través de aperturas en el mencionado arco magmático. En esta fase la cuenca experimenta un largo periodo de subsidencia térmica y extensión de trasarco a escala regional. Este comportamiento conllevó a que se experimentara en la cubeta una serie compleja de ciclos transgresivos-regresivos de diferente magnitud, que fueron controlados por los efectos combinados de cambios en la tasa de subsidencia, levantamientos localizados, clima y oscilaciones eustáticas.

- Estratigrafía: en esta etapa caracterizada por la subsidencia generalizada se suceden una serie de etapas de ingresos del mar que se alternan con cambios paleogeográficos tectónicamente inducidos que interrumpen parcial o completamente esta conexión con el paleo-océano Pacífico, alternando sucesiones marinas y continentales. A medida que avanza el relleno, la cuenca experimenta una disminución en su tasa de subsidencia restringiéndose gradualmente las áreas de acumulación marina hasta que el último ciclo de esta etapa (Grupo Bajada del Agrio) es casi enteramente continental.
- Fase de cuenca de antepaís (Cretácico Superior – Cenozoico):
 - Tectónica: hacia el inicio del Cretácico Superior (Cenomaniano) los cambios en las tasas de apertura del Atlántico Sur y la reorganización de las placas pacíficas, resultaron en el desarrollo de un régimen tectónico andino compresional, que causó la inversión de estructuras extensionales previas (Mpodozis y Ramos, 1989; Vergani *et al.*, 1995; Franzese *et al.*, 2003). En esta fase la región neuquina entró en una etapa de cuenca de antepaís, con una consecuente variación en el tamaño y forma de la cuenca (Legarreta y Uliana, 1991) junto con una migración hacia el este de los depocentros a la vez que se cerraron completamente las conexiones con el Océano proto-Pacífico (Franzese *et al.*, 2003) (Fig. 2.3.C). Hacia finales del Cretácico los elevados niveles del mar permiten la primera transgresión del

Atlántico. Cabe destacar que el régimen compresional citado, no fue un episodio único y continuo, sino que se dio a través de diferentes etapas de compresión tectónica y relajación durante la evolución de la faja plegada y corrida andina durante el Cretácico tardío y el Cenozoico (Zapata y Folguera, 2005).

- Estratigrafía: durante esta etapa se destacan las facies fluviales, lacustres y eólicas con escasa participación de evaporitas y rocas piroclásticas que son propias del Grupo Neuquén. Este, es superpuesto por el Grupo Malargüe, caracterizado por sus facies marinas atlánticas someras depositadas en el Maastrichtiano-Daniano (Cobbold y Rossello, 2003). La columna estratigráfica se completa con depósitos netamente continentales alternando con eventos volcánicos que se depositaron en distintas etapas del Cenozoico (Arregui *et al.*, 2011).

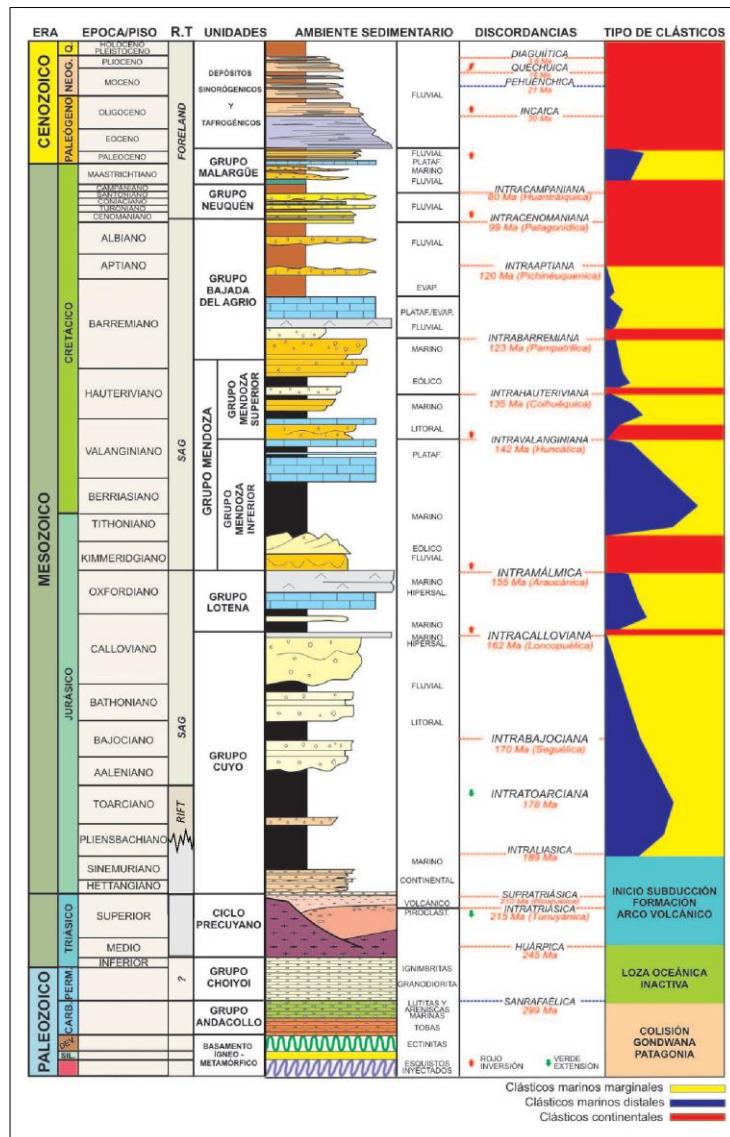


Figura 2.2: Esquema estratigráfico representativo de la Cuenca Neuquina. Modificado de Arregui *et al.*, 2011.

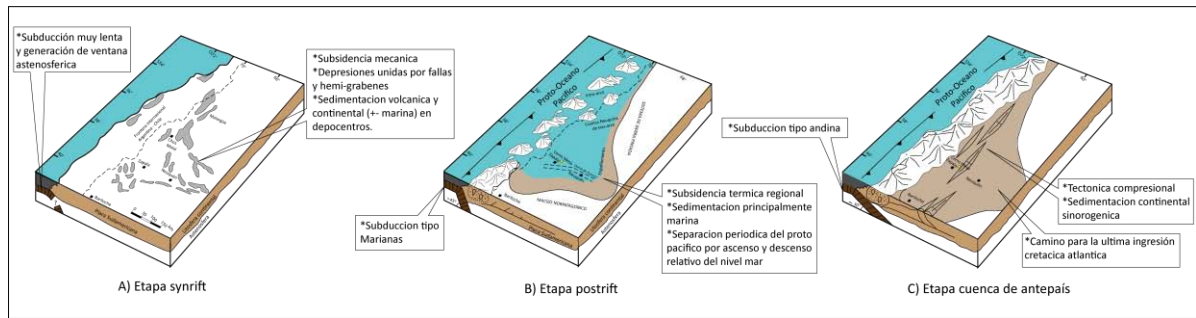


Figura 2.3: A,B y C; estadios evolutivos de la Cuenca Neuquina a lo largo de su historia. Modificada de Howell *et al.*, 2005.

2.3 ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS DEL INTERVALO DE ESTUDIO

La Formación Mulichinco fue definida por Weaver (1931). Este autor la caracterizó en la región central y gran parte del norte de Neuquén como un conjunto de areniscas, conglomerados y pelitas rojas de origen continental, que hacia el este del Cerro (*sic*) Tromen comienzan a intercalarse con facies marinas que contienen abundantes amonites y pelecípodos. En el sur de Mendoza la facies continental ya pierde totalmente su identidad, volviéndose imposible distinguir, en términos netamente litológicos, la división entre las formaciones Quintuco, Mulichinco y Agrio.

Esta unidad, en principio perteneció al antiguo Ciclo Ándico – Subciclo Mendociano (Groeber, 1946), lo que a posteriori sería reclasificado como Grupo Mendoza (Stipanovic *et al.*, 1968). La depositación del Grupo Mendoza se dio en una Cuenca Neuquina que poseía para el intervalo del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano un perfil tipo rampa, de gradiente bajo tanto en el sector austral como oriental (Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2000) y una pendiente más pronunciada en el borde occidental (Spalletti *et al.*, 2008). Esta morfología es, posiblemente, la causal de la progresiva disminución en la potencia de la formación en sentido oeste-este (Schwarz *et al.*, 2011, 2013)

Ya desde el momento en que se definió la Formación Mulichinco, se planteó su complejidad facial tanto en términos verticales como horizontales.

Gulisano y otros (1984) realizaron un estudio de las unidades asignadas al intervalo Tithoniano – Valanginiano (Fms. Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, basándose en el análisis de 18 perfiles sedimentarios a escala 1:200. De gran importancia en este trabajo son las siguientes conclusiones:

- La diferenciación de los depósitos asignados a la Formación Mulichinco al norte de Zapala de aquellos expuestos al sur, siendo estos últimos discriminados debido a que “no se corresponden ni física ni temporalmente con la Formación Mulichinco (*sensu stricto*) del área tipo”.
- Los depósitos de la Formación Mulichinco al norte de Zapala, fueron depositados en un estadio de mar bajo (“*low stand deposits*”, *sensu* Vail *et al.*, 1977).
- La existencia de una “fuerte discordancia estratigráfica” (Gulisano, *op. cit.*) de carácter regional, que separa la formación en cuestión de las unidades infrayacentes. Esta se denomina Discordancia Intravalanginiana y es hasta el día de hoy el elemento que marca la base de la Formación Mulichinco.

Estas ideas serán fundamentales para las investigaciones que vendrán luego sobre los depósitos de la Fm. Mulichinco. Cabe destacar que, para este momento, estas sedimentitas eran asignadas al Valanginiano superior y hasta, posiblemente, la parte más temprana del Hauteriviano temprano (Weaver, 1931). Esto sería así hasta la realización de un importante y ajustado estudio bioestratigráfico mediante zonación de amonites realizado por Aguirre-Urreta y Rawson (1997, 1999a y 1999b), quienes asignarían al intervalo un rango temporal comprendido entre el Valanginiano inferior medio y el Valanginiano superior temprano, al menos las facies marinas del mismo. El ajuste bioestratigráfico más reciente (Aguirre-Urreta *et al.*, 2005) asigna el comienzo del periodo depositacional al Valanginiano inferior temprano.

Del gran trabajo de Vergani *et al.* (1995) sobre la evolución tectónica y paleogeográfica de la Cuenca Neuquina, se desprende que en el Valanginiano temprano, la Cuenca Neuquina sufrió un evento de inversión tectónica, con consecuencias trascendentales, entre las que se destacan:

- La generación de espacio de acomodación gracias a una subsidencia controlada por fallas (Vergani *et al.*, *op. cit.*).
- Una relativa (sino completa) compartimentalización del Engolfamiento Neuquino respecto del Depocentro Picún Leufú, estando el engolfamiento limitado al oeste por el discontinuo arco volcánico y al sur por la Dorsal de Huincul. Este punto es de gran importancia.

- Influencia parcial o total en la caída del nivel del mar en la cuenca (Schwarz y Howell, 2005).

La sumatoria de estos elementos darían el marco bajo el cual se depositó la Formación Mulichinco, que constituye una cuña sedimentaria de mar bajo (*lowstand wedge*). Esta *lowstand wedge* es una secuencia depositacional que refleja un *low system tract* (LST) de segundo orden dentro del Grupo Mendoza, compuesta por tres cortejos (*lowstand system tract* – LST, *transgressive system tract* – TST, *highstand system tract* – HST) (Schwarz y Howell, 2005; Schwarz, 2012), y comprende un lapso temporal de aproximadamente 2 Ma (Fig. 2.4).

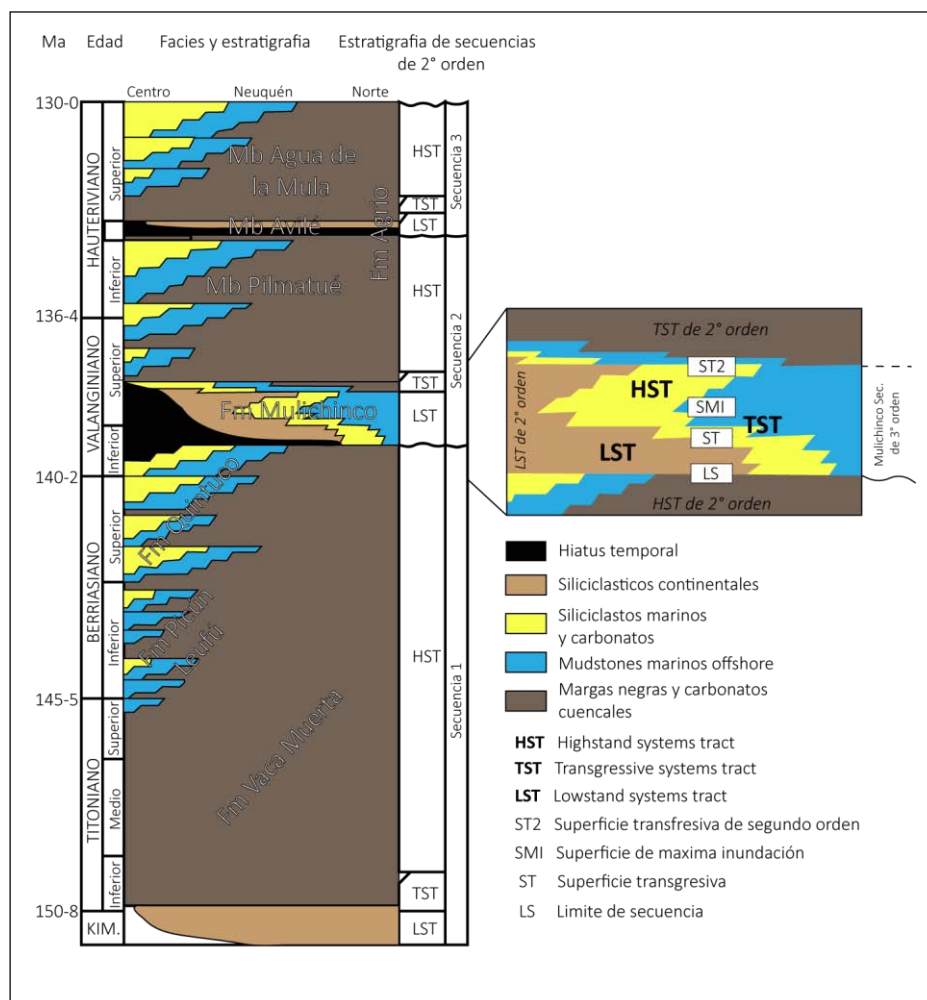


Figura 2.4: Cuadro cronoestratigráfico para el Titoniano-Hauteriviano de la Cuenca Neuquina. La Formación Mulichinco, representa una cuña de *lowstand* de segundo orden durante un aumento relativo del nivel del mar controlado por tectónica. Se destacan aquí los *tracts* (LST, TST y HST) y las superficies estratigráficas principales. Modificada de Schwarz, 2012.

La cuña alcanza sus mayores espesores en el centro y norte de la cuenca, con potencias de entre 170 a 500 m, y posee una importante heterogeneidad tridimensional de facies dentro de la cuenca, con una compleja organización de sistemas y subsistemas depositacionales.

2.4 ANTECEDENTES PALEONTOLÓGICOS Y PALEOCLIMÁTICOS DEL INTERVALO DE ESTUDIO

Tidwell y Wright (2003) describen una nueva especie de helecho arborescente a la que denominan *Tempskya dernbachii*. Los restos fueron hallados en cercanías del Cerro Mesa (las referencias al sitio en cuestión son sumamente imprecisas, sin embargo, esto puede inferirse en base al mapa y una fotografía del citado trabajo) en estratos de la Formación Mulichinco (Leanza y Hugo, 2001). Estos autores asignan equívocamente como portadora de los restos a la Formación Cañadón de la Zorra (*sensu* Uliana *et al.*, 1975).

El hallazgo de nuevos ejemplares de *T. dernbachii* por parte de Martínez y Olivo (2015) en el área de Puesto Victoria Nahuel, Puesto Pilmatué y Puesto Gualmes, en depósitos de la Formación Mulichinco, permitió corregir la posición estratigráfica asignada a los hallazgos de Tidwell y Wright (*op. cit.*). Las facies continentales analizadas en estos puestos fueron interpretadas como pertenecientes a un sistema fluvial de carga mixta, con moderada a alta sinuosidad y baja a moderada energía (Olivo *et al.*, 2012; Martínez y Olivo, 2015). Los restos de *T. dernbachii* fueron encontrados en conjunto con *Equisetites* sp., lo que sugiere que las áreas donde existían sistemas fluviales en esta formación se caracterizaban además por la presencia de pantanos y estanques donde estas plantas podían desarrollarse. Los helechos arborescentes, además, indican condiciones climáticas templado-cálidas y húmedas que favorecían su desarrollo, similares a las que existen actualmente en los bosques húmedos en zonas tropicales y ambientes submontañosos que hoy habitan (Large y Braggins, 2004). Este patrón climático habría cambiado en la cuenca durante el Cretácico a condiciones calientes y secas (Martínez, 2010b, 2012; Martínez y Olivo, 2015). Esta modificación climática bien pudo darse posiblemente con posterioridad al Valanginiano, siendo este el motivo por el cual no se hallan ejemplares del género *Tempskya* u otro helecho arborescente en otros depósitos cretácicos de la Cuenca Neuquina (Martínez y Olivo, 2015).

3

ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.1 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO Y SUS ANTECEDENTES

El área de estudio es una geoforma, conocida como “Cerro Mesa”, que se encuentra ubicada entre los paralelos 38° 44` 23``S y 38° 44` 55``S y los meridianos 69° 55`17``O y 69° 54`33``O, y se encuentra ubicada a aproximadamente 18 km al NNE de la ciudad de Zapala, en la provincia de Neuquén. La misma está constituida por el remanente del núcleo de un anticlinal asimétrico erosionado, de orientación general NNE-SSO (Fig. 3.1).

El Cerro Mesa, expone sedimentitas del Grupo Mendoza con una ligera vergencia SE. En su ladera oeste, donde se encuentra el mayor espesor observable, se visualizan niveles pertenecientes a la Fm. Mulichinco (Weaver, 1931) y el miembro inferior de la Formación Agrio, siendo este último predominante en el volumen expuesto.

El sector de trabajo donde se levantaron los perfiles en dicha ladera, tiene aproximadamente 1000 m de longitud, y fue enmarcado por tres elementos claramente identificables:

- Una importante falla que atraviesa el anticlinal, con sentido ENE-OSO.
- Una flexura o falla, de orientación aparente N-S, inferida a partir de observaciones en el campo, que, aunque no llega a esclarecerse completamente su naturaleza, parece más factible que se trate de la primera opción y desvincula el Cerro Mesa de los afloramientos de la Fm. Agrio que presentan inclinaciones de alto ángulo hacia el este.
- Un nivel carbonático, rico en fósiles, típico de la Formación Agrio y de gran extensión areal.

Cabe destacar que los afloramientos de este sitio han sido muy poco estudiados, el autor del presente trabajo únicamente ha encontrado referencias a dicho lugar en las obras de:

- Keidel (1925) quien realiza un gran trabajo a nivel estructural y de correlación en el área comprendida por el Cerro Negro, el anticlinal de Tres Piedras y el anticlinal del Cerro Mesa.
- Leanza y Hugo (2001) identificaron estos depósitos valanginianos subyacentes a la parte inferior de la Formación Agrio (Miembro Pilmatué).
- Olivo (2016) realizó un estudio de las facies continentales valanginianas en el sector central de la provincia de Neuquén. Entre los afloramientos relevados describió una columna de las facies de la Fm Mulichinco expuestas en el Cerro Mesa y las integró al contexto regional.
- Veiga y Schwarz (2016) realizaron un trabajo sobre las facies del Mb. Pilmatué en el Cerro Mesa, ubicando los límites entre las Formaciones Agrio y Mulichinco en el área de estudio.

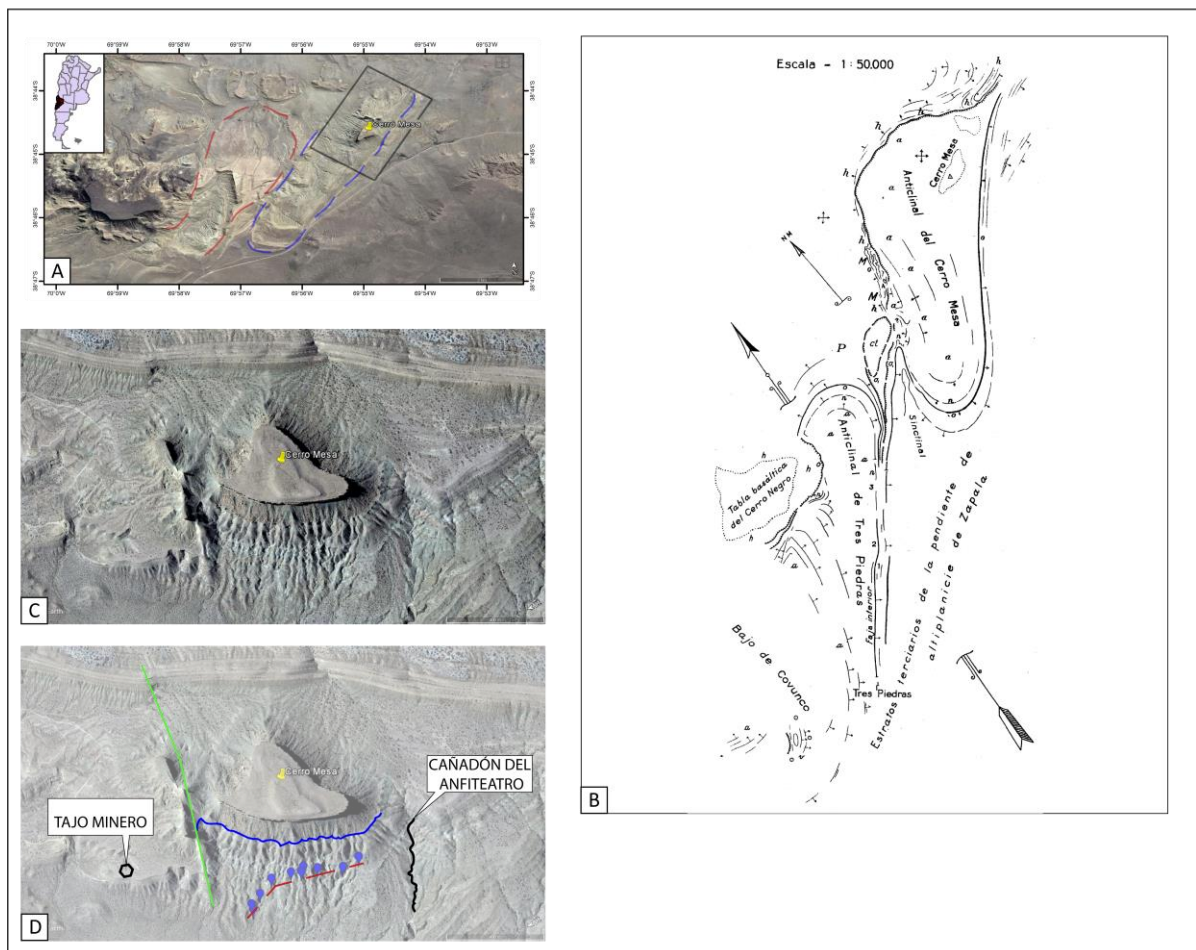


Figura 3.1: zona de estudio; **A:** ubicación del Cerro Mesa (C.M). Línea roja discontinua: anticlinal de Tres Piedras. Línea azul discontinua: anticlinal del C.M. Recuadro negro: Cerro Mesa (Ver imagen 3.1.C) – **B:** Mapa detallado del área del C.M. (modificado de Keidell, 1925) – **C:** Detalle del área de estudio; ladera NO del C.M. **D:** elementos distintivos del área de estudio. Línea verde: falla ENE-OSO. Línea azul: nivel carbonático tope de los perfiles. Línea roja discontinua: falla o flexura, base de los perfiles. Waypoints azules: observaciones de la falla/flexura en afloramiento. Hexágono negro: Tajo Minero, tajo donde se encuentran perfectamente expuestas las facies Mn. Línea negra: Cañadón del Anfiteatro, cañadón donde se llevó a cabo una observación complementaria de la sucesión estudiada en la ladera NO del C.M.

3.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.2.1 Tarea inicial de gabinete

Las primeras actividades llevadas a cabo para la elaboración de este trabajo final constituyeron la investigación y recopilación bibliográfica de la documentación disponible sobre la historia y distribución de los rellenos del Grupo Mendoza y de la Formación Mulichinco. Se hizo énfasis en disponer de datos que mostraran los antecedentes y aspectos estratigráficos de la formación estudiada para elaborar un marco teórico robusto que permitiese su análisis en profundidad. Además, se indagó en los estudios bioestratigráficos y paleontológicos con el propósito de establecer su posición cronológica y sus relaciones con las unidades infra y suprayacentes. El material recolectado se centralizó en la nube utilizando el software Mendeley® de Elsevier, lo que permitió su gestión y consulta en múltiples plataformas de manera sincronizada.

De forma complementaria a la revisión bibliográfica, la primera aproximación al área de estudio se realizó mediante la recopilación de imágenes satelitales disponibles en los servidores de Google Earth® y los múltiples repositorios del software SAS Planet®. Con esto se logró no sólo esbozar una caracterización general del área de estudio que permitiera abordar el desarrollo de las posteriores campañas destinadas a la recolección directa de información y los puntos de interés en el campo, sino también una comprensión del contexto geomorfológico del área. La información obtenida a partir de las consabidas imágenes fue contrastada permanentemente con la información cartográfica de la hoja geológica 3969-I (Leanza *et al.*, 2001).

3.2.2 Recolección de datos en el afloramiento

Durante el periodo comprendido entre noviembre del 2016 y mayo del 2018 se llevaron adelante 7 campañas en las cuales se invirtieron 17 días de trabajo para describir las sucesiones aflorantes de interés en detalle y comprender sus relaciones tanto verticales como laterales y las geometrías de los cuerpos sedimentarios. Durante el desarrollo de estas tareas se llevó a cabo una minuciosa observación y descripción de las propiedades litológicas de los niveles expuestos.

3.2.2.1 Relevamiento de perfiles de detalle

Se confeccionaron tres perfiles Selley principales a escala 1:100, uno de control a escala 1:100, y tres perfiles de control con escala 1:50 a los fines de sintetizar las observaciones y poder realizar correlaciones entre ellos y con los perfiles de pozo en tareas posteriores de gabinete. Los perfiles Selley relevados en la ladera NO del Cerro Mesa se levantaron con un distanciamiento promedio de 150 m entre sí, y se realizaron en sitios donde la erosión de los canales aluviales dejó exposiciones de mejor calidad. El relevamiento se llevó a cabo con cinta métrica y báculo de Jacob. Los puntos iniciales de los perfiles fueron tomados con la aplicación móvil GPS Status & Toolbox®. Las observaciones de detalle se basaron en la clasificación litológica, granulométrica, textural y composicional de las rocas de las distintas litofacies. También se llevaron adelante descripciones de las estructuras sedimentarias primarias y secundarias de origen mecánico y biológico, medición de los sets sedimentarios, relevamiento del contenido fósil y medición de paleocorrientes donde fuera posible mediante la aplicación previamente mencionada.

Los perfiles constituyeron la base para la realización de la descripción litofacial y la segregación de asociaciones de facies con el objetivo último de alcanzar una interpretación paleoambiental y una reconstrucción de la evolución estratigráfica. Conjuntamente, se reforzó la observación realizada en el Cerro Mesa analizando exposiciones cercanas dentro del anticlinal homónimo, lo que permitió comprender más fehacientemente rasgos propios de la estratigrafía estudiada.

3.2.2.2 Relevamiento de información bidimensional y tridimensional de los litosomas.

El análisis bidimensional de los cuerpos sedimentarios fue realizado mediante la observación y descripción de su geometría, sus interfases y las relaciones tanto horizontales como verticales con la litología que los contiene. Se documentaron mediante fotografías, con las cuales se efectuaron fotomosaicos en casos que lo ameritaban, para poder interpretarlos debidamente en este aporte. Dentro de los litosomas se analizó la litología y las estructuras sedimentarias. Complementariamente se realizaron mediciones de paleocorrientes. Se puso especial énfasis en la determinación de elementos arquitecturales en estos cuerpos sedimentarios.

3.2.2.3 Muestreo litológico y paleontológico

Se realizó una colecta de fósiles representativos de los cuerpos sedimentarios, con distintos estados de preservación, a los fines de darles una apropiada caracterización y esperando a que eventualmente arrojaran información trascendental que ayudase a la interpretación ambiental de los paquetes sedimentarios donde se encuentran las unidades portadoras.

Por otra parte, se tomaron 30 muestras de rocas para una caracterización de detalle con lupa binocular en gabinete (dicha información se integró a las descripciones faciales), y 8 muestras de distintas litologías que escapaban a una caracterización concreta *in situ* y planteaban interrogantes en cuanto a su naturaleza. Estas últimas fueron llevadas al Asentamiento Universitario Zapala, sede de la Universidad Nacional del Comahue, ubicado en la ciudad de Zapala a los fines de que se realizaran cortes delgados sobre las mismas.

3.2.3 Trabajo de laboratorio

3.2.3.1 Estudios petrográficos

Los ocho cortes delgados realizados fueron analizados con un Fotomicroscopio II Carl Zeiss, propiedad del Museo Provincial de Ciencias Naturales “Profesor Dr. Juan A. Olsacher”, dependiente de la Dirección Provincial de Minería, en la ciudad de Zapala. Estos análisis se realizaron con la asistencia técnica de la Lic. Musso Perulan, Carla Lourdes. Se ofrece una sinopsis generalizada de estos análisis en la Tabla 6.1, ubicada al final del apartado de descripción de cortes (6.2).

Debido a que una muestra en particular (M – 8) no pudo ser caracterizada satisfactoriamente por medio del corte delgado, se realizó a dicha muestra, perteneciente a la facies Alt, un análisis mineralógico por difracción de rayos X (DRX). Sobre muestra total en polvo en portamuestras de carga vertical en un barrido de 3° a 60°, velocidad 3°/minuto, step 005. La interpretación se llevó a cabo con el software MDI Jade 7®. El equipo utilizado es marca Rigaku modelo DII Max C, perteneciente al laboratorio CIMAR, Universidad Nacional del Comahue.

Las muestras que no se destinaron a la preparación de cortes delgados fueron analizadas bajo lupa binocular en las instalaciones de la Universidad Nacional del Comahue, para ampliar las descripciones faciales de los litosomas de los que fueron extraídas. Se realizaron

observaciones sobre la composición, redondez y esfericidad de sus componentes clásticos, como así también distintas pruebas para comprender la naturaleza del agente cementante, mediante el uso de una solución de ácido clorhídrico al 10%, ya que se observó efervescencia ante tal sustancia en el campo. Para complementar la caracterización de las facies evaporíticas también se realizaron análisis de grano suelto sobre muestras de la mencionada facies.

3.2.3.2 Estudios paleontológicos

Los fósiles recolectados en el campo fueron trabajados químicamente con una solución de ácido acético al 5%, lo que permitió la remoción del sedimento carbonático que aglutinaba y cubría las piezas. Posteriormente se complementó la limpieza mediante métodos mecánicos. Los fósiles limpios fueron debidamente fotografiados y a través de las imágenes recolectadas se realizaron diversas mediciones con el software ImageJ® v.1.8 del National Institutes of Health. En el caso de los gastrópodos, posteriormente se realizaron dos visitas al museo “Dr. Prof. Juan A. Olsacher”, donde se consultaron más ejemplares del mismo taxón que se encuentran en su colección, a los fines de comparar si existía un ejemplar con mejores condiciones de preservación para elegirlo como holotipo al definir esta nueva especie. También se efectuaron sobre los ejemplares del museo mediciones para asegurar una serie estadística numerosa y fiable que permitiera realizar generalizaciones sobre la morfometría de este taxón.

3.2.4 Tarea final de gabinete

En esta última etapa se procesaron, analizaron y cotejaron todos los datos obtenidos a partir de las actividades de campo y laboratorio, a los fines de contextualizarlas y efectuar conclusiones integradoras.

3.2.4.1 Elaboración de secciones columnares

Se digitalizaron los perfiles Selley realizados en el campo mediante el uso del software Adobe Illustrator CC 2017® en formato vectorial, a los fines de poder visualizar las secciones columnares y manipularlas a distintas escalas, permitiendo su análisis con gran detalle. Se respetaron las escalas originales de los perfiles levantados *in situ*.

3.2.4.2 Análisis de paleocorrientes

Se volcaron las series de datos de paleocorrientes efectuadas en el afloramiento sobre los cuerpos sedimentarios con estructuras mecánicas primarias, al software Stereonet® v.10.1.0, generando diagramas de rosas que permiten la visualización de las direcciones de paleocorrientes. Estos datos fueron integrados a las secciones columnares digitalizadas.

3.2.4.3 Análisis de facies y asociaciones de facies

A partir de la integración de las características observadas en cada nivel representado en los perfiles, la documentación fotográfica y los datos obtenidos de los análisis petrográfico, paleontológico y sedimentológico, se describieron diferentes facies designándolas según el sistema de códigos propuestos por Miall (1978b); se utiliza una letra mayúscula para referenciar la litología, seguida de una o más letras minúsculas que caracterizan las estructuras de la misma. Se acuñaron códigos propios para los casos que no son contemplados en la obra del citado autor, pero siguiendo la mecánica descriptiva sugerida por éste.

3.2.4.4 Generación de esquemas de correlación

En base a las secciones columnares digitales, y los datos de subsuelo, se realizaron esquemas que permiten entender la interpretación de la distribución espacial y estratigráfica de las diferentes unidades relevadas en el campo.

3.2.5 Análisis de la información

Conforme avanzó el trabajo, y se produjo una integración del material bibliográfico y la información obtenida, se llevaron a cabo varios análisis que permiten enriquecer este trabajo y realizar conjeturas inherentes al conocimiento de la Formación Mulichinco.

3.2.5.1 Interpretación litoestratigráfica y paleoambiental del afloramiento

A partir de las características litológicas observadas en las secciones columnares se asigna el límite formacional Mulichinco-Agrio dentro de la sucesión estudiada, de una forma más ajustada al fijado actualmente en este sitio.

A su vez, se plantean modelos paleoambientales a las mencionadas formaciones en este sector de estudio en base a las características registradas.

3.2.5.2 Discrepancias y relaciones con modelos estratigráficos previos

A sabiendas del debate estratigráfico concerniente a la Formación Mulichinco y a la luz de las observaciones y nueva interpretación del límite formacional Mulichinco-Agrio en el afloramiento del Cerro Mesa, se compara el modelo estratigráfico propuesto con respecto a los esquemas definidos previamente a los fines de complementar la información conocida.

4

FACIES SEDIMENTARIAS

4.1 INTRODUCCIÓN

En esta sección se describen las facies observadas en los perfiles levantados en el sitio de trabajo. Las facies siliciclásticas fueron analizadas texturalmente y clasificadas según la escala granulométrica de Udden-Wentworth y los criterios descriptivos de Collinson *et al.* (2006). En los perfiles Selley, al conjugar dos o más nomenclaturas, las mismas pueden separarse con los símbolos “-” y “/”; estos representan el cambio lateral o vertical dominante de las estructuras sedimentarias respectivamente.

Las facies mixtas y otras (ver apartado 4.3) fueron analizadas bajo los criterios de los trabajos debidamente citados en las descripciones e interpretaciones. Se adjunta un cuadro a modo de resumen de las facies analizadas al final del presente capítulo.

4.2 FACIES SILICICLÁSTICAS

4.2.1 Pelitas (Fsm)

4.2.1.1 Arcilitas y limolitas masivas gris-verdosas (Fsmg)

Descripción: arcilitas y limolitas de color gris a gris verdoso. Carecen de estructuras sedimentarias. Ocasionalmente portan restos vegetales carbonizados. En la parte superior de los perfiles estas facies amonoideos contienen completos y fragmentos de bivalvos.

Interpretación: se interpretan estas facies como depósitos de sistemas subácueos de baja energía. La ausencia de estructuras mecánicas o biogénicas puede responder a una variada cantidad de factores sin y post sedimentarios.

4.2.1.2 Arcilitas y limolitas masivas moradas (Fsmm)

Descripción: arcilitas y limolitas de color morado a negro. Carecen de estructuras sedimentarias.

Interpretación: se interpretan estas facies como depósitos de sistemas subácueos de baja energía. La ausencia de estructuras mecánicas o biogénicas puede responder a una variada cantidad de factores sin y post sedimentarios. Es posible que el color oscuro característico de algunos de los bancos pelíticos sea producto de un contenido elevado de materia orgánica en medios anóxicos.

4.2.2 Areniscas

4.2.2.1 Areniscas con estructuras de deformación de sedimentos (SDS)

Descripción: areniscas medias y gruesas de color naranja, bien seleccionadas, de composición cuarzo-feldespática. Las mismas son muy características por presentar una amplia gama de estructuras de deformación de sedimentos (*sediment deformation structures* – SDS; *sensu* Shanmugam, 2017) de grandes dimensiones, lo que las hace fácilmente reconocibles y llamativas en el afloramiento (Fig. 4.1).

Siguiendo la clasificación de SDS propuesta por Allen (1982) y con la revisión efectuada de la misma por Shanmugam (2016a), se observó: laminación y estratificación convoluta, *slumps*, escapes de agua y micropliegues. Estas SDS registran una amplia gama de deformación que perturba las interfases sedimentarias del nivel (laminación y estratificación) en distintos grados; se observan desde estructuras ligeramente afectadas hasta formas en las que el sedimento perdió toda cohesividad y la disrupción de las fábricas originales es extrema. Es frecuente observar, dentro de estructuras de grandes dimensiones, otras asociadas de menor tamaño. Esta facies SDS registra una amplia distribución areal; la misma puede observarse en el Cañadón del Anfiteatro (Fig. 3.1.D), en el Anticlinal de Tres Piedras (Fig. 3.1.B) y en cercanías de la laguna de Mariano Moreno (Garrido 2017, com. pers.).

En algunos casos, puede observarse en la base de estos niveles relictos de estratificación entrecruzada en artesa, configurando las facies denominadas “St-SDS” (Fig. 4.2). Los sets entrecruzados tienen un espesor de 0,5 m y la preservación de la estratificación permite medir co-sets de hasta 0,8 m de potencia.

Cabe mencionar, además, que esta facies se encuentra contenida entre bancos indeformados y no se percibe que hayan sido depositados sobre una paleopendiente.

Interpretación: La estratificación entrecruzada en artesa preservada, encontraría su origen en la migración de formas de lecho tridimensionales de gran tamaño, con crestas sinuosas, en un ambiente subáctico donde el sedimento se vio sometido a la acción de un flujo unidireccional (Collinson *et al.*, 2006).

Si bien los niveles SDS cumplen los requisitos para ser interpretados como sismitas (*i.e.* estar contenido entre bancos supra e infrayacentes indeformados (Seilacher, 1969; Sims, 1975), tener una correlación a gran distancia y no percibir la existencia de una pendiente pronunciada (Sims, 1975)), se tiene muy poca evidencia empírica para dilucidar cual o cuales fueron los mecanismos disparadores de la deformación. Por esto, sumado a la falta de un criterio diagnóstico claro en la identificación del agente disparador de la deformación, y a los fines de evitar continuar con el uso indiscriminado del término “sismita” (van Loon *et al.*, 2016a; Shanmugam, 2016a, 2017; Feng, 2017), se deja abierta a investigación e interpretación la(s) causa(s) que generó (generaron) la(s) SDS. También es posible interpretar estas SDS como producto de una alta tasa de sedimentación donde el material y el fluido intersticial se acumulan hasta que la presión ejercida sobre el sedimento saturado en agua produce escapes líquidos súbitos que deforman la estructura primaria. Si bien los mecanismos disparadores mencionados son los más plausibles, ambos pueden producir los mismos efectos deformacionales en los sedimentos (*e.g.* escapes súbitos de agua) por lo que el autor de este trabajo no encuentra suficiente evidencia sustancial para optar por uno de ellos.



Figura 4.1: A: slumps y estructuras de fluidización de gran tamaño – B: estratificación convoluta sucesiva. Nótese en el margen inferior izquierdo una estructura de escape de agua.

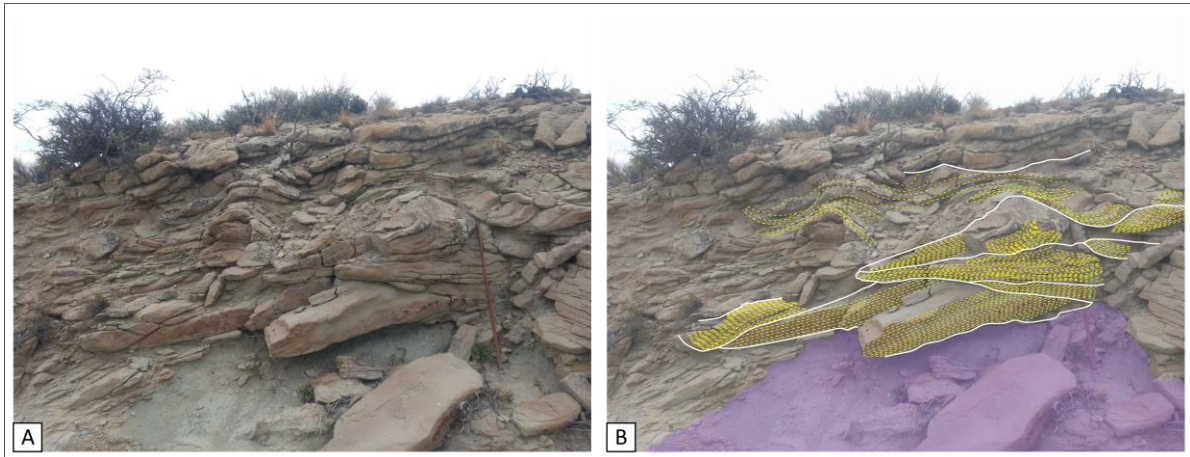


Figura 4.2: **A:** facies SDS profusamente deformada, en su base estratificación entrecruzada en artesa relíctica – **B:** Interpretación. Contornos blancos: sets en artesas deformados, nótese el aumento de la deformación hacia arriba. Líneas discontinuas amarillas: láminas internas de los sets. La deformación aumenta en los sets superiores. Polígono violeta: facies Fm. Nótese la estructura de escape de agua.

4.2.2.2 Areniscas finas con estructuras de deformación de sedimentos (SDS I)

Descripción: areniscas finas a medias. Poseen, además de las típicas estructuras sedimentarias de formas de lecho, estructuras de deformación de sedimentos (slumps y escapes de agua). Las facies caracterizadas con esta sigla se diferencian de la facies SDS ya que las estructuras de deformación, si bien perturban litosomas de forma total o casi total, presentan un orden centimétrico.

Interpretación: estos niveles son interpretados como canales ácuos con una elevada tasa de sedimentación. Los edificios sedimentarios depositados se vieron afectados por la gran cantidad de fluido intersticial que poseían. Este, al escapar debido a la presión ejercida por los sedimentos rápidamente depositados, alteró las estructuras sedimentarias originales de los niveles.

4.2.2.3 Areniscas masivas (Sm)

Descripción: se integra por areniscas gruesas a muy finas de color general gris claro, textura clasto soportada, clastos sub-angulosos a sub-redondeados, de moderada a buena selección. La composición es cuarzosa, con baja proporción de clastos de feldespato, los cuales ocasionalmente se encuentran alterados como producto de la meteorización. Frecuentemente estas facies, cuando son representadas por areniscas muy finas, son muy friables (Fig. 4.3). En todos los casos el cemento es blanquecino, frecuentemente

carbonático. Estos bancos son masivos. En algunos sitios se observa gradación granulométrica normal dentro de los parámetros mencionados.

Interpretación: la carencia de registro de estructuras sedimentarias en los bancos observados, puede deberse a una multiplicidad de factores tanto orgánicos como inorgánicos. Entre los causales inorgánicos la ausencia de estructuras sedimentarias primarias puede deberse a una muy rápida sedimentación, en general como resultado de la desaceleración de una corriente cargada de sedimentos (Reineck y Singh, 1973; Collinson *et al.*, 2006). Otro mecanismo posible es la movilización de sedimentos por un flujo eólico sobre un área donde el nivel de la tabla de agua es alto, y la tasa de elevación de la misma tiende a igualar (o iguala) a la tasa de sedimentación. Esto da lugar a una superficie húmeda que permite la acreción vertical de mantos arenosos y limita la cantidad de arena seca, inhibiendo así la formación de dunas u otras mesoformas arenosas (Kocurek y Nielson, 1986). Esta situación afectaría sobre todo a *ergs* costeros (Kocurek y Nielson, *op. cit.*).

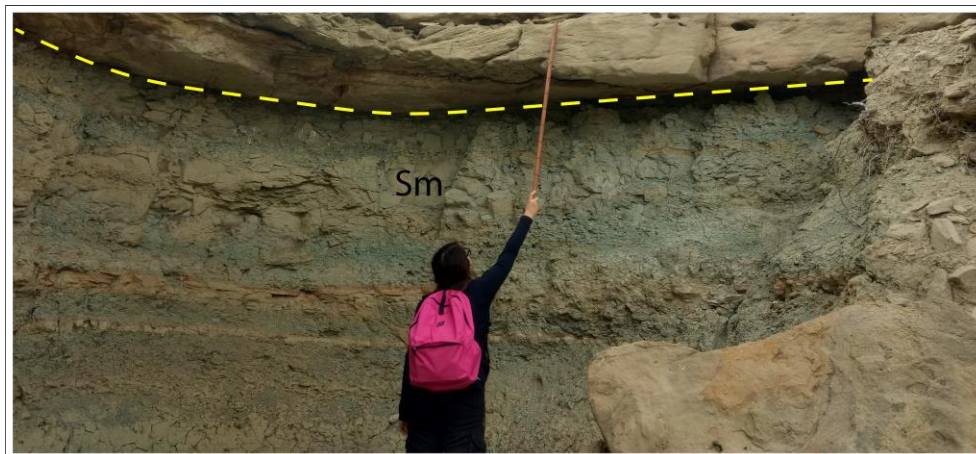


Figura 4.3: ejemplo de facies Sm. Internamente puede presentar ocasionalmente láminas de areniscas medias. Tope de facies Sm marcado por línea discontinua amarilla.

4.2.2.4 Areniscas con estratificación entrecruzada planar (*Sp*)

Descripción: areniscas cuarzo-feldespáticas finas a gruesas de colores grisáceos y amarillentos. Bien consolidadas y de buena a mediana selección. Se conforma por sets que oscilan entre los 0,2 a 0,4 m de potencia, con láminas de alrededor de 0.03 m de espesor. Ocasionalmente, los componentes granulométricamente más gruesos son representados por fragmentos líticos ígneos melanocráticos redondeados. La arenisca más gruesa perteneciente a esta facies, posee cemento carbonático y su proporción de líticos constituye aproximadamente el 15% del contenido clástico total.

Interpretación: la estructura característica de estas facies se debe a migración de formas de lecho sub-ácueas bidimensionales, con crestas lineales (Fig. 4.4), en un flujo de bajo régimen (Reineck y Singh, 1973) y con una tasa de depositación de sedimento mucho menor a la tasa de migración de las formas de lecho (Rubin, 1987).

Cabe destacar que la diferencia en los ángulos de las láminas observadas en los distintos niveles que componen esta facies, viene dada dado por la naturaleza del sedimento involucrado, la profundidad del flujo y la tensión de cizallamiento del lecho (índice de fuerza del fluido por unidad de área de lecho - *bed shear stress*) (Jopling, 1963, 1965 b; Reineck y Singh, 1973). Esta consideración sobre los factores que determinan los ángulos de las láminas en la estratificación es válida además para las facies Spt, Sh y St (Fig. 4.5).

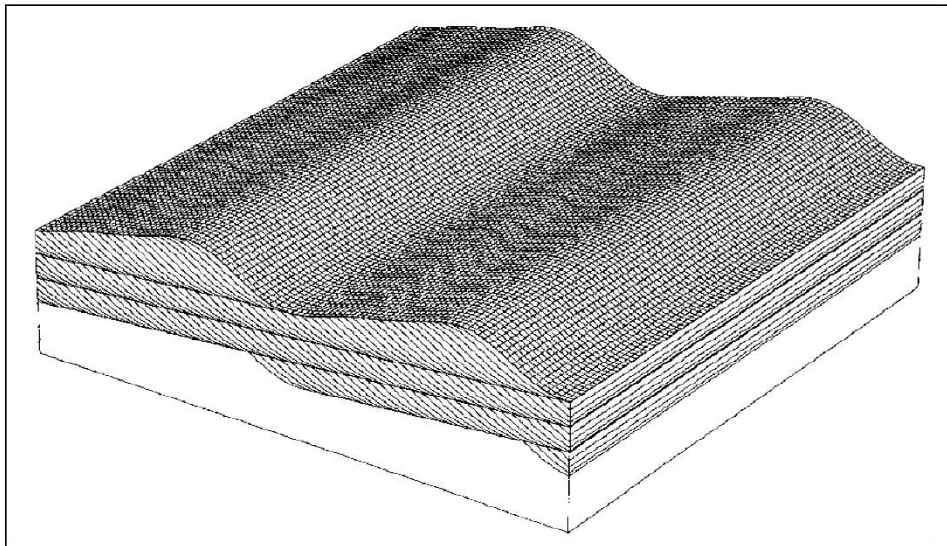


Figura 4.4: representación tridimensional de migración de formas de lecho bidimensionales de cresta recta. Nótese la estratificación planar al cortar la estructura en sentido paralelo a la migración. Tomado de Reineck y Singh (1973).

4.2.2.5 Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)

Descripción: esta facies comprende areniscas gruesas a finas de colores gris y naranja, de textura clasto soportada. Composicionalmente son areniscas cuarzosas, con bajo contenido de feldespatos. Los clastos son sub-angulosos a sub-redondeados. Estas rocas tienen muy buena consolidación y es frecuente que presenten cemento claro carbonático. Ocasionalmente estos niveles portan clastos sabulíticos, aislados y/o en cúmulos; los mismos están representados por líticos ígneos leucocráticos, en menor medida ígneos melanocráticos y líticos posiblemente metamórficos de color verde. Esta litofacies se caracteriza por la presencia de sets con estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 4.6) de

distintas escalas, desde tamaños mínimos de 0,07 m a máximos de 0,5 m de espesor. En las láminas puede observarse ocasionalmente un arreglo granodecreciente.

Interpretación: las estructuras de esta facies se debe a la migración de formas de lecho sub-ácueas tridimensionales, con crestas sinuosas (Fig. 4.7), en un flujo unidireccional de bajo régimen (Reineck y Singh, 1973). Estas formas de lecho responden a óndulas y dunas, dependiendo del tamaño de las artesas.

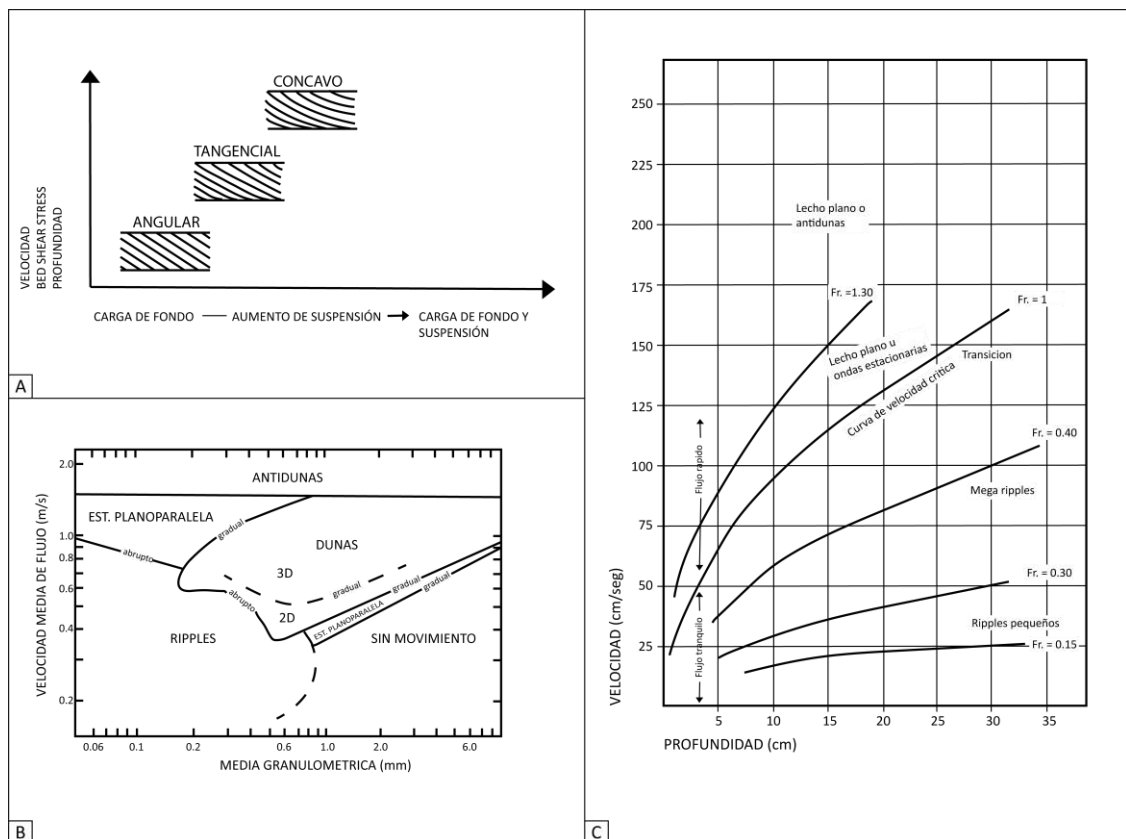


Figura 4.5: A: Esquema mostrando los factores que controlan la forma de la laminación del sedimento de fondo (modificado de Reineck y Singh, 1973). El mismo permite entender la variación de las variables que dan lugar a las distintas formas de lecho tractivas (estratificaciones entrecruzadas de tipo angular, tangencial y cóncava, siendo esta última la expresión de la estratificación en artesas). – B: sección bidimensional (velocidad de flujo vs. granulometría) de un diagrama tridimensional que muestra la ocurrencia de formas de lecho generadas por corriente. La tercera variable implicada es la profundidad del flujo, aunque resulta menos relevante que las mencionadas en este gráfico. Modificado de Dalrymple (2010). – C: formas de lecho frente a la relación entre velocidad de corriente y profundidad de flujo. Fr ; número de Froude. Modificado de Reineck y Singh (1973).

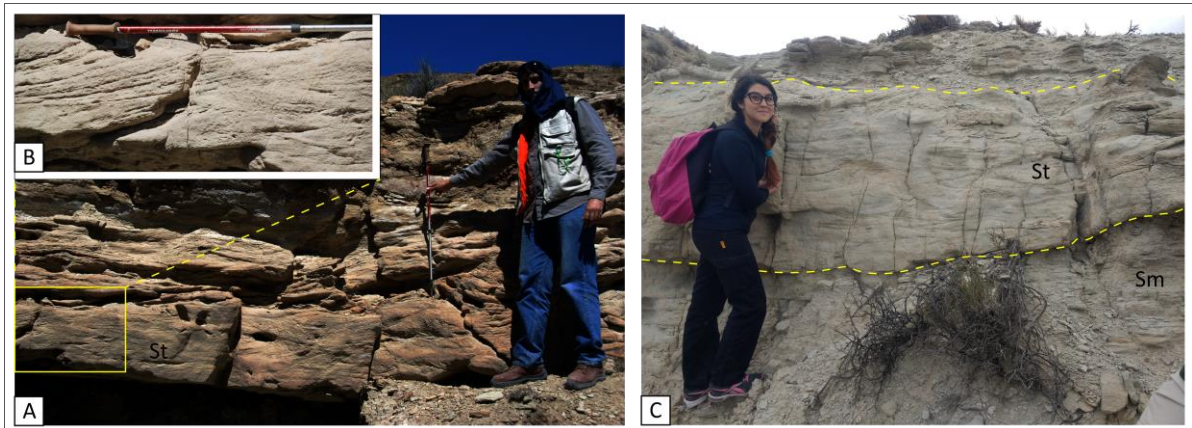


Figura 4.6: ejemplos de facies St. **A:** litofacies observada en el perfil central. En la fotografía se modificaron los valores de exposición, gamma y contraste para resaltar las estructuras sedimentarias – **B:** detalle de imagen A – **C:** litofacies St observada en el perfil Norte, delimitada en base y techo por línea discontinua amarilla. Nótese la base neta y el tope transicional. *Sm*: areniscas masivas.

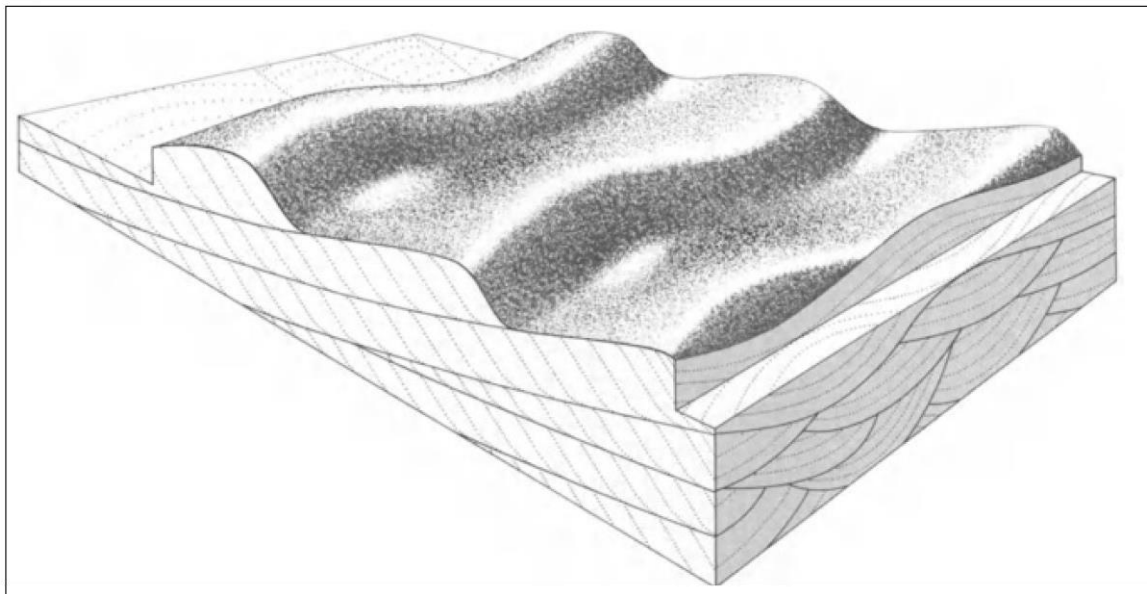


Figura 4.7: representación tridimensional de migración de formas de lecho tridimensionales de cresta sinuosa. Nótese la estratificación en artesa al cortar el block en sentido perpendicular a la migración. Tomado de Reineck y Singh (1973).

4.2.2.6 Areniscas con estratificación entrecruzada planar tangencial a la base (Spt)

Descripción: se compone de areniscas cuarzo-feldespáticas finas a medias de color general grisáceo. Bien consolidadas y bien seleccionadas. Internamente se observan sets de hasta 0.3 m de espesor, con láminas de hasta 0.04 m de espesor. No se percibe alguna gradación granulométrica particular a simple vista.

Interpretación: La estructura característica de estas facies se debe a migración de formas de lecho sub-ácueas bidimensionales, con crestas lineales, en un flujo de bajo régimen. La morfología tangencial de las láminas puede deberse a un incremento en alguna de las variables intrínsecas del flujo o del sedimento, tal y como puede observarse de la síntesis expuesta en la figura 4.5.A.

4.2.2.7 Areniscas con estratificación planoparalela (Sh)

Descripción: areniscas finas a medias de color grisáceo y amarillo, bien seleccionadas y bien consolidadas. La composición de estas facies es cuarzo-feldespática. Las láminas conformadas debido a la estructura planoparalela son de escala milimétrica, teniendo un espesor aproximado de 2 mm.

Interpretación: estas estructuras son la impronta de un flujo de alto régimen sobre el sedimento, marcan un estadio de alta velocidad en un sistema ácuo de poca profundidad (Collinson *et al.*, 2006) (Figs. 4.5.B y 4.5.C).

4.2.2.8 Areniscas con estratificación entrecruzada en cuña (St (e))

Descripción: están representadas por areniscas finas muy bien seleccionadas de color amarillento. Composicionalmente se observa feldespato (Fd – aprox. 56%), cuarzo (Qz – aprox. 40%) y cantidades subordinadas de muscovita (Msc – aprox. 3%) y ¿biotita? (Bt - >1%). La proporción general es $Fd > Qz \gg Msc > Bt$. Estas presentan una estratificación entrecruzada en cuña con sets de hasta 0.4 m. Esta litología configura paquetes de geometría tabular. Láminas milimétricas de entre 0,4 cm a 0,9 cm. En ciertos lugares estos cuerpos no parecen tener una identidad tan clara, e incluso parecen conformados o cortados por formas canalizadas, que en su interior muestran estructuras de deformación (SDS). En el sector central del afloramiento esta litología se muestra en bancos homogéneos. Los mismos son cuatro niveles de 1 m de potencia cada uno, separados por niveles de areniscas finas masivas (facies Sm) de aproximadamente 30-40 cm de espesor.

Interpretación: esta facies es interpretada como depósitos de dunas eólicas y canales interdunas (*i.e.* estos últimos representados por las formas arenosas canalizadas con SDS).

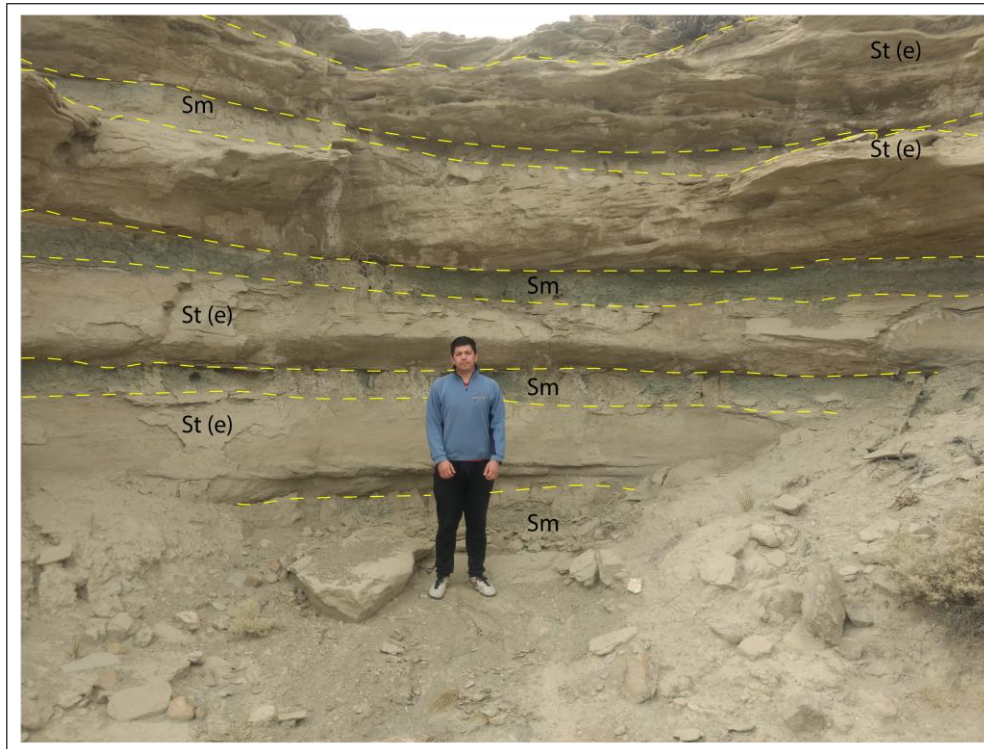


Figura 4.8: Litofacies Sm (e). Nótese la presencia de niveles de areniscas masivas (Sm) entre las facies Sm (e).

4.2.2.9 Areniscas con laminación ondulítica de corriente (Sr)

Descripción: estas facies están constituidas por areniscas cuarzo-feldespáticas finas a medias con laminación ondulítica. Frecuentemente entre las láminas puede encontrarse material de granulometría más fina. Configuran sets centimétricos de hasta 0.04 m de espesor y laminación milimétrica de hasta 0.004 m de grosor. Se reconocen en algunos sectores ondulitas escalantes.

Interpretación: ídem facies Sp. Ver figuras 4.5.B. Las ondulitas escalantes (*i.e. climbing ripples*) responden a una tasa de depositación de sedimento mucho mayor a la tasa de migración de las restantes formas de lecho.

4.2.2.10 Areniscas con estratificación entrecruzada épsilon (Ss)

Descripción: arenisca cuarzo-feldespática fina de clastos subredondeados a redondeados. Color amarillento. Los feldespatos en su mayoría se encuentran alterados. Cemento carbonático. Estas facies constituyen cuerpos canalizados bien definidos, de geometría lenticular, con contactos netos y erosivos y un tamaño superior a los 4.5 m de ancho. Dichos

canales internamente presentan láminas sigmoidales de 0.06 m de espesor, que acrecionan una sobre otra hasta colmatar el cuerpo.

Interpretación: la geometría del cuerpo en conjunto con la estratificación entrecruzada tipo épsilon (*sensu* Allen, 1965) que denotan superficies de acreción lateral, sugieren la presencia de canales meandriformes (Nichols, 2009) o al menos sinuosos.

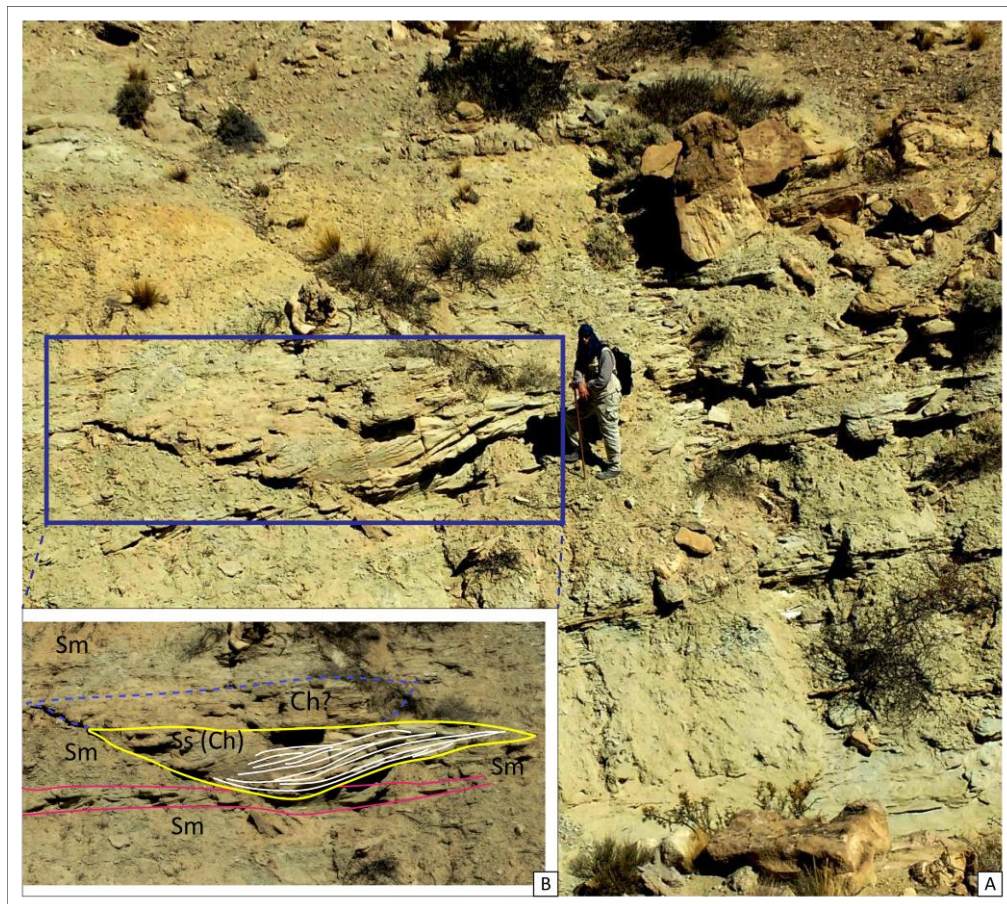


Figura 4.9: litosoma con estratificación entrecruzada épsilon. **A:** afloramiento en el perfil Norte – **B:** ampliación de la imagen A. Línea continua amarilla: cuerpo canalizado conformado por la facies Ss. Líneas continuas blancas: estratificación entrecruzada épsilon. Línea discontinua azul: posible forma canalizada. Sm: arenisca masiva, Ss: estratificación épsilon, Ch: canal. En ambas imágenes se modificaron los valores de exposición, gamma, contraste y brillo a los fines de resaltar los cuerpos sedimentarios y sus estructuras.

4.2.2.11 Areniscas bimodales con estratificación entrecruzada hummocky (SHcs)

Descripción: arenisca bimodal de color amarillo conformada por arenisca muy fina friable y arenisca fina a media bien consolidada. Exhibe en la base una proporción igualitaria entre la moda más fina y la más gruesa. Internamente este nivel posee estructuras ondulosas de distintas dimensiones que truncan sets subyacentes (Fig. 4.10). Laminación milimétrica a centimétrica. Se identifican superficies de formas de lecho de distintas dimensiones.

Interpretación: generalmente la estratificación tipo hummocky se asocia a la acción compleja de olas fuertes principalmente en áreas debajo del límite de acción de las olas de buen tiempo (Collinson *op. cit.*). Este comportamiento complejo de las olas es atribuido a la acción de fuertes tormentas. El perfil asimétrico de los hummocks podría indicar la acción combinada de un fuerte oleaje y una corriente unidireccional.

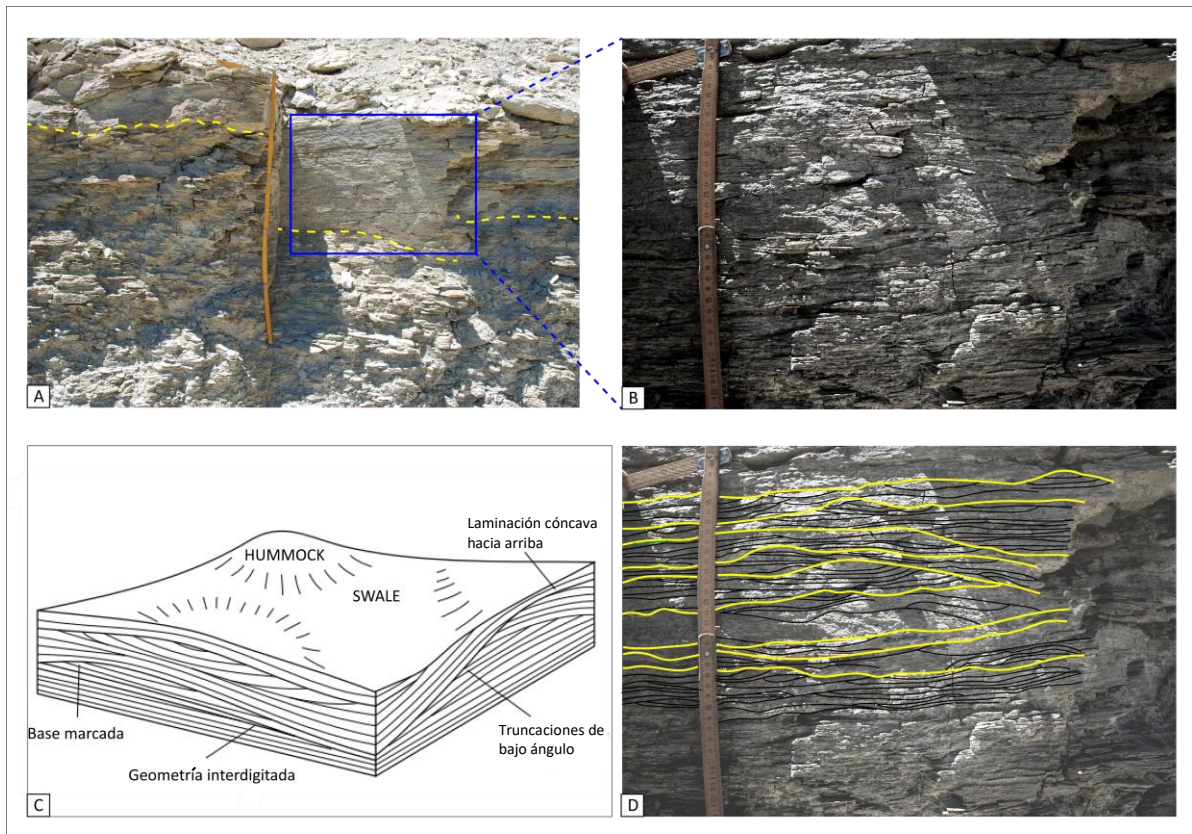


Figura 4.10: litofacies SHcs observada en el perfil central. **A:** imagen original, nótese la variabilidad en la proporción de las modas arenosas, cuyo límite está marcado por la línea amarilla discontinua y denota un cambio en la cantidad de material mas fino en el sistema. – **B:** detalle de la porción recuadrada en la imagen A. Se observan finas laminaciones, en general planoparalelas a cóncavas hacia arriba, truncadas por superficies onduladas y cóncavas hacia abajo bastante marcadas, lo que lleva a considerar esta estructura como *hummocky*. – **C:** esquema del modelo general de la estratificación cruzada *hummocky*. Este modelo básico e ideal muestra *hummocks* simétricos. – **D:** interpretación de las láminas observadas en la imagen B. Nótese la similitud entre las estructuras aquí observadas y las del diagrama de la imagen C. Cabe destacar que los posibles *hummocks* aquí interpretados son de perfil asimétrico. Imagen B con valores de gamma, contraste y brillo modificados para resaltar los rasgos vistos en el campo. Imagen C modificada de Collinson *et al.*, 2006.

4.2.3 Conglomerados

4.2.3.1 Conglomerados sabulíticos con estratificación entrecruzada en artesa (Gt)

Descripción: Ortoconglomerado de color general grisáceo, mal seleccionado y matriz soportado; matriz sabulítica. Clastos mayoritariamente ecuanes, y en menor cuantía

prolados, que en promedio miden entre 3 a 6 cm, llegando a encontrarse también cantos rodados. Los clastos están representados principalmente por líticos melanocráticos (LM) y leucocráticos (LL) de texturas afaníticas (LMa y LLa respectivamente) y porfídicas (LMP y LLp respectivamente), y una baja proporción de clastos cuarzosos (Qz), con feldespatos ocasionales (Fd). La proporción general es $LMa > LLa > Qz > LMP > LLp \gg Fd$. La proporción en la que se observan los componentes mencionados es prácticamente constante, excepto en determinados sets, donde la cantidad de clastos de cuarzo iguala a la de LMa. La redondez de los clastos es sub-redondeada a sub-angulosa, llegando a observarse en algunos casos clastos angulosos. La estructura cruzada observada, poco preservada y en sectores muy localizados, configuran sets de entre 30 y 70 cm de espesor, que en ciertas ocasiones muestran un arreglo claramente granodecreciente. Las bases de estos niveles, son erosivas.

Interpretación: estas estructuras son producto de la migración de dunas sub-ácuas tridimensionales de cresta sinuosa. Debido a la granulometría observada, es evidente que el flujo poseía alta velocidad y energía. En base a la baja redondez de los clastos, la fuente de origen del material clástico debe haber sido relativamente cercana.

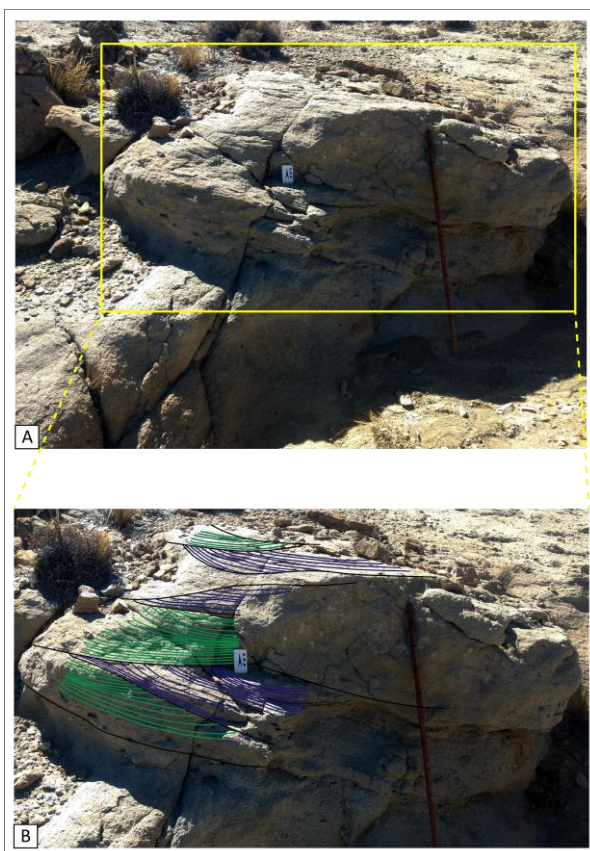


Figura 4.11: **A:** Conglomerado sabulítico con estratificación entrecruzada en artesas. Nótese la presencia de clastos superiores a los 5 cm. – **B:** imagen detalle del sector recuadrado en amarillo en la imagen A. interpretación de la estratificación entrecruzada en artesas. Líneas continuas negras: límites de los sets. Líneas verdes y azules: láminas internas dentro de los sets. Los cambios de color son utilizados únicamente con fines de contraste entre los sets y no tienen ninguna implicancia específica.

4.2.3.2 Conglomerados sabulíticos con estratificación masiva (Gm)

Descripción: Ídem facies Gt. Ocasionalmente porta fragmentos óseos de dinosaurios y madera fosilizada. Es interesante destacar que la facies Gm constituye un litosoma de geometría tabular, pero a lo largo del afloramiento su espesor no se mantiene constante; si bien el espesor medio puede considerarse de 2 m, hay puntos donde alcanza máximos de hasta 4 m y mínimos donde alcanza los pocos centímetros, esto último puede observarse en el sector central del afloramiento. La base de estos niveles es erosiva.

Interpretación: estas facies sin duda tienen el mismo origen y significado que el de las facies Gt, sólo que representan sectores en los que la estructura sedimentaria no se preserva posiblemente debido a la rápida desaceleración de la corriente de transporte. El material sedimentario en el flujo se sedimenta tan rápido que se produce el enterramiento del mismo antes de que ocurran movimientos de lecho que dan lugar a las estructuras sedimentarias (Collinson *et al.*, 2006). El espesor irregular de la facies es interpretado como el reflejo de su origen en la amalgama lateral de múltiples canales gravosos.

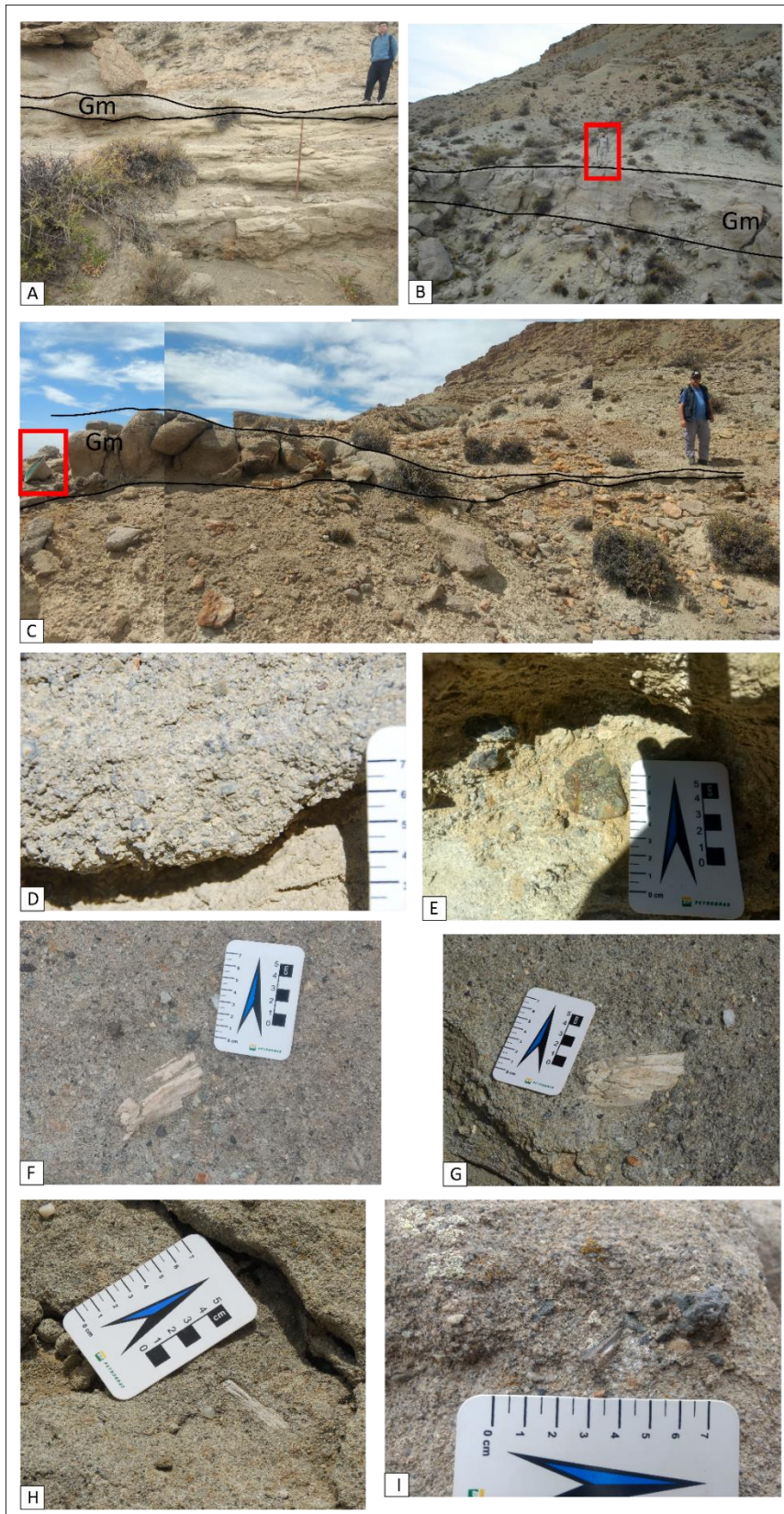


Figura 4.12: A, B y C: ejemplos extremos de la variación de espesor observable en las facies conglomerádicas. Cuadro rojo: elementos de escala que podrían pasar desapercibidos a simple vista. Si bien el fотомосаико C está en perspectiva, compárese el espesor de la facies Gm con respecto al sombrero en el margen izquierdo y con los zapatos de la persona en el extremo derecho. Las fotografías fueron tomadas en diversos puntos a lo largo de la ladera NO del Cerro Mesa. – D: detalle de la matriz sabulítica de la facies. E: litoclasto curioso por su rareza, se trata de una brecha silicificada. F, G y H: fragmentos óseos de dinosaurios. I: fragmento de tronco fósil. Gm: conglomerado sabulítico masivo.

4.3 FACIES MIXTAS Y OTRAS

4.3.1 *Microbialitas (M)*

Descripción: niveles carbonáticos de entre 2 a 5 cm espesor y color castaño a gris claro. Internamente presentan una fina laminación. Las láminas son sumamente delgadas; aproximadamente 0.25 a 0.5 milímetros de espesor. Presentan en algunas ocasiones bandeados oscuros (¿materia orgánica?). Estos niveles de microbialitas (*sensu* Benavente, 2014) muestran en ciertos sectores recristalización, lo que oblitera la fábrica primaria del nivel en distintos grados; siendo así, pueden observarse laminas ligeramente perceptibles, o una estructura completamente masiva (Fig. 4.13). Ocasionalmente pueden encontrarse atrapados gastrópodos idénticos a los de los niveles Pck I.

Estos niveles microbialíticos pueden presentar en su tope una acumulación netamente carbonática, que de estar presente suele presentar grietas de sinéresis de diverso ancho, desde los 0.05 a 0.5 mm, y penetran en los bancos. Las grietas de mayor tenor, se encuentran rellenas con carbonato con algo de material siliciclástico, mientras que aquellas de menores dimensiones poseen un recristalizado interno carbonático de brillo vítreo y aspecto masivo (Fig. 4.14).

Los niveles en sí, de gran extensión areal, son tabulares, aunque muestran cierta ondulación en algunos puntos, la cual puede apreciarse inclusive de forma interna, en la laminación horizontal a subhorizontal (Fig. 4.13). Esta geometría, según se aprecia al ver la relación con los bancos inferiores, responde sin ninguna duda a irregularidades topográficas propias del sustrato sobre el cual se desarrollaron las matas microbiales ya que no se registran indicadores mecánicos de deformación en los niveles involucrados.

Otro rasgo particular que puede encontrarse ocasionalmente en los topes de las matas, es la presencia de cristales de hábito cúbico, con aristas que van desde los 0.05 a 0.5 milímetros de largo. Los cubos tienen forma de tolva y son pseudomorfos de halita. Dichos cristales se encuentran siempre aislados, sin observarse yuxtaposición de los mismos (Fig. 4.14).

Interpretación: Los microbios que componen las matas influyen en la precipitación de carbonatos esencialmente por dos mecanismos: 1) la producción de sustancias poliméricas extracelulares (*extracellular polymeric substances – EPS*) (*e.g.* polisacáridos y aminoácidos - Dupraz y Visscher, 2005) que actúan favoreciendo la fijación de Ca^{2+} y CO_3^{2-} en la estructura

de las EPS y la posterior unión de los cationes (Dupraz y Visscher, *op cit.*), y 2) el incremento del pH del medio como consecuencia de la actividad fotosintética (Dittrich y Sibling, 2010). Estos factores producen la biomineralización de las matas, lo que permite su preservación y también explica el relleno carbonático de las grietas de sinéresis. La baja cantidad de clastos silíceos presentes en este relleno podría deberse a algún aporte terrígeno poco significativo al medio.

Resulta interesante resaltar que la acción de las EPS reduce significativamente la barrera energética de activación requerida para la nucleación espontánea de carbonatos, por lo que no se requiere el nivel de saturación crítica del medio en el cual normalmente, y en ausencia de estos microorganismos, se produciría la precipitación del mineral (Schultze-Lam *et al.*, 1996; Ferris y Lawson, 1997; Dittrich y Sibling, 2010).

Las comunidades de organismos microbianos, en búsqueda de nutrición y energía, se estratifican en función de las capacidades metabólicas de los organismos que las componen, de tal forma que en cada capa viva de microbios, los mismos se disponen de techo a base de la siguiente manera: fotosintetizadores aeróbicos, heterótrofos aeróbicos, fotosintetizadores anaeróbicos, y reductores de sulfatos. Estos delgados niveles comienzan a amalgamarse a medida que se degrada la materia orgánica, mientras que por encima se forma un nuevo nivel conformado por una nueva secuencia de organismos vivos que se acomodan respetando el patrón previamente descrito. Este ciclo de amalgama/acreción se repite, formando tras la litificación del manto microbial, cada una de las delgadas láminas que conforman el nivel microbialítico (Dupraz y Visscher, 2005; Vasconcelos *et al.*, 2014), (Fig. 4.15). Las capas microbiales vivieron en una parte poco profunda de un cuerpo de agua de alta salinidad y restringido (total o casi totalmente) del mar abierto, hecho evidenciado por las características morfológicas de las microbialitas encontradas (Fig. 4.16 y 4.17). También es posible inferir a través de la morfología laminar y homogénea, que las condiciones energéticas del sistema y la tasa de sedimentación eran estables y muy bajas (Dupraz *et al.*, 2006). Independientemente de las características morfológicas particulares propias de cada colonia microbial, hay consenso en que las estructuras laminares son propias de las partes más someras del sistema acuoso (*e.g.* Neumann *et al.*, 1988; Mann y Nelson, 1989; Paull *et al.*, 1992; Collinson *et al.*, 2006, *etc.*) (Fig. 4.17). Es posible que este cuerpo de agua se haya visto sujeto a procesos de disecación – inundación, lo que en conjunto con la alta salinidad del medio dio lugar a la generación de grietas de sinéresis.

Los cristales pseudomórficos de halita con forma de tolva son de origen desplazativo. Estos cristales crecen por evaporación capilar en poros saturados con salmueras supersaturadas, en sedimentos de zonas de planicies mareales o zonas contiguas a cuerpos de agua aislados o semiaislados del mar abierto (Lucia, 1972). Parte de las aguas enriquecidas en cloruro de sodio de dicho cuerpo se ven infiltradas en los sedimentos contiguos, dando origen así a la zona capilar y posterior formación de los cristales de halita, que a medida que crecen desplazan las partículas de sedimento a su alrededor (Handford, 1991) (Fig. 4.18). En general cuanto mayor es el tamaño de estos cristales, a mayor profundidad de enterramiento se han formado. Cabe destacar que el espesor de la zona capilar es mayor en sedimentos finos y fangos carbonáticos, que en sedimentos gruesos como arenas (Handford *op. cit.*).

Es importante recordar que para que se genere una salmuera saturada a sobresaturada, el agua que constituirá la salmuera no debe escapar de la cuenca que la contiene a un ritmo mayor que el de ingreso de agua a la misma. En orden de mantener el balance de fluido saliente/entrante es menester, sin tomar en cuenta el aislamiento provisto por una barrera física del cuerpo de agua, que se mantenga el equilibrio entre las variables que controlan la evaporación (*e.g.* temperatura, contraste de temperatura agua/aire, velocidad del aire, humedad relativa atmosférica, *etc.*) y los ingresos de agua al cuerpo restringido a los fines de que la concentración de sales aumente y se enriquezca la salmuera (Handford, 1991)

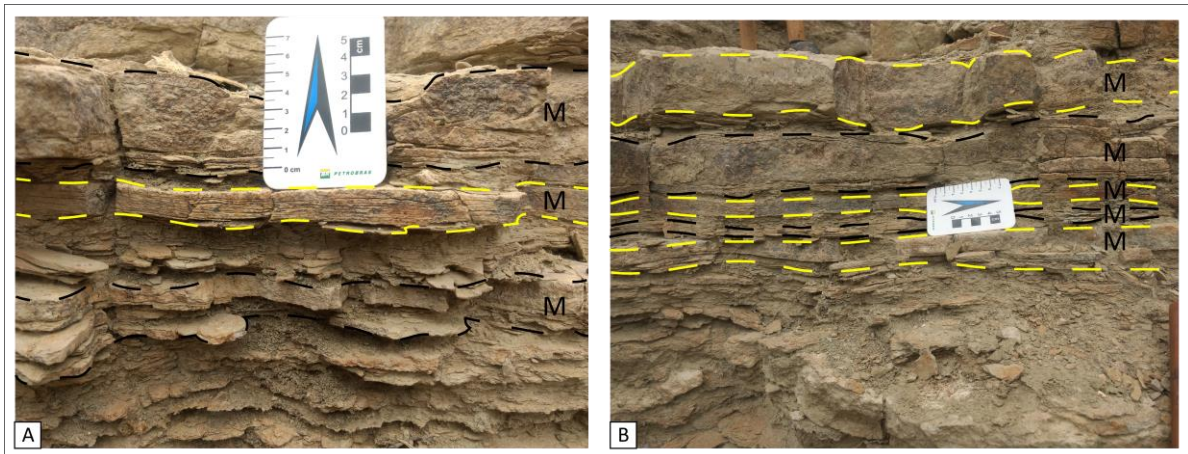


Figura 4.13: A y B: delimitados por líneas discontinuas amarillas y negras se observan niveles microbialíticos (M). Entre estos niveles se encuentran intercalados depósitos pelíticos y en menor medida yeso diagenético y packstones (facies Pck I) poco visibles. Nótese que puede encontrarse presencia de material fino entre las láminas microbialíticas. En ambas imágenes la laminación propia de las microbialitas se encuentra casi totalmente obliterada, lo que dificulta su rápido reconocimiento. *M:* microbialitas.

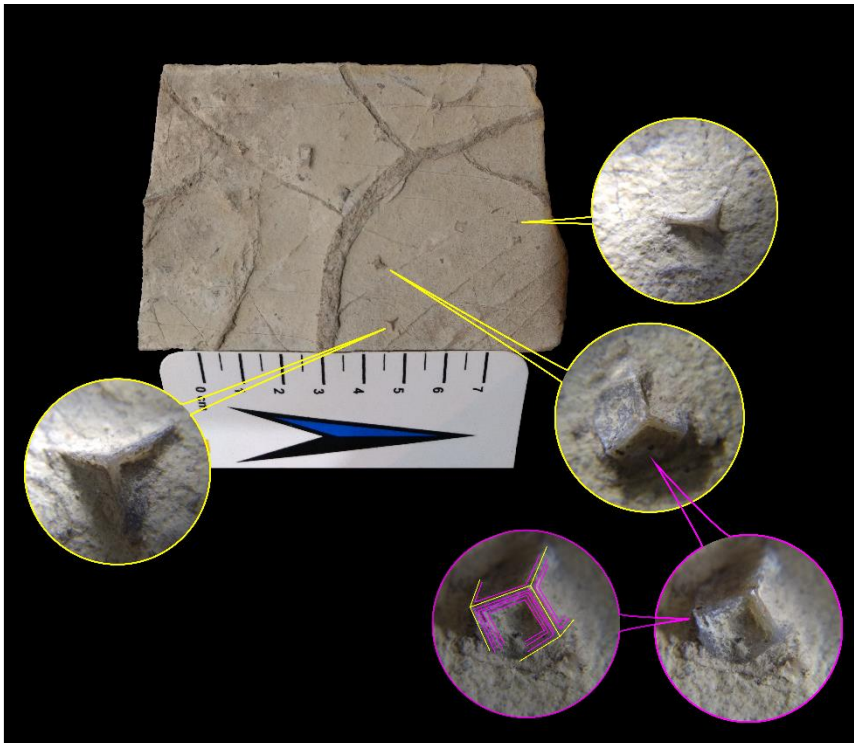


Figura 4.14: pieza colectada perteneciente a la facies M. vista superior donde pueden apreciarse diversas familias de grietas de sinéresis con diversas dimensiones. Nótese la presencia de múltiples cristales pseudomórficos de halita con forma de tolva. Delimitación y señalización en amarillo: imágenes aumentadas de algunos cristales pseudomórficos presentes. Delimitación y señalización en fucsia: cristal en tolva observado desde otro ángulo en el cual pueden observarse bien las caras escalonadas e interpretación de las mismas; Líneas amarillas:

aristas del cubo. Líneas fucsias: aristas de las caras escalonadas del cristal.

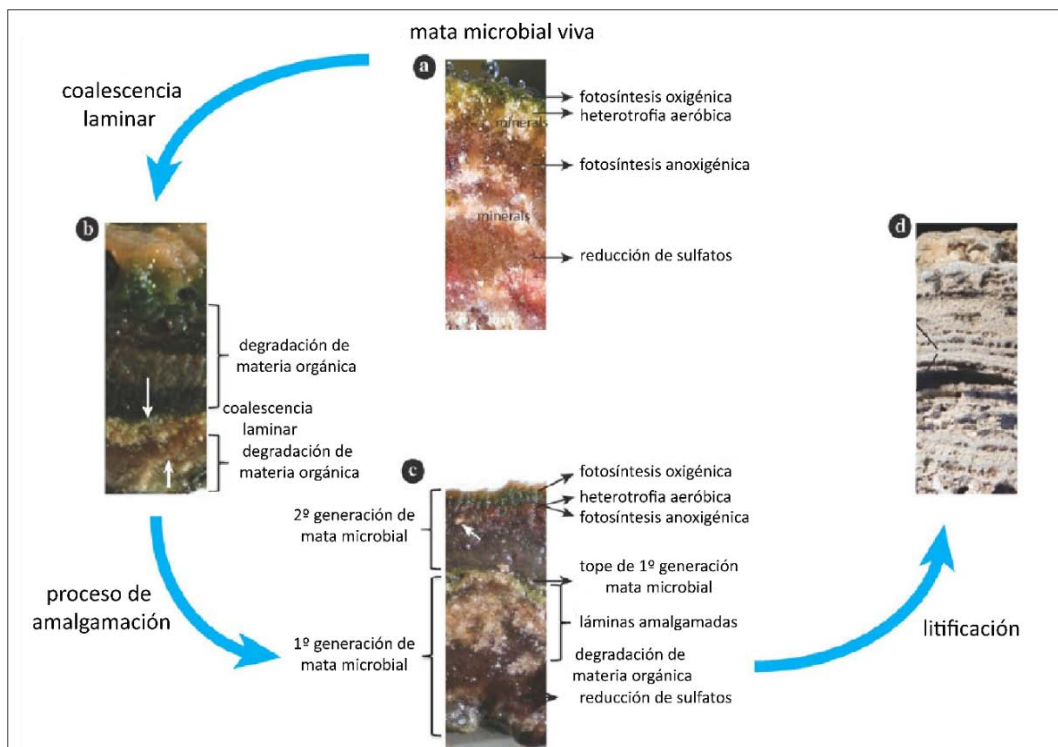


Figura 4.15: esquema del modelo de amalgama laminar para la génesis de las microbialitas. a: mata microbiana viva estratificada en función de las capacidades metabólicas de los organismos. – b: primer paso de la coalescencia donde las láminas individuales empiezan a unirse a medida que se degrada la materia orgánica (flecha blanca). c: etapa de amalgamación en un estadio avanzado, donde las láminas previas han dado lugar a una lámina única. – d: tras la subsecuente diagénesis las láminas mencionadas dan lugar a la estructura típica de las microbialitas vistas en el registro fósil. Modificada de Vasconcelos *et al.*, 2014.

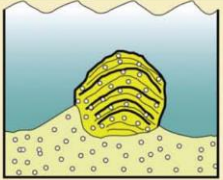
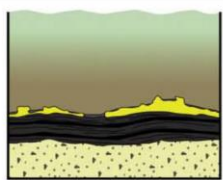

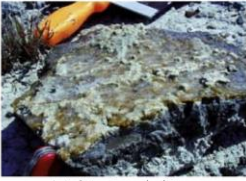
	AMBIENTES MARINOS	LAGOS HIPERSALINOS
Ejem.	Highborne Cay Estromatolitos de grano grueso	Eleuthera corteza de Mg-CaCO ₃ en la superficie de la mata microbial
Morfología		
Ambientes	Mar abierto (salinidad = 35 ‰) Alta energía de oleaje pH neutral a ligeramente alcalino	Hipersalino (66-134 ‰) Muy baja energía de oleaje pH alcalino (9)
Microbios dominantes	Schizothrix- Solentia Heterótrofos	Microcoleus- Phormidium Entophysalis- Gloeocapsa Heterótrofos
Microbialita	 Estromatolitos de mar abierto -Laminados -Grano grueso	 Leiolito a trombolito -Cortezas carbonáticas sobre las superficies de la mata microbial
Proceso de litificación	Mineralización de EPS Coalescencia laminar	Mineralización de EPS Coalescencia laminar

Figura 4.16: esquema comparativo entre ejemplos actuales de comunidades microbianas en Highborne Cay y Eleuthera (Bahamas) y sus pares en el registro fósil. La morfología es el reflejo de una comunidad microbiana particular y diferente en ambos casos, que además son propias de ambientes marcadamente diferenciados (*i.e.* mar abierto vs. cuerpos de agua hipersalinos con alta restricción al mar). Las comunidades microbianas representadas por las facies M en el Cerro Mesa son homologas y similares a las sintetizadas en el ejemplo de Eleuthera. Para mayor detalle sobre el proceso de litificación ver Figura 4.17. Esquema modificado de Dupraz *et al.*, 2009.

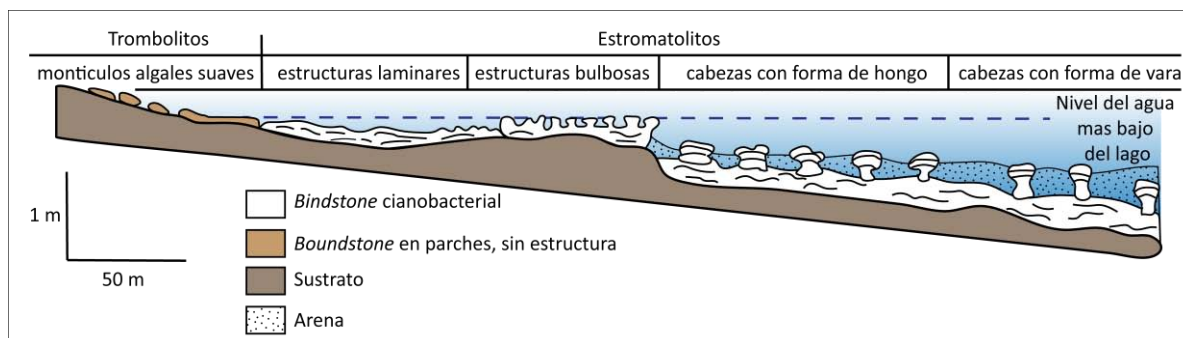


Figura 4.17: distribución morfológica de las comunidades microbianas observadas actualmente en Storr's Lake, San Salvador. Modificada de Warren, 2006.

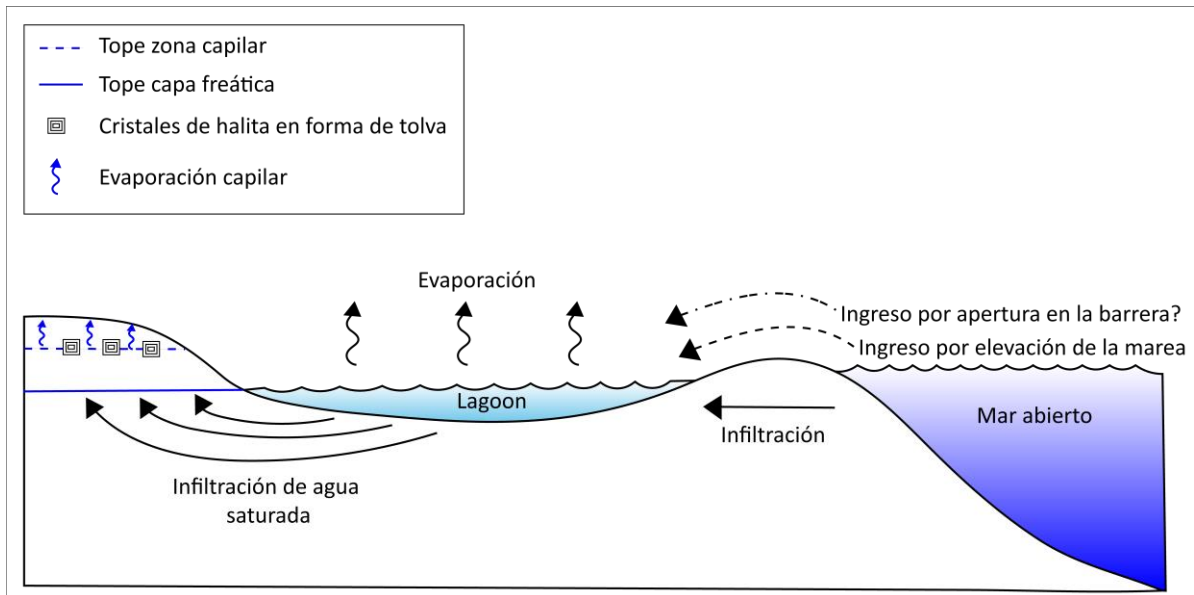


Figura 4.18: esquema simplificado del mecanismo de formación de los cristales de halita en tolva. En este esquema no se toman en cuenta factores externos que puedan agregar fluido al lagoón fuera de aquel involucrado con el mar (e.g. precipitaciones, canales aluviales, aguas meteóricas, etc.). Imagen no a escala.

4.3.2 *Packstones I (Pck I)*

Descripción: Packstones carbonáticos con gran abundancia fósil; constituyen bancos de gran continuidad lateral y geometría tabular a lenticular y persistente dentro del mismo nivel estratigráfico a lo largo del afloramiento permitiendo constatar su continuidad. Los mismos conforman buenos horizontes guías, siendo fácil seguirlos a lo largo del afloramiento.

El estado de preservación de los fósiles es excelente. En algunos sectores se encuentran ligeramente fragmentados, generalmente colapsados por presión de carga.

El 98% de los mismos se ven representados por unos gastrópodos de tamaño relativamente uniforme.

Resulta interesante destacar que gastrópodos de la misma especie descrita en estos niveles también se pueden hallar ocasionalmente en los niveles microbialíticos (M) y pelltíferos (Cp), aunque estos ejemplares suelen ser pequeños, y no alcanzan las dimensiones observadas en las facies Pck I. El 2% restante de los fósiles se encuentra compuesto por ejemplares de *Arca* sp.

Interpretación: la monoespecificidad de los fósiles observada en estos niveles, en conjunto con la marcada homometría de los mismos, permite inferir condiciones ambientales muy hostiles, con una ventana de habitabilidad muy acotada, que solo pudo ser aprovechada por esta taxa de gastrópodos, y por muy pocos representantes de *Arca* sp.

Los gastrópodos observados y descritos en estas facies, pertenecen al género *Homalopoma*. Estos organismos muestran una muy fuerte similitud morfológica con *Turbo heisei* (Prado, 1999; enmend. Cavallari y Simone, 2016) a pesar de la importante diferencia en las dimensiones con este. Estos gastrópodos pueden corresponderse con aquellos mencionados por Keidel (1925) en el Cerro Mesa. La descripción detallada de estos gastrópodos se encuentra en el capítulo 7 del presente trabajo.



Figura 4.19: imágenes de las facies Pck I tomadas en distintos puntos del afloramiento. **A:** nivel Pck I delimitado por líneas amarillas discontinuas. **B:** detalle de un nivel perteneciente a la facies Pck I. Nótese la gran cantidad de fósiles incluidos en la roca. Se observa un gastrópodo en perfectas condiciones señalado por el dedo. Se alteraron en la fotografía los valores de saturación, exposición, gamma y brillo a los fines de resaltar los fósiles. **C:** muestra **MOZ-PI 5606** tomada en el afloramiento. Puede verse la gran abundancia de gastrópodos y en el centro de la imagen un ejemplar de *Arca* sp.

4.3.3 Packstones II (Pck II)

Descripción: arenisca pardo grisácea con una concentración monotípica de moldes internos de bivalvos mal preservados (Fig. 4.20.A). El tamaño de los bioclastos es homogéneo. La biofábrica es concordante y muestra un agrupamiento denso (*i.e.* concentración bioclástica > 70%; *sensu* Kidwell *et al.*, 1986). Los moldes pueden apreciarse en la vista en planta del litosoma lenticular que los porta conformando un pavimento esquelético (Fig. 4.20.B). La orientación preferencial parece ser unimodal.

Cabe destacar que este nivel descrito se observó en el extremo sur del Cerro Mesa, quedando fuera de los 3 perfiles principales levantados.



Figura 4.20: fotografías del nivel caracterizado por la facies Pck II. **A:** vista del nivel Pck II delimitado con líneas amarillas discontinuas. **B:** vista en planta del nivel Pck II. Nótese la presencia de los múltiples moldes de bivalvos que conforman el pavimento esquelético.

4.3.4 Niveles de alteracion (Alt)

Descripción: Nivel naranja de textura pulverulenta y espesor relativamente variable. Muy deleznable. Constituye en el campo un nivel guía de fácil reconocimiento debido a su característico y resaltante color, que inclusive cubre superficialmente los niveles infrayacentes debido a lo deleznable del material (Fig. 4.21). Se encuentra por debajo de las facies conglomerádicas (Gt y Gm). Este nivel parece tener un techo y una base bien definidas aunque, en ciertos sectores, la alteracion afecta los primeros centímetros de la base del conglomerado, cambiando el color de las facies siliciclásticas gruesas, mas no su textura.

Este nivel de alteracion infra y suprayace la facies Sx (Fig. 4.22), delimitándose así tres cuerpos (*i.e.* Alt - Sx - Alt). A lo largo de su extensión total la identidad de estos cuerpos puede volverse confusa, tomando predominancia la facies Alt (Fig. 4.22.B).

Hacia la mitad del afloramiento entre la facies Alt y Gm/Gt, se encuentran cuerpos arenosos, siendo el único lugar observado donde se interrumpe el patrón de facies Alt – Gt/Gm (Fig. 4.23). Es en este sitio el conglomerado presenta un halo pardo-rojizo, que también afecta las facies arenosas que se encuentran por encima de él; la alteracion no modifica las texturas de las rocas, sino únicamente su color (Fig. 4.24).

Sobre esta facies se realizó un análisis de difracción de rayos X (véase Petrografía – 6.23), determinando que la composición de la misma es jarosita, $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$, y natrojarosita, $NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6$.

Hacia el extremo sur del Cerro Mesa, se observa una alteración importante en el nivel conglomerádico, que aquí alcanza un espesor considerablemente mayor. Parte del banco

siliciclástico encuentra su textura obliterada en gran medida y una coloración naranja, con halos rojizos y naranjas. De allí se extrajo la muestra M-1 sobre la que se realizó un corte delgado (Fig. 4.25). Particularmente en este sector se encuentra un nivel de roca blanquecina muy similar a la facies Sx. De ella se extrajo la muestra M-2 sobre la que se realizó un corte delgado y se descartó su familiaridad con la facies Sx *per se*. También en este sitio se encuentran zonas de alteración de geometría tabular u oblicua al estrato (Fig. 4.26).

En el cañadón recorrido al sur del Cerro Mesa (Cañadón del Anfiteatro), dentro del anticlinal homónimo, donde puede observarse el perfil completo de la Fm. Mulichinco, se manifiesta una alteración profusa del nivel conglomerádico donde el mismo ha perdido su textura e identidad originales, volviéndose completamente deleznable y pulverulento (Fig. 4.27). Es importante destacar que en el interior del material naranja deleznable se encuentran pequeños lentes conglomerádicos inalterados (Figs. 4.27.B, C y D).

Interpretación: los minerales que componen esta facies (jarosita y natrojarosita) son los más comunes dentro del supergrupo de la alunita (Stoffregen *et al.*, 2000) y están generalmente asociados a la presencia de un ambiente con condiciones ácuas, ácidas y oxidantes (Rye y Alpers, 1997; Lueth *et al.*, 2005; McHenry *et al.*, 2011). Esta mineralogía, independientemente de sus formas de ocurrencia, puede tener un origen supergénico debido a oxidación por meteorización de sulfuros o rocas ricas en pirita (Lueth *et al.*, *op cit.*; Dutrizac y Jambor, 2000). Cabe destacar que en casos especiales, la depositación de la jarosita puede darse a kilómetros del sitio donde se están oxidando los sulfuros (Rye y Alpers, 1997). También pueden tener un origen hipogénico bajo distintos procesos (*e.g.* a partir del sulfato acuoso proveniente de la oxidación del H₂S en ambientes epitermales - Rye *et al.*, 1992; Rye y Alpers, *op cit.*), interacción de soluciones hidrotermales de baja temperatura y ricas en sulfatos que interactúan con sulfuros (Seeliger, 1950; entre otros), sin embargo las formas de jarosita asociadas a un origen hipogénico parecen tener un textura cristalina visible macroscópicamente.

Ya que la alteración ácida de sulfatos puede darse por diversos mecanismos en una amplia gama de ambientes geológicos, y cada caso tiene sus variables particulares, resulta frecuente el malinterpretar su origen (Rye *et al.*, 1992).

Debido a la ausencia de una mineralización que acompañe a la jarosita-natrojarosita y a la imposibilidad de efectuar análisis geoquímicos que permitan conocer el origen del fluido

ácido en cuestión (Rye, *op cit.*), se limitará la interpretación de esta facies a las observaciones realizadas *in situ*, que sugieren que la alteración es producto de la circulación de un fluido, independientemente de que estos fluidos hayan sido meteóricos o hidrotermales.

Se proponen dos mecanismos de control para la alteración:

- 1) Control por mineralogía: el fluido circulante alteró únicamente los niveles ricos en minerales sulfurosos que permitieron el desarrollo de la jarosita-alunita. Esto parece resultar concordante con las condiciones requeridas para que se produzca la mineralización. Aunque este modelo explica el por qué hay niveles no alterados, tal como el canal arenoso de la figura 4.24 o la mayor parte de la facies Sx, no explica el por qué hay alteración penetrativa alrededor de las diaclasas en los niveles conglomerádicos, ni la profusa alteración de la facies conglomerádica vista en el cañadón de control.
- 2) Control por permeabilidad: la circulación del fluido ácido se vio gobernada por las condiciones de permeabilidad de las rocas; es por esto que el cuerpo alterado en la mayor parte del área estudiada posee base y techos bien definidos. La idea del control por permeabilidad permite explicar por qué existen cuerpos no alterados, la presencia de sitios donde la facies conglomerádica es penetrada por la alteración, en forma de halos, afectando las regiones de diaclasas (permeabilidad secundaria), grandes porciones del banco, e incluso niveles superiores a la facies Gm/Gt. Estos últimos fenómenos son explicados por una permeabilidad mayor, ya sea por razones primarias o diagenéticas.

En cualquier caso, no se descarta un control mixto en la alteración. Para un mayor y más claro entendimiento de esta facies se requiere de más estudios enfocados enteramente a esta problemática. Cabe destacar también, que si bien se asocia la jarosita y natrojarosita a medios ácidos y oxidantes, existen algunos casos específicos que resultan contradictorios a esta generalización (McHenry *et al.*, 2011).

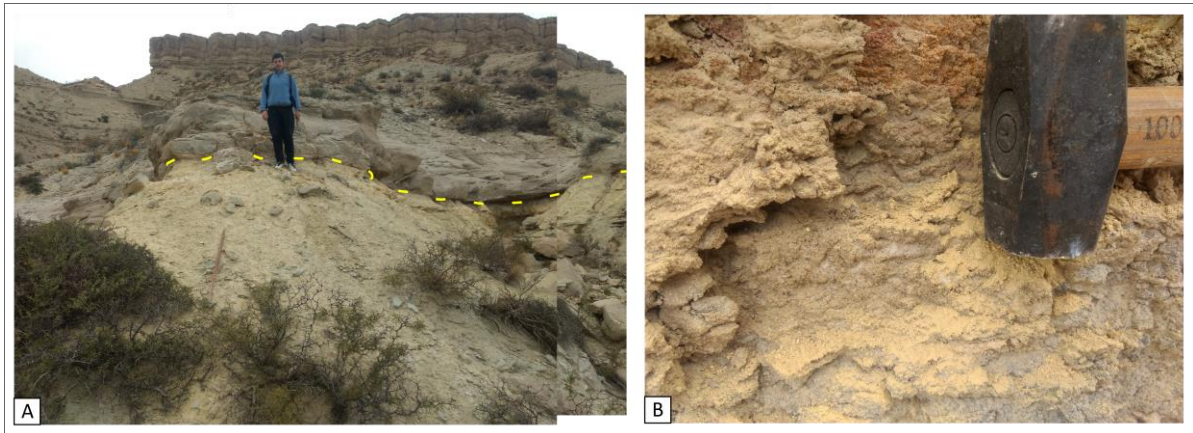


Figura 4.21: facies Alt. **A:** vista general de la facies Alt subyaciendo la facies Gm. *Línea discontinua amarilla:* limite neto entre las facies previamente mencionadas. Nótese la amplia distribución de la coloración naranja de la facies Alt, hecho dado por lo deleznable que es la misma. – **B:** detalle del material pulverulento desprendido al golpear suavemente la roca. Nótese el color naranja más vivo del material fresco desprendido.



Figura 4.22: facies Alt y Sx. **A:** facies Alt subyaciendo la facies Gm. Límite entre facies marcado por línea discontinua amarilla. Se señala la facies Sx. – **B:** detalle facies Sx, delimitada por líneas discontinuas negras. En este lugar en particular la identidad propia de la mencionada facies es intermedia. Las rocas blanquecinas fuera de los límites marcados, no son pertenecientes a la litología propia de la facies Sx, sino que son también rocas de alteración.

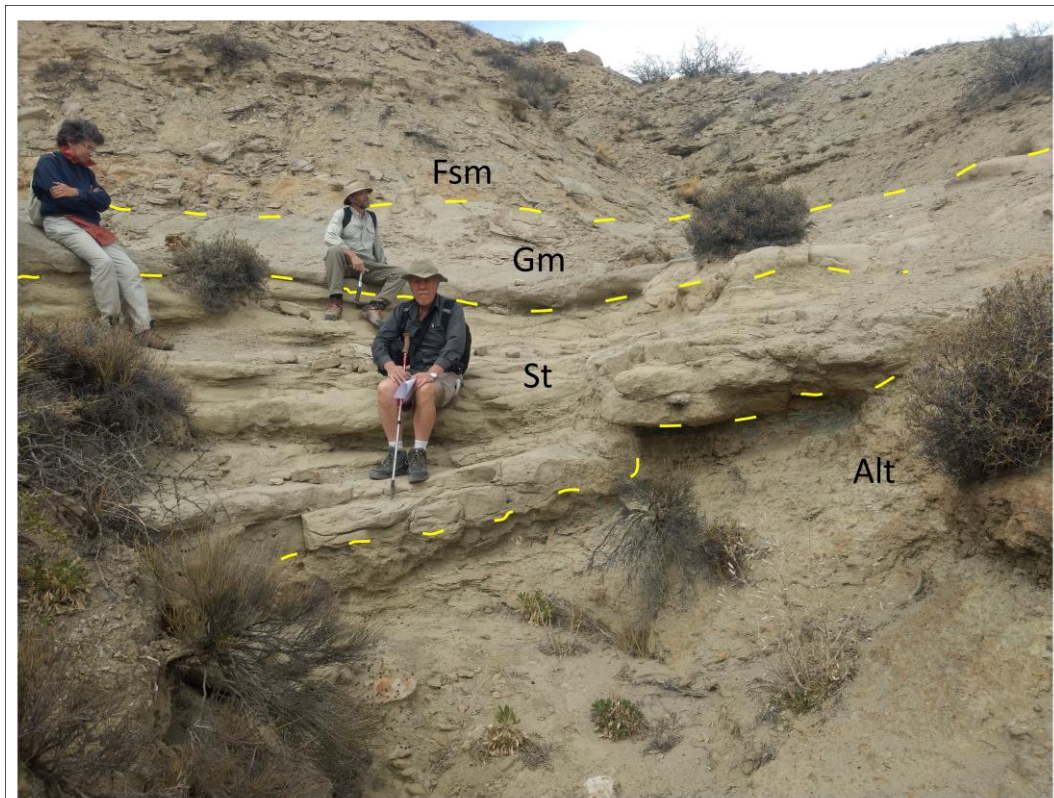


Figura 4.23: sector central de la ladera NO del Cerro Mesa. Este es el único sitio donde se ve interrumpida la secuencia Alt-Gm/Gt. Se observa un cuerpo canalizado, caracterizado por una arenisca con estratificación entrecruzada en artesa (St). Las líneas discontinuas amarillas denotan los límites entre las facies. *Alt*: facies de alteración, *Gm*: conglomerado sabulítico masivo, *Fsm*: pelitas masivas.

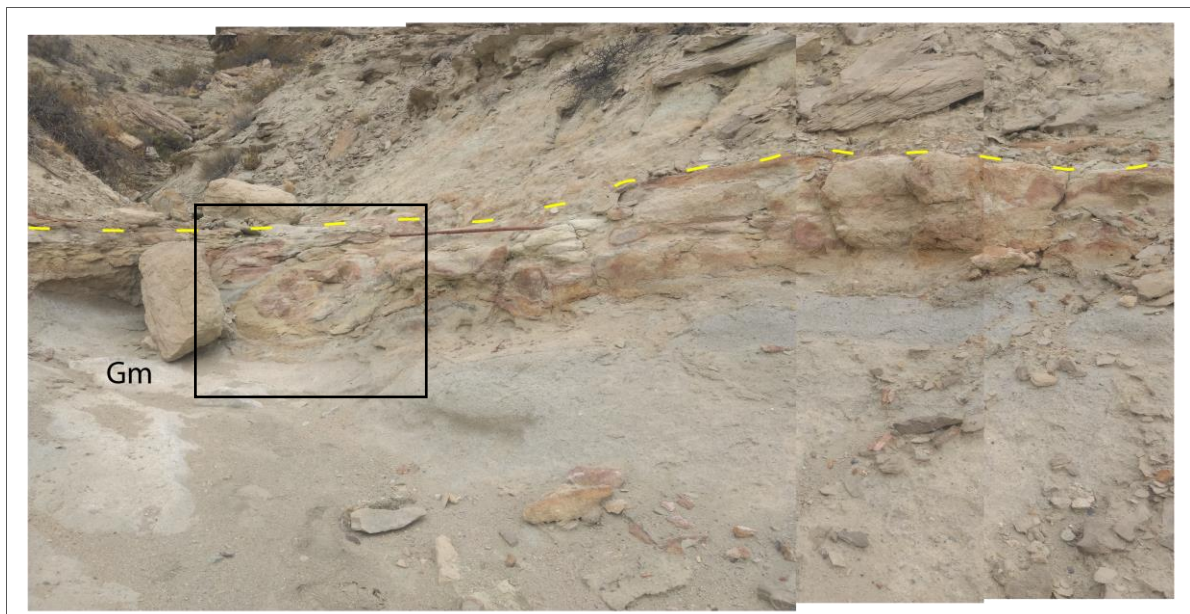


Figura 4.24: facies Gm con halos de alteración en colores pardo-rojizos y naranjas. Recuadro negro: halo circular interpretado como un posible punto de ascenso del fluido involucrado en el proceso de alteración. Línea discontinua amarilla: límite superior de la facies Gm. *Gm*: conglomerado sabulítico masivo. Fotomosaico tomado cerca del sector central de la ladera NO del Cerro Mesa.

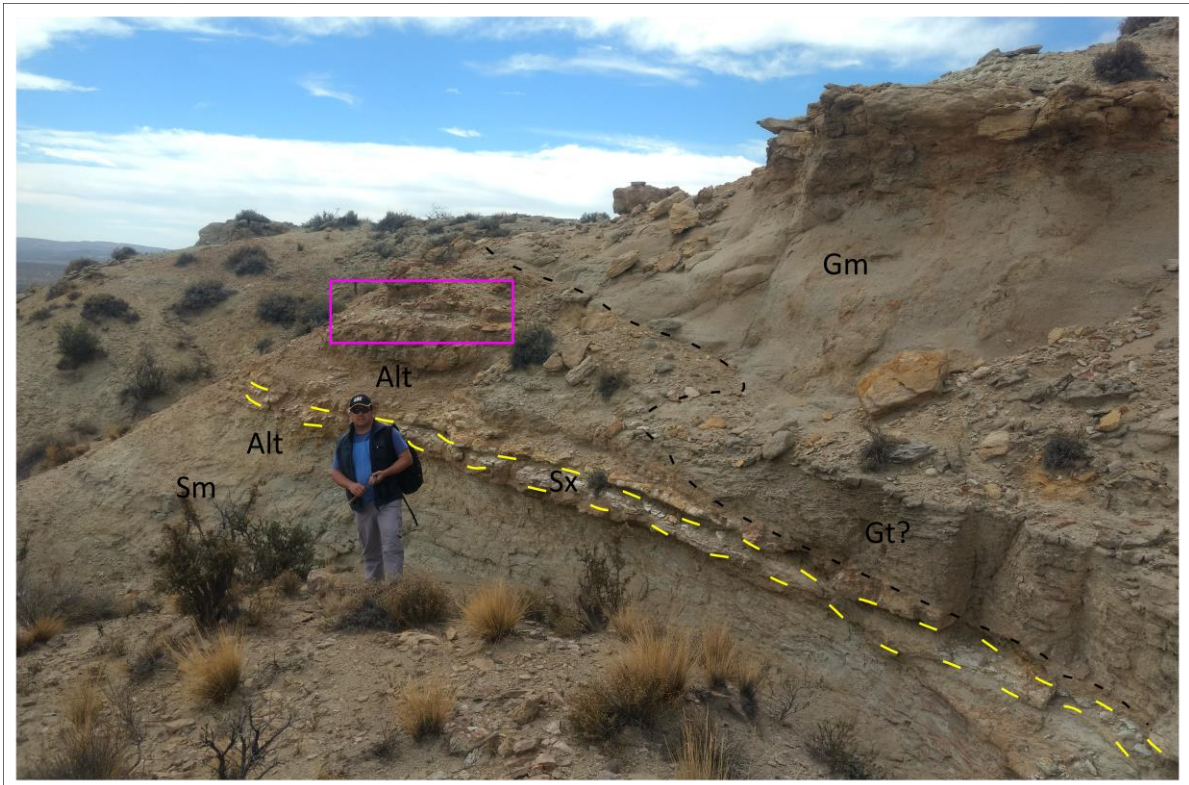


Figura 4.25: fotografía tomada en el sector sur del Cerro Mesa. En este sector incluso las facies Gm/Gt? fueron alteradas. *Líneas discontinuas amarillas:* facies Sx con buena identidad. *Línea negra discontinua:* límite superior de la zona de la facies Sm. Nótese como la alteración se vuelve mucho más intensa hacia el sector oeste de la imagen. *Recuadro fucsia:* sector alterado donde se observan colores castaños y amarillos. Sm: arenisca masiva, Gm: conglomerado sabulítico masivo, Gt?: conglomerado sabulítico con aparente estratificación en artesa, Sx: facies de arenisca tufácea, Alt: facies de alteración.

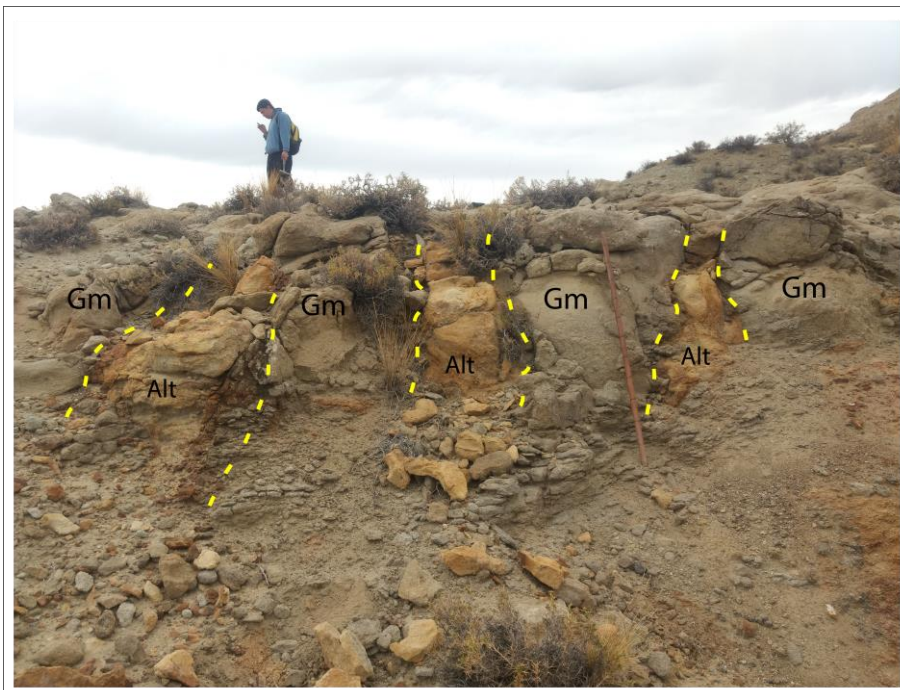


Figura 4.26: fotografía tomada cerca del extremo sur de la ladera del Cerro Mesa. Pueden observarse cuerpos de litología idéntica a la de las facies Alt constituyendo cuerpos subverticales discordantes, los cuales son interpretados como posibles diaclasas por las cuales ascendió el fluido que causó la alteración.

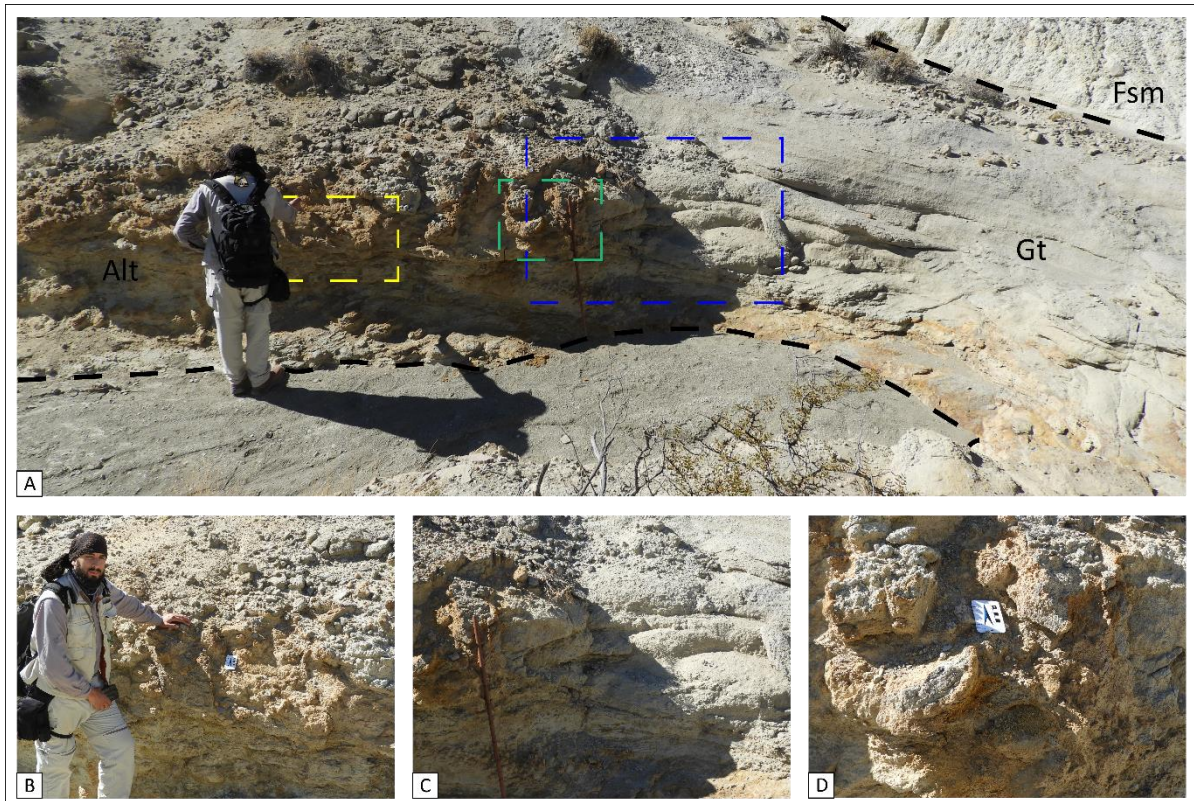


Figura 4.27: Cañadón del Anfiteatro (ver fig. 3.1.D), alteración diferencial en facies Gm/Gt. **A:** En este sitio puede entenderse mejor la relación entre la facies Alt y Gm/Gt. Aquí la alteración fue mayor a la ocurrida en la ladera NO del Cerro Mesa, afectando fuertemente parte de la facies Gt. Es claro como el conglomerado lateralmente pasa a facies Alt. B, C, D: detalles de A indicados con recuadro amarillo, verde y azul respectivamente. – **B:** nótese la presencia de roca profusamente alterada de coloración naranja. Internamente pueden verse cuerpos líticos grises de composición conglomeradica (facies Gm/Gt) inalterada. – **C:** limite lateral entre el conglomerado sabulítico y la roca altamente alterada de color naranja. – **D:** ídem B.

4.3.5 Arenisca tufácea (Sx)

Descripción: Roca blanca de amplia continuidad lateral. Se encuentra interestratificada con la facies Alt, impidiendo una clara diferenciación entre estas (Figs. 4.22 y 4.25). Roca áspera al tacto. Arenisca matriz soportada de grano fino, clastos silíceos, concentrados formando cúmulos centimétricos de tamaño de grano menor. La matriz es blanquecina y muy fina. Mínima reacción al HCl. De esta facies se extrajo una muestra (M-1) sobre la que se realizó un corte delgado (véase Petrografía – 6.1.1).

Interpretación: esta arenisca tufácea se interpreta como producto de un evento volcánico relativamente cercano y persistente en el tiempo (*i.e.* hecho inferido a partir de la potencia de la facies), que produjo gran cantidad de material piroclástico. No hay evidencia suficiente que permita interpretar si esto es un depósito de caída, o existe retrabajo por algún otro sistema (*i.e.* ácueo o eólico).

4.3.6 Niveles mineralizados (Mn)

Descripción: depósitos minerales mantiformes (Fig. 4.28), de gran extensión areal, con base y techos de aspecto botroidal/concrecional y superficie rugosa (Fig. 4.28.B). El mismo se registra en toda la longitud del Cerro Mesa, como así también en sus cercanías dentro del anticlinal homónimo. Se registran a simple vista tres niveles de mayor espesor, los mismos tienen un espesor medio que oscila entre los 15 y los 20 cm. Entre los niveles más potentes existen otros menores, de entre 1 a 5 cm de espesor. Es curioso que estos niveles mineralizados se encuentran entre pelitas, y muchas veces es posible ver pequeños lentes mineralizados dentro de las mismas (Fig. 4.28.C y D). Así mismo, las pelitas infra y suprayacentes a los cuerpos mineralizados, se encuentran deformadas y su laminación acompaña los relieves del cuerpo mineral (Fig. 4.28.B). Estos niveles son de color general blanquecino, con superficies de base y techo pardas. *A priori* se destaca el elevado peso específico del material. La medición en laboratorio del peso específico sobre bloques de estos niveles acusa una densidad promedio de $3,11 \text{ g/cm}^3$. Presenta textura *chicken-wire*; los nódulos son centimétricos, fácilmente distinguibles, presentan un borde gris oscuro, y hacia el interior se vuelve blanquecino (Figs. 4.28.D y 4.29.A). El mineral de los nódulos es un silicato, posiblemente cuarzo o calcedonia, y tiene una dureza de aproximadamente 7-7.5 en la escala de Mohs. Los nódulos en general tienen forma de paralelogramos con sus vértices subredondeados. La matriz en la que se encuentran estos nódulos es de color blanquecina, y está conformada por un mosaico de cristales milimétricos de calcita y yeso (Fig. 4.29). A lo largo del afloramiento esta mineralogía no siempre permanece constante; en ciertos lugares puede encontrarse predominancia de yeso, calcita, celestina o una casi completa silicificación del nivel. A través del análisis de los cortes delgados de estos niveles, se confirma la presencia de estos minerales. La baritina/celestina es difícil de advertir fehacientemente en el campo fuera de algunas observaciones sugerentes en la facies Mn, y elementos como la elevada densidad del material (*i.e.* impropia del yeso, los polimorfos de la sílice o la calcita) y las geodas de los niveles pelíticos suprayacentes. La celestina no fue observada en los cortes delgados realizados, pero se encontró confirmada su presencia bajo análisis de grano suelto.

Los niveles que conforman la facies se encuentran ocasionalmente atravesados por fracturas rellenas por algún mineral naranja oscuro/pardo, reconocido como jarosita en los estudios

petrográficos, que también es posible verlo formando acumulaciones puntuales en el techo de los niveles (Fig. 4.28.D).

En algunos sectores del afloramiento hay una gran concentración de geodas con la misma mineralización de la facies Mn en las pelitas que se encuentran por encima del último nivel mineralizado (Figs. 4.31). Las mismas tienen dimensiones desde centimétricas a decimétricas. Pueden diferenciarse dos tipos de ocurrencias: A) geodas completamente rellenas, en las cuales predomina el yeso sobre los cristales de celestina, en la forma de una masa anhedral de brillo mate, o bien configurar un mosaico de cristales euhedrales milimétricos de brillo vítreo. B) geodas ahuecadas, en las cuales todos los cristales son anhedrales, milimétricos a centimétricos, y la celestina se encuentra en una relación como mínimo del 50 % respecto al yeso. Externamente todas las geodas poseen una delgada lamina carbonática oscura, la cual recubre una orla externa carbonática, que a su vez es seguida por un bandeado silíceo, tras el cual se da el desarrollo de los cristales de yeso y celestina que rellenan el espacio interno de la geoda (Fig. 4.33).

Interpretación: tanto la calcita como el yeso son interpretados como productos comunes relacionados a la evaporación de un cuerpo de agua marina, o una salmuera derivada de este. En facies evaporíticas marinas o relacionadas a este ambiente, es frecuente encontrar la textura *chicken-wire*, con nódulos de yeso o anhídrita. Esta textura es producto de procesos secundarios que suceden donde el agua asciende por capilaridad por encima del nivel de la freática, generalmente en planicies fangosas o arenosas, y que es representativa del sector supramareal.

En el tope de la zona de capilaridad este agua sobresaturada llena los poros y se produce la precipitación de cristales que crecen en el espacio intrasedimentario desplazando al sedimento y conformando nódulos, que posteriormente pueden volverse coalescentes (Fig.4.30). También es frecuente que mediante este mecanismo se produzcan reemplazos, crecimiento de nuevos minerales evaporíticos en forma de matriz entre nódulos evaporíticos preexistentes o en litología no evaporítica que oficia de anfitriona.

Los nódulos de yeso/anhídrita (*i.e.* la anhídrita tiene un origen secundario, tras la deshidratación del yeso. Esta puede volver a hidratarse a través del tiempo) tienen un mecanismo de crecimiento de “adentro hacia afuera” lo que hace que a medida que crece

el nódulo desplace al sedimento que lo hospeda (Warren, 2006), lo que explica por qué las facies Mn deforman las pelitas infra y suprayacentes.

La celestina SrSO_4 es una fase mineral diagenética común en sedimentos carbonáticos marinos (Taberner *et al.*, 2002; Hanor, 2004). Los mecanismos para la precipitación de celestina son materia de gran debate entre los investigadores, sin embargo, se plantean dos principales hipótesis para el origen de los depósitos de este mineral:

- Precipitación singenética de la celestina por evaporación del agua de mar (*e.g.* de Brodtkorb *et al.*, 1982); a partir de esta fase acuosa sobresaturada en Sr, la celestina precipitaría en el límite entre las etapas de precipitación del carbonato y el yeso (Hanor *op. cit.*)
- Reemplazo epigenético de carbonatos y sulfato de calcio por celestina (*e.g.* Carlson, 1987); los precursores del fluido mineralizante provendrían de ambientes marinos costeros por evaporación del agua de mar. En este caso, las salmueras que se generan al evaporarse un cuerpo de agua marina fluyen hacia los sedimentos subyacentes o adyacentes lateralmente, filtrando cantidades sustanciales de Sr mientras intentan alcanzar el equilibrio químico con los sedimentos hospedantes. Si estos fluidos quedan atrapados como fluidos de formación y alcanzan luego capas con contenido de minerales de sulfato de calcio y/o aguas ricas en sulfato, se produce precipitación de celestina (Hanor, *op. cit.*).

Fuera de esta controversia es innegable que los depósitos de sulfato de bario y de estroncio se encuentran invariablemente hospedados en secuencias evaporíticas y carbonáticas de ambiente costero (Hanor, *op. cit.*) y que el fluido que le da origen es del mismo ambiente.

Del trabajo de Folk y Pittman (1971) se extrae que no es extraño que un polimorfo de la sílice (*e.g.* cuarzo, calcedonia) reemplace minerales evaporíticos como el yeso y la anhidrita, sino también a la baritina y celestina, lo que explica los nódulos silíceos en la facies.

La textura vista en la facies Mn refleja sin ninguna duda crecimiento desplazativo, recristalización, reacciones tardías (*i.e.* deshidratación del yeso) y procesos de reemplazo (*i.e.* la silicificación de los nódulos). Estos elementos indican inequívocamente un origen epigenético para la mineralogía observada en estos niveles, incluida la celestina. Además hablan de eventos caracterizados por la química sobreimpuesta de diversas salmueras que difieren en términos de composición, salinidad, y temperatura, no solo entre ellas sino

también de la salmuera que pudo haber formado sedimentos evaporíticos primarios o preexistentes que aportaran elementos para la formación de la facies Mn (Warren, 2006) en caso de que los elementos químicos filtrados al espacio intersedimentario hubiesen sido tomados de facies evaporíticas singenéticas. Los fenómenos detrás de la complejidad del comportamiento de las salmueras se encuentran fuera de los alcances de este trabajo.

Las geodas en los niveles superiores son tratadas en el análisis de esta facies debido a su similitud mineralógica y la indudable conexión que existe con esta. Los procesos propuestos por diversos autores que darían origen a las geodas son variados, ejemplos de esto pueden encontrarse reunidos en el trabajo de Smith (2010). Existe un consenso generalizado sobre el origen de estas geodas a partir de nódulos de anhidrita (Smith, *op. cit.*). Entre los modelos genéticos existentes resulta sumamente congruente el propuesto por Chowns y Elkins (1974) el cual podría, con algunas modificaciones, explicar la formación de estas geodas bajo el siguiente esquema simplificado: los nódulos de yeso/anhidrita precipitan dentro de los sedimentos supramareales como resultado de altas tasas de evaporación combinadas con recarga capilar a partir de lagoons marginales en sectores como planicies supramareales, o sabkhas tales como el actual Golfo Pérsico (Chowns y Elkins, *op. cit.*). Es posible que la cantidad de fluido capilar mineralizado en sulfatos que alcanzo las pelitas portadoras de geodas no fuera suficiente como para generar una cantidad de nódulos cuya coalescencia formaría niveles mantiformes. El proceso de génesis comienza con un reemplazo molecular de la interfase externa del nódulo por moléculas silícicas (*i.e.* cuarzo monocristalino). Posteriormente al reemplazo silícico o en los últimos momentos de este, la anhidrita se disuelve formando porosidad secundaria y se forma cuarzo euhedral (hecho observado en un corte delgado, Fig. 6.12, formado posiblemente durante la etapa de reemplazo silícico de los nódulos en el nivel Mn). En la última etapa, se forman los minerales accesorios tales como el yeso y la celestina a través de agua mineralizada que ingresa en la geoda por microfracturas.

Se plantea la posibilidad final de que el origen claramente epigenético de la celestina en las geodas sea evidencia que sustente el modelo de generación epigenética del sulfato de bario en los niveles mantiformes de la facies Mn. En detrimento a esta posibilidad podría argumentarse que un fluido posterior a la salmuera parental de los niveles tabulares, haya solubilizado el Sr de estos niveles y posteriormente lo haya depositado en las geodas en los estadios finales de su creación, más la textura de las facies Mn descarta esta posibilidad.

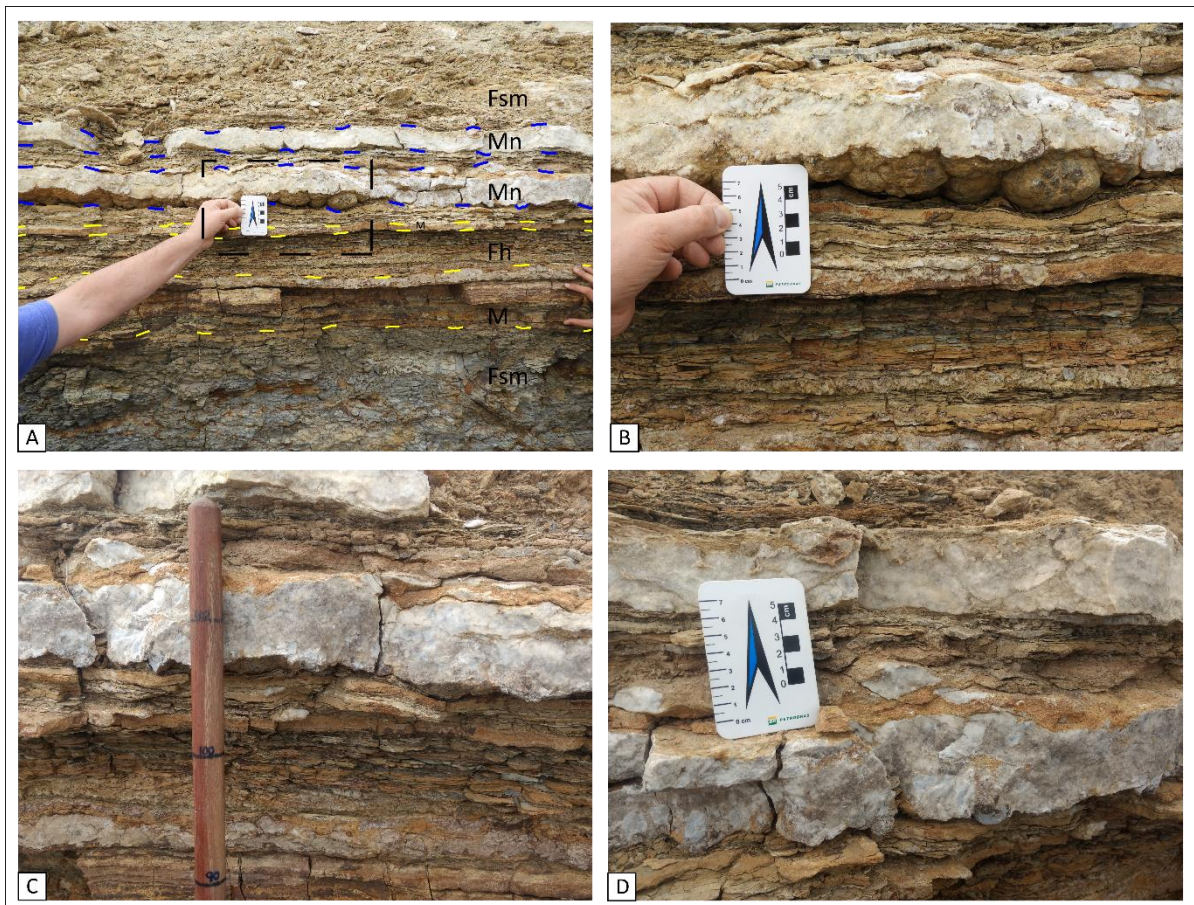


Figura 4.28: imágenes tomadas en el tajo minero (ver fig. 3.1.D) debido a la excelente calidad de la exposición. **A:** líneas azules discontinuas: niveles mineralizados, líneas amarillas discontinuas: niveles microbialíticos, recuadro negro discontinuo: detalle mostrado en B. Nótese la alternancia de los niveles mineralizados con pelitas. – **B:** detalle de A. Nótese la forma nodular y rugosa de la base del nivel Mn, esta particularidad se repite en el techo de la facies. Nótese, además, la deformación de las pelitas infrayacentes observables en la imagen, producto del crecimiento desplazativo de los nódulos Mn. – **C:** detalle de un nivel Mn. Nótese la presencia de pequeños “lentes” minerales en las capas pelíticas, posiblemente formados en etapas donde la posición límite de la zona capilar no permanecía constante durante el tiempo suficiente para formar nódulos de grandes dimensiones. – **D:** niveles Mn. Nótese en el nivel inferior la textura *chicken-wire*, no siempre es fácil percibirla debido al efecto de la meteorización. En este nivel también es visible la presencia de jarosita al tope, que aísla fragmentos mineralizados; esto resulta de la acción selectiva del fluido mineralizante sobre ciertas porciones del nivel. *Fsm*: pelitas masivas, *M*: microbialitas, *Fh*: pelitas con estratificación planoparalela, *Mn*: nivel mineralizado. Se destaca que las facies *Fh* no fueron incluidas en el presente capítulo del trabajo debido a que no fueron observadas dentro del área comprendida en la ladera del Cerro Mesa. Esto último quizás sea producto de la mala preservación de las facies finas debido al intemperismo al que están expuestas.

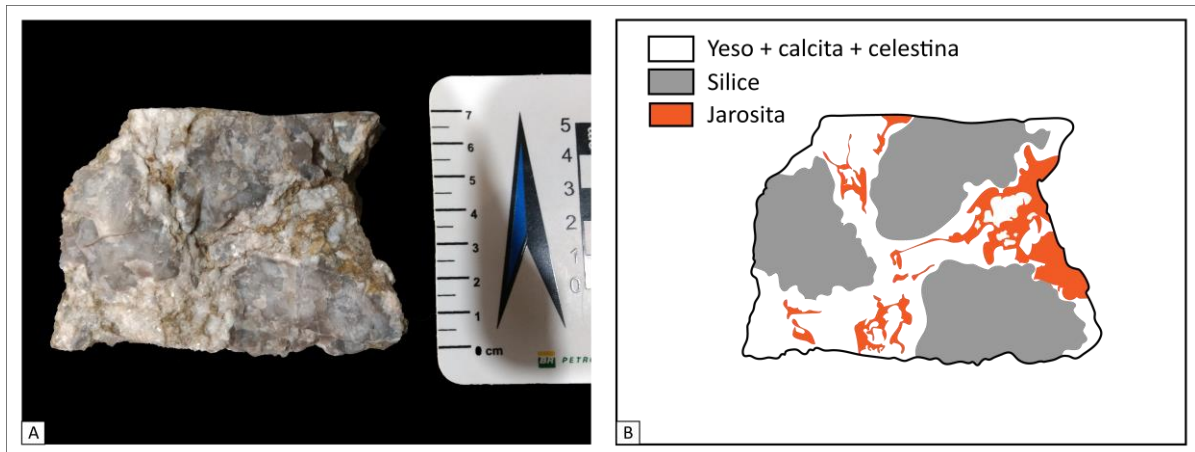


Figura 4.29: A: muestra colectada de la facies Mn. Este fragmento posee caras frescas sobre las cuales es fácil advertir la textura *chicken-wire*. – B: interpretación e identificación de los minerales observados en la muestra de la imagen A.

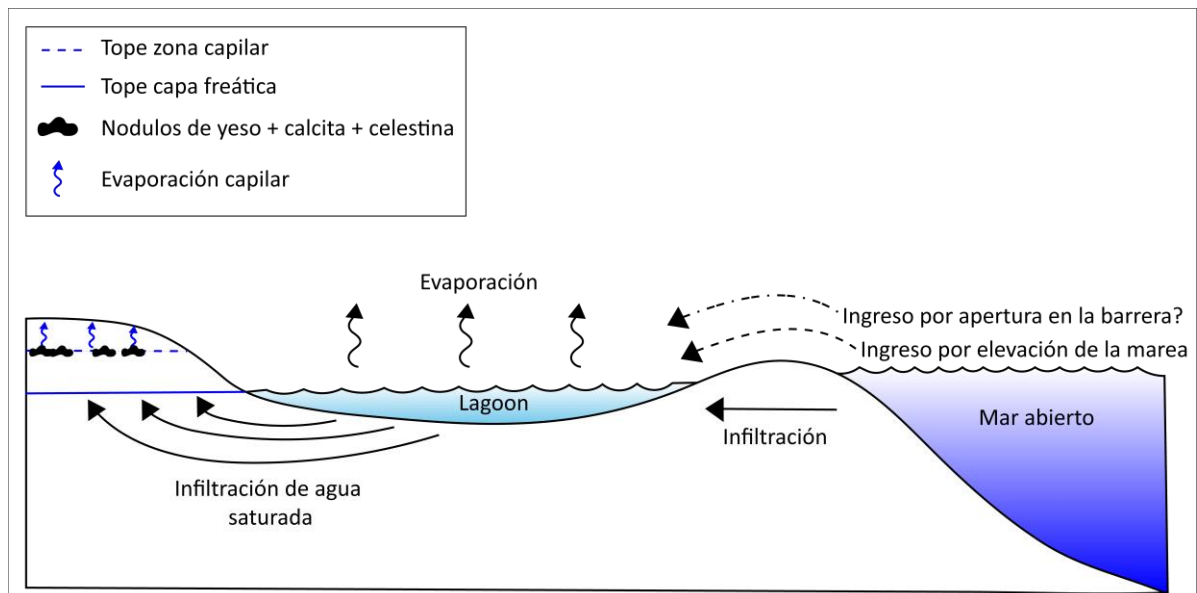


Figura 4.30: esquema simplificado de generación de los niveles Mn. Nótese que este mecanismo es idéntico al del origen de los cristales en tolva de halita. Esto no es casual, todos son minerales evaporíticos de origen epigenético y desplazativo.



Figura 4.31: tajo minero (Fig. 3.1). Nótese las geodas contenidas en pelitas masivas. Línea amarilla discontinua: delgado nivel mineralizado mantiforme. Nótese que el mismo está constituido por pequeñas geodas amalgamadas. Debe advertirse que las superficies de las geodas son similares a la de las interfases de los niveles Mn. Todo esto aportaría más evidencia que sustenta el modelo aquí propuesto para el origen de las facies Mn.

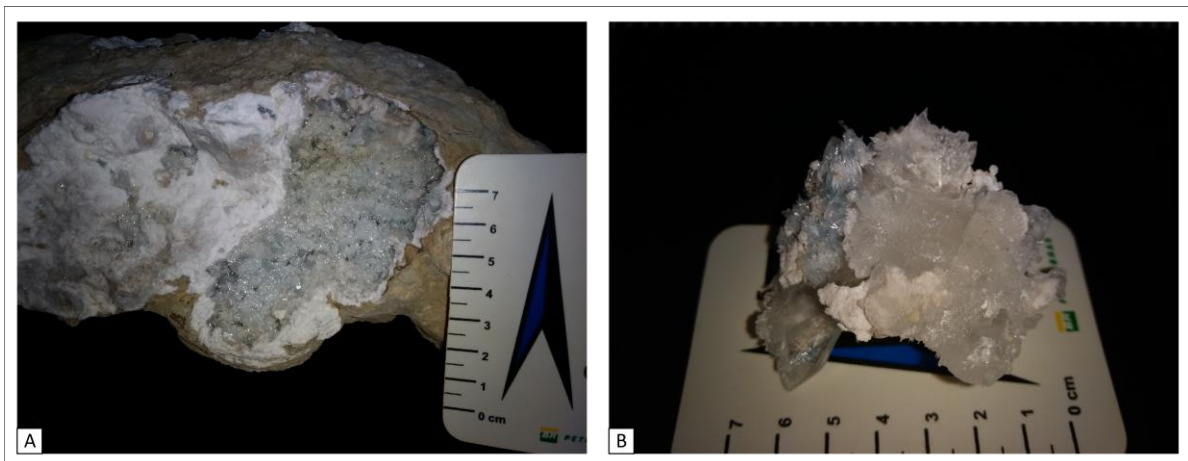


Figura 4.32: **A:** geoda seccionada. Nótese la masividad y predominancia de yeso y calcita en el sector izquierdo masivo de la geoda. Sobre el lado derecho, la oquedad se encuentra tapizada por cristales anhedrales de celestina. – **B:** cumulo de cristales anhedrales de yeso y celestina hallados en el interior de otra geoda. En estas imágenes no se advierte, pero hay gran presencia de sílice en las geodas, generalmente bajo la forma de una banda externa gruesa, debajo de la lámina carbonática parda que recubre el exterior de los cuerpos.

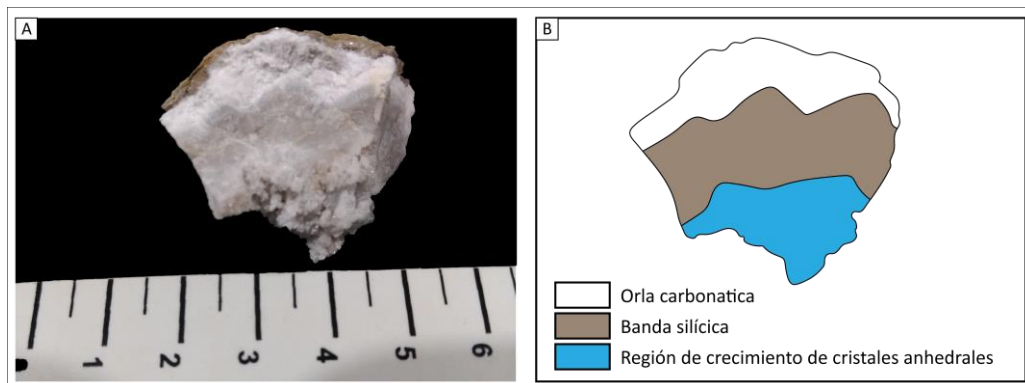


Figura 4.33: **A:** fragmento de geoda no masiva, en la cual puede observarse la sucesión de regiones que la componen desde el exterior al núcleo de la misma. – **B:** regiones interpretadas de la imagen A.

4.3.7 *Caliza pelletifera (Cp)*

Descripción: esta facies está representada por múltiples niveles de color gris claro a gris oscuro. El espesor de los niveles es variable, desde 2.5 cm a 40 cm. Se caracterizan por ser estratos de fango carbonático, con niveles o lentes conformados exclusivamente por pellets fecales, que constituyen una gran proporción del material sedimentario (80% a 95%). Rara presencia de gastrópodos del mismo taxón que el contenido en las facies Pck I. Cabe destacar que detectar esta facies *in situ* es extremadamente difícil, ya que la roca inalterada se exhibe como una caliza gris oscura, de color blanquecino en su techo y con grietas de sinéresis. Estas rocas presentan una dura patina carbonática en las caras de ruptura que dificultan aún más la observación. Tras romper estos niveles y conseguir una cara fresca, apenas pueden distinguirse ligeramente círculos blanquecinos que son los pellets cortados perpendicularmente. La presencia de esta facies fue advertida gracias a fragmentos sueltos, de aspecto totalmente diferente: los mismos son de color naranja y negro, poseen grietas de sinéresis huecas y la roca en general muestra una meteorización profunda que resalta en relieve positivo los pellets y gastrópodos, que en este caso poseen color negro. Al atacar muestras frescas del nivel Cp con ácido acético, se observa que aun en las partes fangosas hay una cantidad considerable de pellets, y llegan a exponerse nuevos cumulos de estos. A medida que el carbonato reacciona al ácido, las muestras frescas comienzan a tomar características similares a los fragmentos sueltos observados en el campo.

Las heces tienen forma bien definida de bastones, muy raramente pueden presentar una casi imperceptible curvatura. El diámetro de los mismos es constante, en casos excepcionales puede observarse en ellos un ligero estrangulamiento. Los pellets completos poseen bordes redondeados muy bien definidos y parecen carecer de estructura interna. Reaccionan ligeramente al ácido clorhídrico y al ácido acético, demostrando que su composición es mínimamente carbonática. Poseen en promedio una longitud de hasta 3 mm y un grosor de hasta 0.5 mm. Las consabidas heces no muestran una orientación definida, excepto en una muestra (Fig. 4.34).

Es interesante resaltar que tanto en las regiones fangosas o dominadas por pellets, pueden encontrarse gastrópodos, aunque estos individuos poseen un tamaño considerablemente menor al dominante en las facies Pck I (Figs. 4.35.B y C y 4.36.A).

Estas facies también suelen presentar en su tope, grietas de sinéresis de diversa anchura, que va desde los 0.05 a 0.5 milímetros, y penetran en los bancos llegando en algunos casos, hasta la mitad del nivel inclusive. Las grietas se encuentran rellenas con un fango carbonático de similares características al de la roca en general. Tras la acción del ácido acético, el sedimento que rellena las mencionadas grietas se vuelve más claro (Figs. 4.35.B y C), diferenciándose del resto de la roca. La densidad de grietas presentes en esta facies es mayor a la de la facies M.

Interpretación: Estas facies son interpretadas como características de un ambiente próximo al mar, pero protegido/restringido del mar abierto. Observaciones en el registro sedimentario reciente en áreas del Caribe, muestran que en los lagoons o bahías muy protegidas, los pellets pueden constituir una gran proporción del sedimento (Folk y Robles, 1964; Bandel, 1974) llegando a representar hasta el 90% del mismo (Kornicker y Purdy, 1957).

Tal y como argumentan Kornicker y Purdy (*op. cit.*) la excelente preservación de las heces seguramente se debió a una muy baja velocidad de la marea, la emergencia del área durante las mareas bajas, que promovió la disecación de los pellets derivando en su endurecimiento permanente y, por último, la ausencia de bioturbación.

Estas heces seguramente pertenecen a los gastrópodos que abundan en la facies Pck I, por ser los únicos que se encuentran asociados de forma directa con los pellets, estando incluso sepultados entre ellos.

Si bien la preservación de los pellets puede explicarse por el comportamiento hidrodinámico del ambiente, su gran cuantía es producto del régimen alimentario de los gastrópodos. Los organismos pueden presentar 3 tipos de alimentación: carnívora, herbívora y filtradora de agua o sustrato. Los organismos carnívoros, obtienen grandes cantidades de energía mediante la alimentación, por lo cual no producen grandes cantidades de materia fecal. En detrimento de esto, los herbívoros, y aún más los filtradores, obtienen poca nutrición de su fuente de alimento, lo que los lleva a ejecutar esta acción casi constantemente, y en consecuencia a defecar mucho más (Bandel, 1974). Así, se concluye que los gastrópodos eran herbívoros o filtradores, siendo la última opción la más probable.

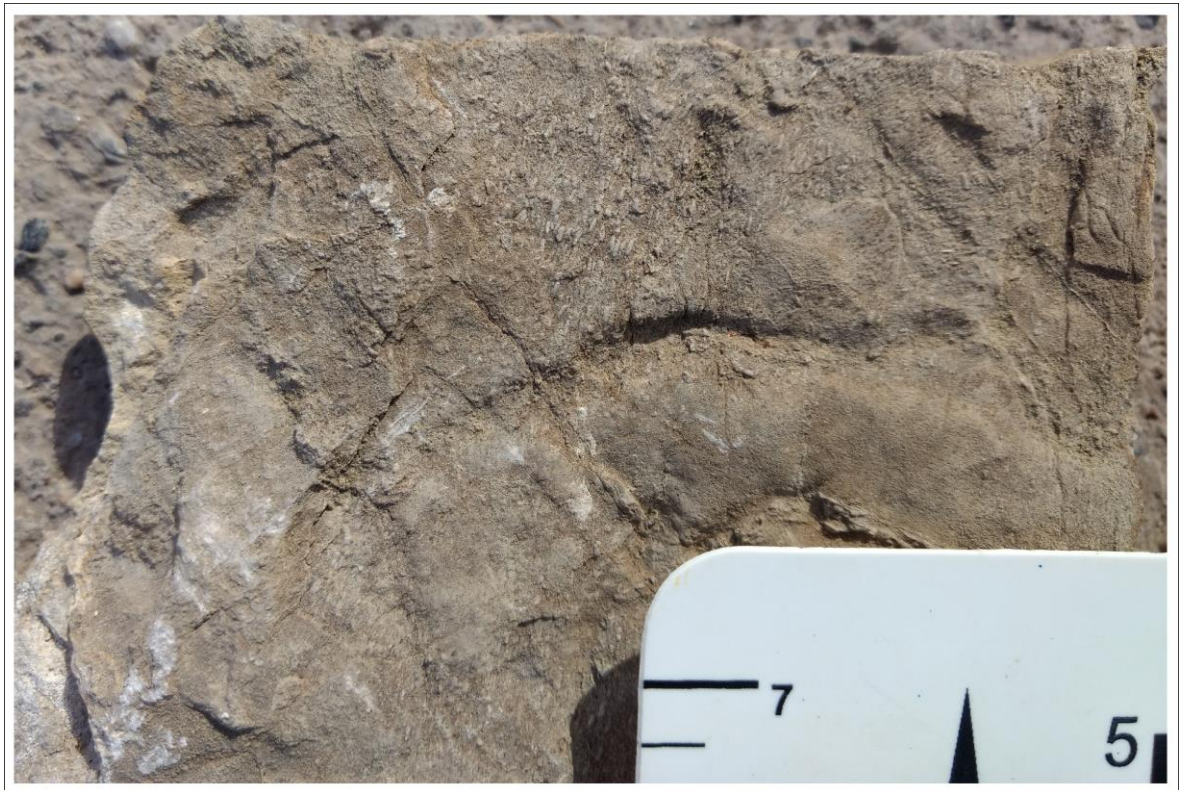


Figura 4.34: nótese la orientación de los pellets presentes en la roca. Esto demuestra que los mismos tienden a orientarse en presencia de una corriente, aunque sea mínima, de agua.

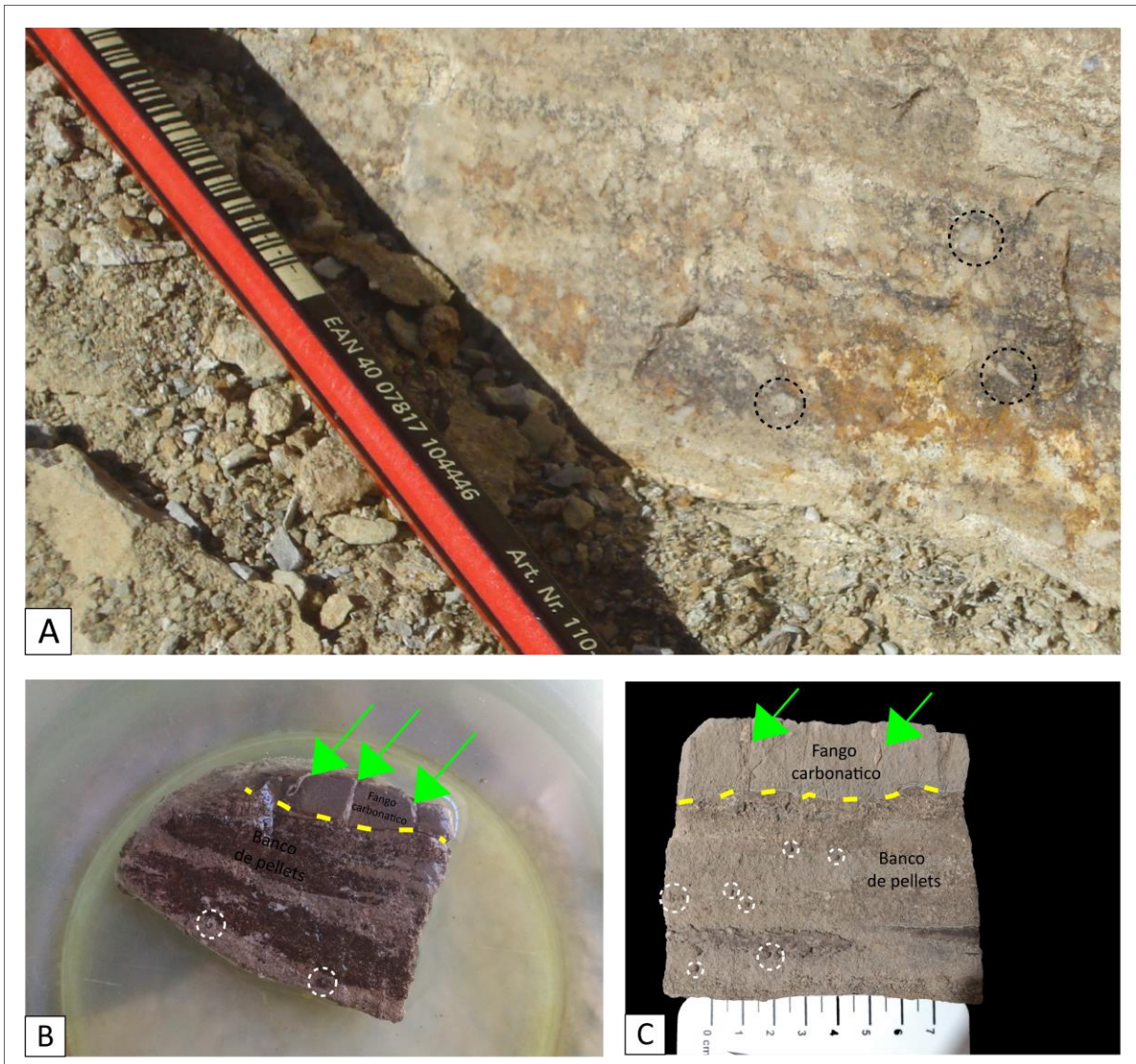


Figura 4.35: Muestras de facies Cp. **A:** roca *in situ*, fuertemente alterada por la meteorización, lo que le confiere a la roca matices ocres y rojizos, además de una pátina carbonática que en su conjunto no permiten ver el aspecto original de la roca. Círculos discontinuos negros: denotan algunos ejemplos de cómo se visualizan los pellets *in situ*. La variación en la forma de estas figuras depende del ángulo en el que la ruptura de la roca corto el pellet. Se marcan solo tres ejemplos a los fines de adiestrar la vista del lector, que podrá encontrar gran cantidad de ejemplos en la imagen. – **B:** muestra recolectada sometida a inmersión en ácido acético. Aspecto tras aproximadamente 96 horas de ataque químico. Si bien *a priori* las bandas oscuras parecen ser conformadas por pellets, mientras que los sectores claros a simple vista aparentan ser fango carbonatico, se confirma la presencia de pellets en la misma cantidad en esta parte. Se desconocen los motivos que le otorgan ese aspecto particular a las bandas oscuras. – **C:** aspecto de muestra sometida a aproximadamente 72 horas de ataque químico. **En B y C;** círculos discontinuos blancos: gastrópodos atrapados entre los pellets, Línea discontinua amarilla: separación entre el banco de pellets y el sector netamente fangoso, flechas verdes: grietas de sinéresis. Nótese como comienza a variar fuertemente su aspecto bajo la acción acida.

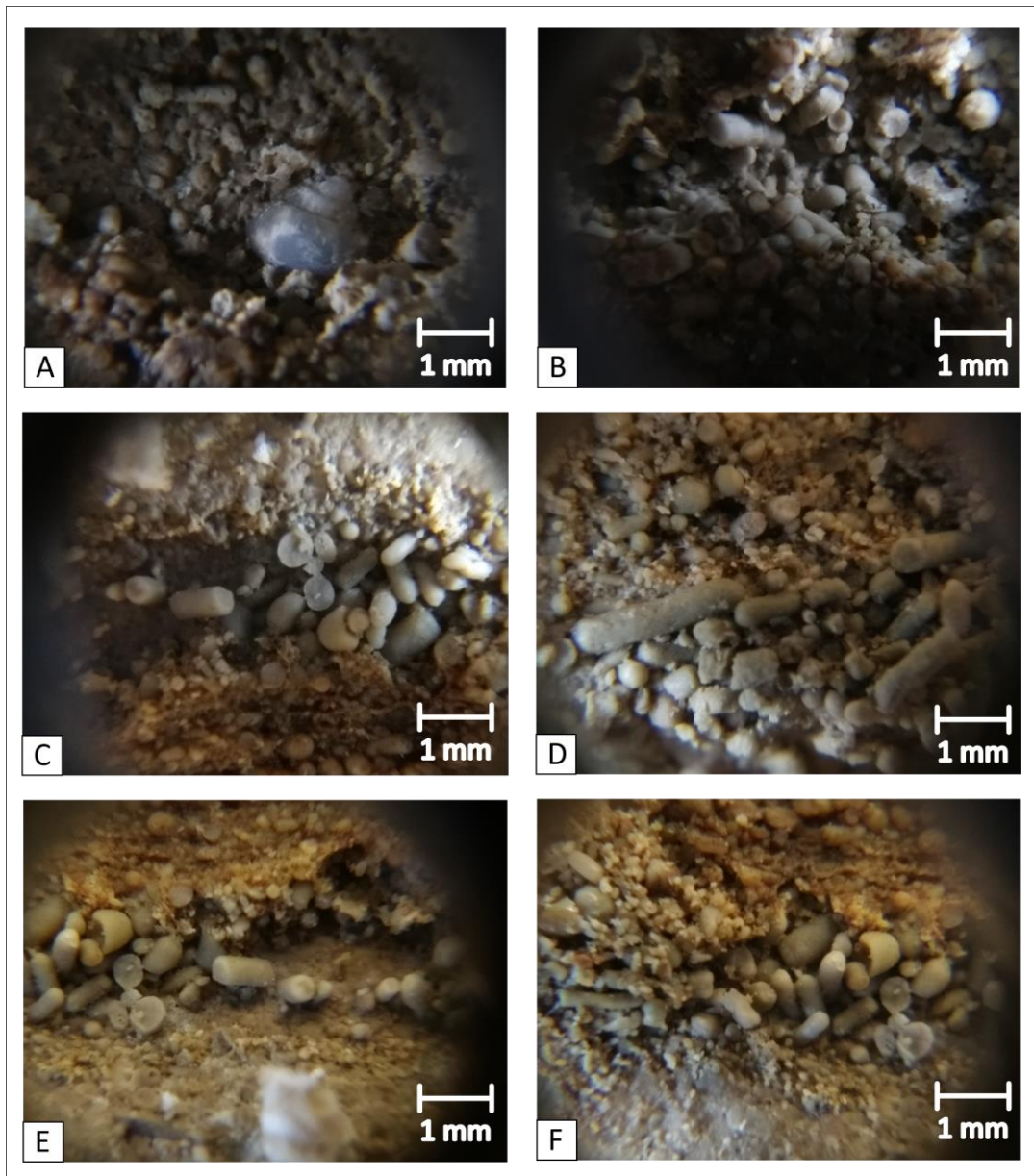


Figura 4.36: pellets característicos de las facies Cp. Las mismas fueron tomadas de las muestras recolectadas tras el tratamiento químico. La disolución del fango carbonatico permite apreciar de gran manera los pellets. **A:** gastrópodo (*Homalopoma* sp.) característico de las facies Pck I atrapado entre los pellets. **B a F:** ejemplos de pellets de diversos tamaños. Nótese la morfología de los mismos. Puede verse claramente que aquellos que están completos poseen bordes convexos. En aquellos casos donde los pellets están cortados perpendicularmente a su eje mayor se ve claramente la sección circular.

4.3.8 *Caliza amonitifera (Cc)*

Descripción: esta facies está caracterizada por un nivel de caliza con un espesor que oscila entre los 2 y 3 m. Resulta contrastante con el resto de la litología debido a su dureza y resistencia a la meteorización, características que le permiten configurar una plataforma fácilmente identificable y rastreable en el campo (Fig. 4.37). Internamente muestra gran

variedad de bivalvos (se reconocen miembros de *Cucullaea* sp. y *Trigonia* sp.) y amonoideos, como así también icnofósiles verticales y horizontales.

Interpretación: esta facies se interpreta como una plataforma carbonática, donde las condiciones hidrodinámicas propias del sistema acumulaban gran cantidad de material bioclástico.



Figura 4.37: A: vista panorámica hacia el sur. *Línea discontinua amarilla:* límites de la facies Cc. Nótese el perfil de erosión pronunciado que conforma esta litología por su dureza. La misma es fácilmente reconocible en toda la extensión del Cerro Mesa. – B: moldes de bivalvos indeterminados en la base del nivel Cc. – C: improntas de *Trigonia* sp. Vista en planta del nivel Cc. Cc: caliza amonitifera, Fsm: pelitas masivas.

FACIES	LITOLOGÍA	INTERPRETACIÓN
Fsmg y Fsmm (Fsm)	arcilitas y limolitas masivas	depósitos subácueos de baja energía
SDS	areniscas profusamente deformadas	¿sismita? ¿Canales con alta tasa de sedimentación?
SDS I	areniscas con formas de lecho varias, presentan además SDS	canales ácueos con alta tasa de sedimentación
Sm	areniscas masivas	rápida sedimentación y/o factores obliterantes postdeposicionales
Sp	Areniscas con estratificación entrecruzada planar	movilización de formas de lecho bidimensionales
St	areniscas con estratificación entrecruzada en artesa	movilización de formas de lecho tridimensionales
Spt	areniscas con estratificación entrecruzada planar tangencial a la base	movilización de formas de lecho bidimensionales
Sh	areniscas con estratificación planoparalela	movilización de sedimento en alto régimen
St (e)	Areniscas con estratificación entrecruzada en cuña	dunas eólicas
Sr	areniscas con ondulaciones de corriente	movilización de pequeñas formas de lecho bidimensionales.
Ss	areniscas con estratificación entrecruzada epsilon	cuerpo canalizado con barras de acreción lateral
SHcs	areniscas bimodales con estratificación entrecruzada hummocky	acción de eventos de tormenta sobre el sedimento subácueo
Gt	Conglomerados sabulíticos con estratificación entrecruzada en artesa	movilización de formas de lecho tridimensionales en un sistema de alta competencia
Gm	Conglomerados sabulíticos masivos	sedimento subácueo transportado por un sistema de alta competencia
M	cuerpos carbonáticos finamente laminados	matas microbianas
Pck I	packstone con gastrópodos	sector marginal poco profundo de lagoon
Pck II	packstone con bivalvos	?
Alt	jarosita y natrojarosita	mineralogía de alteración por circulación de fluidos
Sx	arenisca tufácea	eventos volcánicos que aportaron material a los sistemas sedimentarios del lugar
Nm	niveles mineralizados	mineralización evaporítica diagenética y desplazativa en sectores supramareales
Cp	nivel rico en pellets	sector marginal poco profundo de lagoon
Cc	caliza amonitifera	Plataforma carbonática

Tabla 4.1: sinopsis de las facies analizadas en el afloramiento de la ladera NO del Cerro Mesa y tratadas en este capítulo.