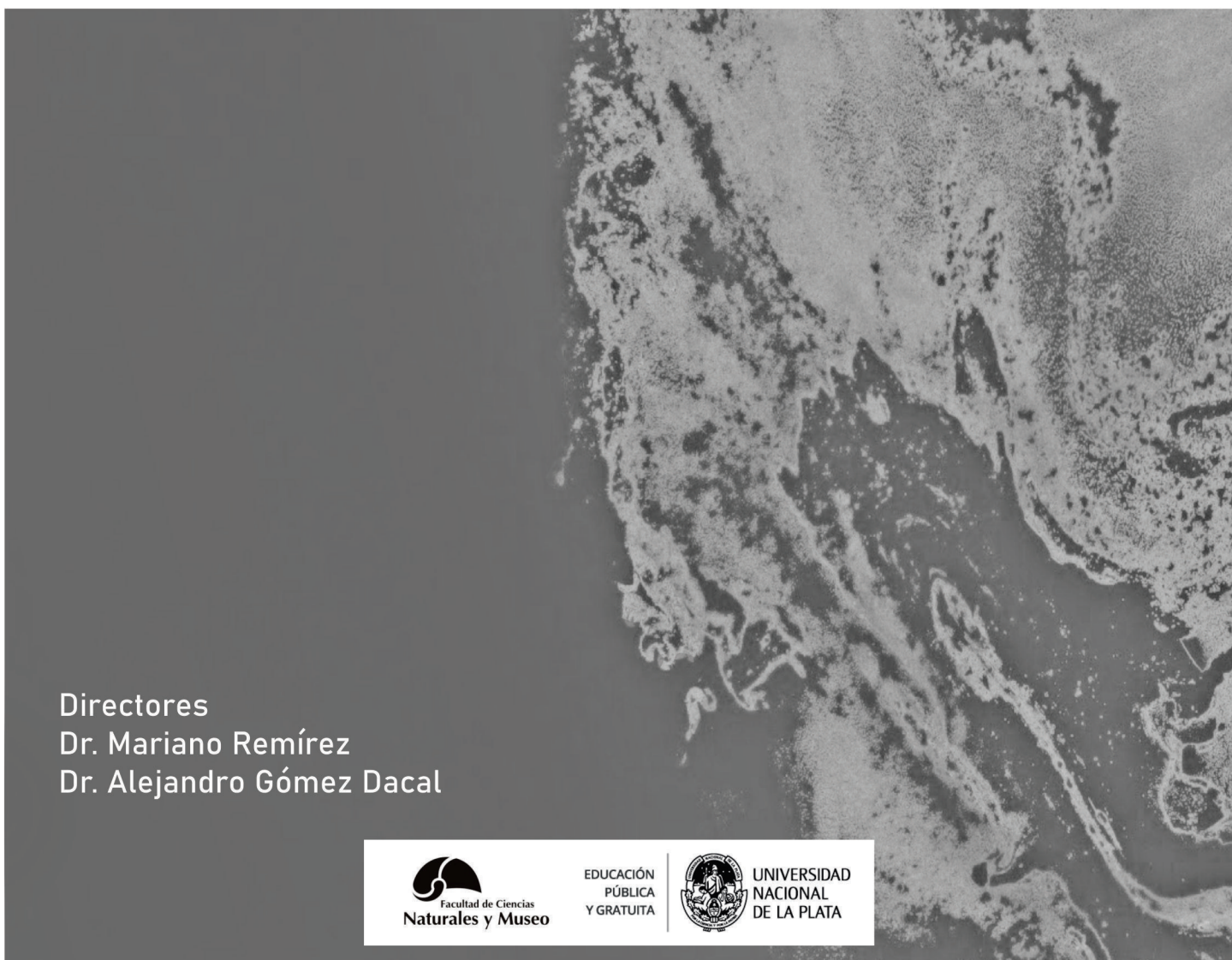


Variaciones en el aporte terrígeno, la productividad carbonática y las condiciones de óxido-reducción en depósitos marinos de grano fino de composición mixta

Joaquín Orzanco



Directores
Dr. Mariano Remírez
Dr. Alejandro Gómez Dacal



EDUCACIÓN
PÚBLICA
Y GRATUITA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

Trabajo Final de Licenciatura en Geología

Variaciones en el aporte terrígeno, la productividad carbonática y las condiciones de óxido-reducción en depósitos marinos de grano fina de composición mixta

2020

Estudiante: Joaquín Orzanco

Legajo: 21404/0

Mail: jorzanco@gmail.com

Directores: Dr. Mariano Remírez

Dr. Alejandro Gómez Dacal

Facultad de Ciencias Naturales y Museo - Universidad Nacional de La Plata



EDUCACIÓN
PÚBLICA
Y GRATUITA



ÍNDICE

1. Introducción.....	1
2. Antecedentes.....	3
2.1 Cuenca Neuquina.....	3
2.2 Relaciones estratigráficas del Grupo Mendoza.....	4
2.3 La Formación Agrio.....	5
2.4 El Miembro Agua de la Mula.....	7
3. Área y métodos de estudio.....	9
3.1. Área de estudio.....	9
3.2. Métodos de estudio.....	9
4. Resultados.....	12
4.1. Litología.....	12
4.2. Composición mineralógica por difracción de rayos X.....	12
4.2.1. Mineralogía de roca total.....	13
4.2.2. Mineralogía de arcillas.....	16
4.3. Análisis elemental por fluorescencia de rayos X.....	19
4.3.1. Elementos indicadores de aporte terrígeno.....	19
4.3.2. Elementos indicadores de productividad carbonática.....	22
4.3.3. Elementos indicadores de productividad orgánica.....	22
4.3.4. Elementos indicadores de condiciones óxido-reductoras.....	25
5. Discusión.....	28
5.1. Modelos de sistemas mixtos.....	28
5.2. Indicadores de aporte terrígeno y productividad carbonática.....	29
5.3. Variaciones en el aporte terrígeno.....	32
5.4. Indicadores de condiciones óxido-reductoras y de productividad orgánica.....	34
5.5. Variaciones en las condiciones oxido reductoras y en la productividad orgánica.....	35
5.6. Interpretación paleoambiental en el contexto paleogeográfico.....	37
5.7. Consideraciones sobre el contexto paleogeográfico.....	40
6. Conclusiones.....	42
7. Bibliografía.....	44

ANEXOS

Agradecimientos

A mi familia y amigos, que son el fin y el punto de partida de mi identidad y mi formación como profesional y como persona.

A mis compañeros de militancia del Frente Natural, que transforman la realidad día a día con el motor inagotable de la construcción colectiva.

A Tomás, Alejandro y Mariano, compañeros incansables en este proceso que significa el quehacer científico y que se concreta en -pero va mucho más allá- de esta producción escrita. A Manuel López, referente fundamental de la “Banda del Marian”, que resignifican el trabajo en equipo de forma que hacen que realmente valga la pena.

A la Universidad Pública y Gratuita, bandera del pueblo argentino que debemos alzar cada vez con más fuerza. A la Universidad Nacional de La Plata y a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, las instituciones donde todas estas voluntades se llevaron a la práctica.

Al Centro de Investigaciones Geológicas por brindarme un lugar de trabajo y formación, y especialmente a la Oficina 274 donde siempre fui recibido con la mayor calidez y entusiasmo.

A “LCV S.R.L.” por facilitar los análisis geoquímicos que nutren este trabajo. A la Fundación Williams y a la empresa SOMINAR S.A. por proveer los medios para realizar la experiencia de campaña más desafiante que tengo para contar en los asados.

A los Peces Raros, por compartir el arte de portada y llenar de música mis recuerdos en la facultad.

Resumen

Los sistemas marinos de rampa mixta se caracterizan por una gran variabilidad litológica reconocible en sus depósitos. Sin embargo, en el extremo distal de estos sistemas, los sedimentos finos presentan una mayor dificultad para reconocer estas variaciones. En este contexto, los estudios mineralógicos combinados con estudios composicionales de elementos mayoritarios, minoritarios y de elementos traza se presentan como herramientas de gran potencialidad. El objetivo de la presente contribución es definir los controles deposicionales y las variaciones ambientales presentes en la acumulación de sedimentos mixtos y carbonáticos de textura fina, y discutir sus implicancias en la caracterización de sistemas mixtos. La sección de estudio representa los depósitos del Miembro Agua de la Mula (Hauteriviano Superior-Barremiano Inferior) de la Formación Agrio, aflorantes en la desembocadura del arroyo Cienaguitas (sur de Mendoza), donde la sucesión presenta un excelente grado de exposición y preservación. En el área de estudio la unidad tiene un espesor de 144,7 metros, donde se tomaron 38 muestras espaciadas cada 4 metros, para su posterior análisis mineralógico (difracción de rayos X) y geoquímico (fluorescencia de rayos X).

Los depósitos están fundamentalmente constituidos por intercalaciones de margas y calizas micríticas donde domina ampliamente la calcita (~84%), y subordinadamente el cuarzo (~10%). Los contenidos de plagioclasa y minerales de arcilla son aún más escasos (~ 5% y ~1% respectivamente). Entre éstos últimos, la illita es la variedad predominante (~72%). A partir de la información mineralógica recabada se definieron tres intervalos, que en forma ascendente son: intervalo I (41 metros); intervalo II (82 metros); e intervalo III (22 metros). El contenido medio de calcita en el intervalo I es de ~83% ($\sigma = 13\%$), en el intervalo II el valor aumenta a ~90% ($\sigma = 8\%$), mientras que el intervalo III es de ~67% ($\sigma = 14\%$). El Intervalo III además presenta una tendencia vertical dada por la disminución progresiva del contenido de calcita desde ~93% hasta ~60%. Los minerales de silicáticos presentan una tendencia opuesta: en el intervalo I presentan un contenido de ~17% (10% cuarzo; 6% plagioclasa; 1% arcilla), en el intervalo II de ~10 % (6% cuarzo; 3% plagioclasa; 1% arcilla), y en el intervalo III de ~33% (23% cuarzo; 7% plagioclasas; 3% arcilla). El intervalo III presenta una tendencia creciente hacia el tope en el contenido de material silicático de ~7% a ~40%. La información mineralógica fue complementada con análisis composicionales, donde fueron analizados diferentes grupos de elementos según su afinidad geoquímica. Los datos composicionales reflejan que el intervalo III y el intervalo I se encuentran enriquecidos en los

elementos definidos como indicadores de aporte detrítico (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 y Zr), respecto del intervalo II, que se encuentra empobrecido. Por el contrario, el contenido de elementos definidos como indicadores de productividad carbonática (CaO y Sr) muestra una tendencia opuesta en los intervalos definidos. Asimismo, el intervalo I se encuentra enriquecido en los elementos definidos como indicadores de condiciones de déficit de oxígeno (Mo, V, Zn y S) respecto a los intervalos II y III.

Los estudios mineralógicos y geoquímicos confirman la composición mixta de la sucesión, con un marcado predominio de los componentes carbonáticos. El material silicático aparece en forma subordinada y de origen completamente detrítico. Por otra parte, estudios previos señalan que los componentes carbonáticos son predominantemente de origen biogénico. La efectividad de la dilución clástica, derivada del aporte de material terrígeno por sobre la productividad de material carbonático, se interpreta como el principal control en la variación composicional del sistema. Por lo tanto, el intervalo I presenta condiciones depositacionales con un aporte detrítico de mayor relevancia, mientras que en el intervalo II el aporte detrítico fue menor y predominó la productividad carbonática biogénica. En el intervalo III se registra un progresivo aumento del aporte detrítico hacia el tope de la unidad. Por otra parte, los elementos indicadores de variaciones en las condiciones redox sugieren que en el sector inferior del intervalo I predominaron condiciones fuertemente anóxicas e incluso euxínicas, mientras que en el resto de la unidad las condiciones debieron ser probablemente subóxicas a óxicas.

El análisis integrado del presente estudio permite realizar una interpretación de los principales controles en la dinámica del sistema deposicional de rampa mixta. El intervalo I registra condiciones poco estables en la zona distal, con condiciones de anoxia en los primeros metros que permiten asociarse a un proceso transgresivo. El intervalo II presenta condiciones estables, caracterizadas por un bajo aporte terrígeno, con la productividad carbonática como principal factor deposicional, en condiciones óxicas/subóxicas, que pueden asociarse a condiciones de mar alto. El intervalo III registra un incremento progresivo de aporte terrígeno en condiciones óxicas/subóxicas, que se interpreta como la progradación de la línea de costa hacia la zona distal de *offshore*.

Abstract

Mixed marine systems are characterized by wide array lithological compositions preserved in the sedimentary record. However, the recognition of the compositional variations in fine-grained sediments of distal parts of the systems is challenging. Nevertheless, mineralogical studies combined with geochemical analysis of major, minor and trace elements constitute potential tools for identifying these cryptical heterogeneities. The goals of this contribution are: 1. to define the depositional controls and environmental variations of fine-grained, mixed and carbonate sediments and, 2. to discuss their implications on the characterization of the mixed marine systems. To achieve these objectives, the Agua de la Mula Member (Upper Hauterivian – Lower Barremian) of the Agrio Formation was studied in the Cienaguitas creek (south of Mendoza province, Argentina). This section exhibits 144.7 meters of thickness and was sampled each 4 meters to reach 38 samples to perform mineralogical (X ray diffraction) and geochemical (X ray fluorescence) analyses.

The Agua de la Mula Member is constituted by micritic marls and mudstones dominated by calcite (~84%) and quartz (~10%). Plagioclase and clay minerals are scarce (~ 5% y ~1%, respectively). Illite is the most abundant clay mineral (~72%). Three intervals were defined through sedimentological and mineralogical analyses: Interval I (41 meters), Interval II (82 meters) and Interval III (22 meters). The calcite average content presents ~83% (s = 13%) in interval I, ~90% (s = 8%) in interval II, and ~67% (s =14%) in interval III. Moreover, interval III shows a vertical trend characterized by a gradual decreasing of calcite from ~93% to ~60%. The siliciclastic minerals present an opposite trend: ~17% (10% quartz; 6% plagioclase; 1% clay minerals) in interval II, ~10 % (6% quartz; 3% plagioclase; 1% clay minerals) in interval II and ~33% (23% quartz; 7% plagioclase; 3% clay minerals) in interval III. Also, interval III shows an upward increase of siliciclastic content from ~7% to ~40%. Geochemical results confirm mineralogical trends. Intervals I and III are enriched in elements which are indicative of a terrigenous supply (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ and Zr), meanwhile interval II is depleted in them. By the contrary, elements which indicate carbonate productivity (CaO and Sr) show an opposite trend. Furthermore, interval I is enriched in elements which indicate low abundance of oxygen (Mo, V, Zn and S).

Geochemical and mineralogical studies confirm the mixed composition of the succession and evidence a predominance of carbonate components. Siliciclastic components are scarce and

indicate a terrigenous provenance. In that sense, previous contributions point out that carbonate components are mainly produced by biogenic processes. Therefore, the effectiveness of clastic dilution over carbonate production is produced by the terrigenous input and interpreted as the main control of the compositional variations through the system. Thus, interval I presents depositional conditions related to a relatively high detrital input, while interval II presents conditions associated with a lower detrital input and a predominance of biogenic carbonate production. Interval III evidence conditions related to a progressive increase in the detrital input. Moreover, the variations of redox-sensitive elements suggest that the lower part of interval I was deposited under anoxic, or even euxinic conditions, while intervals II and III, were probably deposited under oxic/suboxic conditions.

The integrated analysis performed in this contribution allows to interpretate the main controls that determine the dynamic of the mixed marine depositional systems. Interval I records an unstable environmental condition of the distal part of the system. It is characterized by anoxic conditions on the lower section, likely produced by a transgressive event. Interval II presents stable environmental conditions characterized by a low terrigenous input and a predominance of carbonate productivity. The carbonate production corresponds to the main depositional process and occurred in a oxic/suboxic seafloor likely linked with a highstand condition. Interval III records a progressive increase in the terrigenous input developed under oxic/suboxic conditions, that can be interpreted as the progradation of the shoreline towards de offshore distal setting.

1. Introducción

El estudio de las rocas de grano fino, especialmente aquellas ricas en materia orgánica, se ha incrementado significativamente en los últimos 20 años, debido al potencial que las mismas presentan como productoras de hidrocarburos (Bohacs *et al.*, 2005; Aplin y Macquaker, 2011; Passey *et al.*, 2012; Spalletti *et al.*, 2019). Con éste renovado interés, se ha puesto de manifiesto la necesidad de incrementar la resolución de los estudios realizados, en busca de las heterogeneidades que estos depósitos pudieran presentar a pesar de haber sido históricamente caracterizados como muy homogéneos.

La acumulación de rocas de grano fino ricas en materia orgánica en ambientes marinos es el resultado de una compleja interacción entre la producción primaria y la destrucción de los componentes orgánicos, asociado a las condiciones de oxigenación del fondo y la columna de agua; y la dilución de los mismos por la sedimentación de otros componentes (Schieber, 2003; Bohacs *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2018). A estas variables podemos agregar también las variaciones composicionales que puedan presentar las propias sedimentitas, como en el caso de los sistemas marinos mixtos en los que estos cambios se relacionan con cambios en la relación entre el aporte terrígeno y la productividad carbonática (Zeller *et al.*, 2015) y/o silíceo (Lazar *et al.*, 2015). En suma, las condiciones ambientales del sistema en el que se depositen este tipo de rocas, están condicionados por el grado de oxigenación y producción orgánica, y su relación con las demás variables del sistema durante su evolución en el tiempo.

Para abarcar estos procesos de manera integral, la sedimentología clásica de campo se complementa necesariamente con intensos trabajos de laboratorio tendientes a incrementar el detalle de análisis con el que se busca descifrar los mecanismos que los rigen (Macquaker y Adams, 2003; Spalletti *et al.*, 2014; Rivera *et al.*, 2018). Es así, que los estudios mineralógicos combinados con los relevamientos de campo se erigen como primera aproximación al estudio de las variaciones composicionales que los depósitos de grano fino pueden presentar (Schieber, 2003). Si bien durante los últimos años el interés por estos depósitos se ha incrementado notablemente, pocos son los registros actuales sobre las características que éstas presentan en ambientes marinos mixtos (Spalletti *et al.*, 2019). Los modelos deposicionales definidos hasta el momento presentan limitaciones a la hora de adecuar los modelos teóricos a los sistemas de la Cuenca Neuquina para este período de tiempo (Comerio *et al.*, 2019), siendo preciso enriquecer la información relevada con estudios sedimentológicos de detalle para avanzar en la comprensión de las

relaciones entre los principales factores que controlan la sedimentación, como las condiciones redox y los cambios en el nivel del mar.

Los depósitos del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio representan el relleno de un sistema de rampa mixta silicoclástica-carbonática homoclinal (Spalletti *et al.*, 2001), en la cual se desarrollan reservorios arenosos y rocas madre pelíticas consideradas potenciales depósitos no convencionales (Comerio *et al.*, 2018). Es por esto que este ejemplo constituye un caso de estudio excepcional para la comprensión de su evolución y para la generación de modelos predictivos de interés para la comunidad científica y su aplicación en la industria hidrocarburífera. Por ello, el objetivo de la presente contribución es determinar las variaciones composicionales registradas en el Miembro Agua de la Mula y analizar los factores de control sobre dichas variables. Para cumplir con ese objetivo central, se han planteado los siguientes objetivos específicos:

- a. Analizar las relaciones entre aporte silicoclástico y productividad carbonática
- b. Vincular dicha relación con las condiciones de óxido-reducción.
- c. Analizar los factores de control en su contexto paleogeográfico y en función de los modelos de sedimentación existentes.
- d. Contribuir a la comprensión de los controles en la depositación de los sistemas deposicionales mixtos.

2. Antecedentes

2.1 Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina conforma una provincia geológica que se encuentra en el centro-oeste de la República Argentina, ocupando las provincias de Neuquén, sur de Mendoza, noroeste de Río Negro y sudoeste de La Pampa. Comprende una extensión de 120.000 km², y sus depósitos alcanzan un espesor de hasta 6000 m, abarcando un lapso temporal que va desde el Triásico Tardío al Paleoceno (Howell *et al.*, 2005). Una característica distintiva de la cuenca es su gran variedad de depósitos y de ambientes de depositación, que guardan además evidencias de una compleja historia tectónica (Howell *et al.*, 2005).

A partir del estudio geológico regional se diferencian dos áreas estructurales que dividen la cuenca; al oeste el sector andino, caracterizado por una gran complejidad estructural, con pliegues y fallas que generan importantes afloramientos de las sucesiones; y al este el sector conocido como Engolfamiento Neuquino, que se caracteriza por depósitos con escasa o nula deformación, y donde se encuentran importantes reservorios de hidrocarburos (Braccini, 1970; Doyle *et al.*, 2005). La historia tectónica de la cuenca ha sido dividida en tres etapas (Vergani *et al.*, 1995; Howell *et al.*, 2005): a) etapa de *synrift*, comprendida entre el Triásico Tardío hasta el inicio del Jurásico; b) etapa de *postrift*, que comprende el Jurásico hasta el Cretácico temprano, y c) etapa de antepaís desde el Cretácico Temprano hasta la actualidad.

La etapa de *synrift* está dominada por el desarrollo de esfuerzos extensionales que generaron una serie de hemigrábenes con diferentes depocentros aislados donde se acumuló material volcánico y sedimentario continental (Franzese *et al.*, 2006). En el período Jurásico el margen oeste de Gondwana adoptó un régimen de subducción, bajo el cual se desarrolló en la zona una cuenca de tipo trasarco que se extendió hasta el Cretácico temprano. Durante este período, la cuenca mantenía conexiones con el proto-Océano Pacífico y estaba limitada por las áreas cratónicas del Sistema Sierra Pintada (NE) y el Macizo Norpatagónico (SE) (Franzese *et al.*, 2003) (Figura 1.A). Los depósitos de esta etapa son principalmente marinos, con etapas de regresión-transgresión observables a distintas escalas (Groeber, 1946; Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991). Otro rasgo característico de esta etapa es la marcada asimetría en la tasa de subsidencia y en el suministro clástico de la cuenca, que generó diferencias

paleoambientales y sedimentológicas entre el sector Andino y el sector del Engolfamiento Neuquino (Gulisano y Gutiérrez Pleiming, 1994).

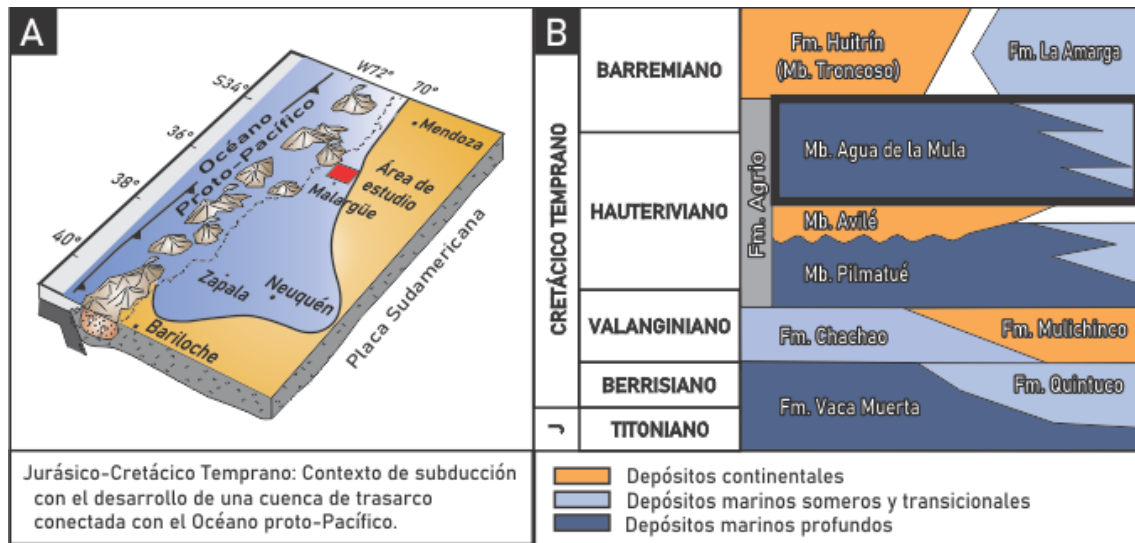


Figura 1. (A) Reconstrucción paleogeográfica para el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano (modificado de Howell *et al.*, 2005). (B) Estratigrafía de la Cuenca Neuquina para el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano. Enmarcado en negro se indica el Miembro Agua de la Mula.

A partir del Cretácico Temprano, la reorganización de las placas tectónicas y los cambios en el ángulo de subducción produjeron una fase fuertemente compresiva, acompañada por el crecimiento del cordón orogénico andino, que limitó los ingresos desde el Océano Pacífico, y a la vez provocó el desarrollo de una cuenca de antepaís (Legarreta y Uliana, 1991; Vergani *et al.*, 1995). Los depósitos de esta etapa son predominantemente continentales y de amplia distribución areal, ya que se unificaron diferentes depocentros (Franzese *et al.*, 2003). A fines del Cretácico se produjo la primera inundación atlántica en el marco de un ascenso global en el nivel eustático (Barrio, 1990). Finalmente, el régimen compresivo imperante produjo durante el Mioceno la deformación de la corteza mediante fajas plegadas y corridas que configuran el paisaje actual (Ramos, 1999).

2.2 Relaciones estratigráficas del Grupo Mendoza

La historia tectónica de esta región ha dejado como producto un registro sedimentario casi ininterrumpido entre el período Jurásico Temprano y el Cretácico Tardío. Aquí se reconocieron grandes episodios de acumulación separados por

discordancias regionales, descritos y definidos por primera vez por [Groeber \(1946\)](#) y [Groeber et al. \(1953\)](#) como ciclos Jurásico, Ándico y Riográndico. Dentro del ciclo Ándico, [Groeber \(1946\)](#) describe una sección marina como “facies uniformemente calcáreo-arcilloso-esquistosa”, y la define como hemicycleo “Mendociano”. En la actualidad, esta sucesión sedimentaria es denominada Grupo Mendoza ([Stipanovic, 1969](#); [Legarreta et al., 1981](#)), y sus límites están marcados por la discontinuidad de la Fase Araucánica en la base y por la fase Miránica inicial en el techo, abarcando el lapso temporal que va desde el Titoniano temprano al Barremiano.

Desde una perspectiva estratigráfico secuencial, y haciendo énfasis en las variaciones eustáticas globales, los ciclos de Groeber fueron reinterpretados como Supersecuencias, definidas por [Legarreta y Gulisano \(1989\)](#). Con esta perspectiva, el Grupo Mendoza se divide en tres mesosecuencias, que se han delimitado según eventos de fuerte descenso del nivel del mar (Mendoza Inferior, Media y Superior) ([Legarreta y Gulisano, 1989](#)). La Mesosecuencia Mendoza Superior comprende a los Miembros Avilé y Agua de la Mula y representa los depósitos de un ciclo eustático de segundo orden. ([Legarreta et al., 1981](#); [Spalletti et al., 2011](#)). Se reconocen a su vez, ciclos de menor jerarquía en donde la etapa de mar bajo se ve representada con facies transicionales-lagunares en la zona Neuquina y facies fluviales y eólicas en la zona del sur de Mendoza (Miembro Avilé de la Formación Agrio; [Legarreta y Uliana 1991](#)). Por encima de estos depósitos, se encuentran las margas y calizas de rampa mixta que corresponden con los cortejos transgresivos y de mar alto, descritos como Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio (Figura 1.B) ([Leanza et al., 2001](#)).

2.3 La Formación Agrio

La Formación Agrio, definida por [Weaver \(1931\)](#) se encuentra bien representada, aunque con grandes variaciones en espesor, litología y contenido fósil, a lo largo de toda la Cuenca Neuquina. Aflora en una amplia extensión, desde la zona del Cerro Aconcagua en el noroeste de la provincia de Mendoza hasta el Cerro Grande de Mallín Largo en el suroeste de la provincia de Neuquén ([Spalletti et al., 2011](#)). Yace sobre la Formación Mulichinco en el ámbito neuquino y sobre la Formación Chachao en el sector surmendocino ([Sagasti, 2002](#)) (Figura 1.B). Al sur de la dorsal de Picún Leufú-Plottier la Formación Agrio es cubierta por sedimentitas de ambiente mixto correspondientes a la

Formación La Amarga (Mussachio, 1970), mientras que en el área mendocina de la cuenca es cubierta por los depósitos carbonáticos, clásticos y evaporíticos de la Formación Huitrín (Figura 1.B) (Legarreta, 1985).

Este paquete sedimentario contiene una riqueza paleontológica diversa y abundante, que permitió definir la posición geocronológica en base a su fauna de amonoides en el lapso Valanginiano temprano-Barremiano temprano (Aguirre-Urreta *et al.*, 1999; 2007). A estos estudios se han adicionado dataciones absolutas en los circones detríticos (U-Pb SHRIMP) que establecen una edad de $132,5 \pm 1,3$ Ma correspondiente a un nivel de toba que aparece intercalado entre las lutitas basales del Miembro Agua de la Mula (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008a).

En el análisis litológico, la Formación Agrio se caracteriza por tener espesas sucesiones de limolitas marinas de composición mixta, con calizas micríticas y areniscas intercaladas. Alcanza espesores cercanos a los 1500 m en la zona axial del depocentro de la cuenca, con grandes variaciones regionales que pueden apreciarse debido a su amplia distribución de afloramientos. En el sector neuquino registra espesores entre 700 m y 1600 m (1178 m en la localidad tipo, “Bajada del Agrio”; Leanza, 1993), mientras que en el sector surmendocino los espesores van de los 300m a los 600m (446 m en la localidad “Arroyo Cienaguitas”; Sagasti, 2002).

La Formación Agrio está compuesta por tres miembros (Leanza *et al.*, 2001) (Figura 1.B), denominados de base a techo Miembro Pilmatué, Miembro Avilé y Miembro Agua de La Mula. Tanto el Miembro Pilmatué (Spalletti *et al.*, 2011; Remíz *et al.*, 2020) como el Miembro Agua de la Mula (Comerio *et al.*, 2018) están constituidos por sucesiones de pelitas y areniscas mixtas de composición silicoclástica-carbonática. Entre estos dos depósitos marinos se encuentran las areniscas continentales del Miembro Avilé (Weaber, 1931).

La Formación Agrio presenta asimismo variaciones litológicas laterales, identificando mayor proporción de pelitas negras en la zona neuquina (Leanza, 1993), las cuales tienden a enriquecerse en componentes carbonáticos y en cantidad de materia orgánica hacia el área mendocina y hacia el sur de la Dorsal de Huincul (Leanza y Hugo, 1997; Aguirre-Urreta y Rawson, 2001; Sagasti, 2002). Estas diferencias han sido asignadas a las diversas condiciones de depositación que se desarrollaron en los diferentes sectores de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano. Mientras que en el sector

del Engolfamiento neuquino se estableció un ambiente marino somero, de energías moderadas a altas (Marchese, 1971), en el sector surmendocino los depósitos pelíticos característicos corresponden a ambientes marino profundos de baja energía (Tyson *et al.*, 2005; Spalletti *et al.*, 2011).

Los estudios de interpretación paleoambiental de la Formación Agrio definen un ambiente de rampa marina abierta de composición mixta silicoclástica-carbonática, depositada en un contexto de transgresión y de mar alto (Leanza, 1977; Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2001, 2011). Se reconocen en la zona surmendocina dos contextos sedimentarios: uno de rampa proximal, *nearshore*, somero y desarrollado por encima del nivel de base de las olas de buen tiempo; y otro de rampa distal, de mayor profundidad y desarrollado por debajo del nivel de base de las olas de tormenta (Sagasti, 2002; Comerio *et al.*, 2019).

El registro prácticamente continuo de estos depósitos marinos permite asociar los ritmos sedimentarios con los tiempos de acumulación, y diferenciar ciclos eustáticos de diferentes órdenes. De esta manera se reconocen secuencias de tercer orden que comprenden intervalos de 1 a 10 Ma (Spalletti *et al.*, 2011) producto de cambios eustáticos a escala global como las glaciaciones, hasta secuencias de cuarto y quinto orden, controladas por las variaciones en los “Ciclos de Milankovitch”, que son modificaciones climáticas provocadas por las variaciones en la órbita y la rotación de la Tierra (Spalletti *et al.*, 1990; Spalletti *et al.*, 2001a; Sagasti, 2005; Kietzmann y Paulin, 2019).

2.4 El Miembro Agua de la Mula

El Miembro Agua de la Mula (Leanza *et al.*, 2001) está compuesto por sucesiones de limolitas y arcillitas negras a oscuras que van del Hauteriviano tardío al Barremiano temprano. Alcanza espesores promedio de 250 a 300 m y llega a valores máximos de 1000 m en el sector central de la cuenca (Aguirre-Urreta y Rawson, 1997). El límite inferior es un contacto abrupto con el Miembro Avilé y está marcado por el pasaje desde facies arenosas o pelíticas continentales a las margas y calizas oscuras de la base del Miembro. El límite superior presenta mayor complejidad, puesto que en algunos sectores limita con los depósitos del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín formando una superficie transgresiva, mientras que en otros sectores se constituye como una superficie

de erosión que lo pone en contacto con las capas continentales del Miembro Troncoso inferior de la Formación Huitrín (Vergani *et al.*, 2002; Archuby *et al.*, 2011) (Figura 1.B).

Estos depósitos se diferencian según su posición en la cuenca, experimentando diferentes cambios faciales (Legarreta *et al.*, 1981). Hacia el oeste se encuentran pelitas oscuras y calizas micríticas que, en dirección hacia el este, pasan a calizas esqueléticas y oolíticas, y luego a clásticos carbonáticos grises. En el sector cordillerano los depósitos están constituidos por areniscas carbonáticas y calizas oolítico-fosilíferas (Legarreta y Kozłowski, 1984). Estas asociaciones litológicas corresponden a facies de rampa marina homoclinal, somera a profunda, en un sistema influenciado por las olas de tormentas (Spalletti *et al.*, 2001b; Lazo *et al.*, 2005; Sagasti, 2005), como también por las mareas, según las estructuras y microestructuras encontradas (Tunik *et al.*, 2009; Fernández y Pazos, 2012, 2013; Comerio, 2016). En el sector surmendocino, donde se localiza la sección de estudio (Figura 2.A), afloran las acumulaciones del sector de rampa marino profundo, caracterizados como depósitos hemipelágicos con una proporción relevante de componentes alóctonos (Sagasti, 2002).

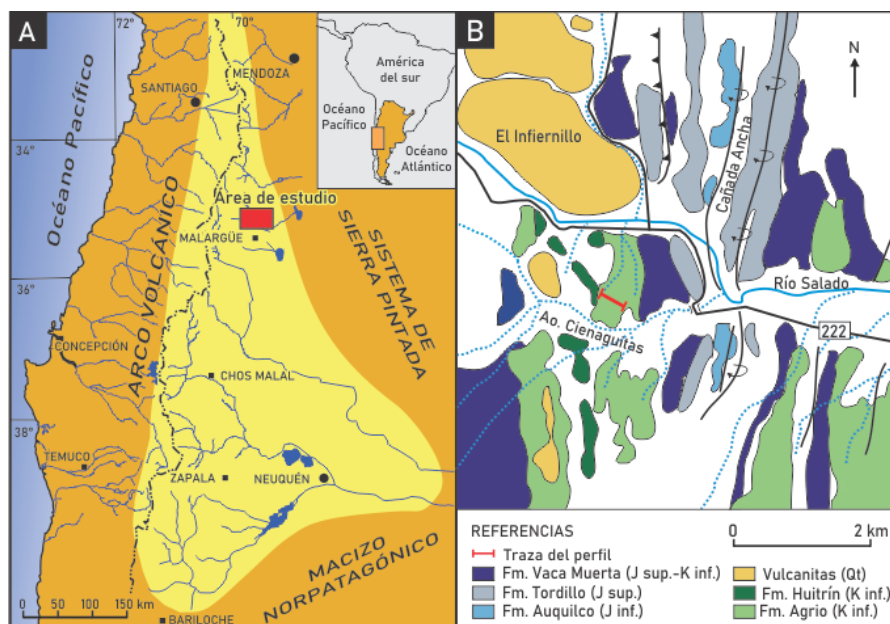


Figura 2. (A) Localización de la Cuenca Neuquina y del área de estudio. (B) Esquema geológico de la localidad “Arroyo Cienaguitas” y traza del perfil relevado (A: modificado de Remírez *et al.*, 2020, B: modificado de Sagasti, 2002).

3. Área y métodos de estudio

3.1 Área de estudio

El área de estudio corresponde a la localidad Arroyo Cienaguitas, que se ubica a 40 km al norte de la ciudad de Malargüe y a 2 km de la desembocadura de dicho arroyo en el Río Salado, sobre la Ruta Provincial 222. Las coordenadas geográficas son 35°12' LS y 69°46' LO (Figura 2.B). Allí, el Miembro Agua de la Mula aflora de forma completa, asociado a una serie de anticlinales de orientación N-S que forman parte de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Kozłowski *et al.*, 1993; Nocioni, 1996). El límite inferior se encuentra bien definido por un cambio litológico brusco, concordante, con las pelitas y areniscas verdosas del Miembro Avilé. El límite superior es concordante y neto, y por encima se registra un potente paquete evaporítico (de unos 15 m de espesor) correspondiente a la Formación Huitrín. Aquí, el Miembro Agua de la Mula presenta 144,70 m de potencia.

3.2 Métodos de estudio

El trabajo de campo en la localidad Arroyo Cienaguitas se realizó con el auxilio de cinta métrica, báculo de Jacob, brújula geológica y posicionador satelital (GPS).

Se realizó un muestreo de las sedimentitas de afloramiento, sistemáticamente tomadas a distancias similares para lograr la representatividad de toda la unidad. Se tomaron un total de 38 muestras espaciadas cada 4 metros (Figura 3). El depósito comprende las intercalaciones cíclicas entre dos litologías contrastantes, definidas como “margas” y “calizas” en el campo y diferenciadas por su diferente resistencia a la erosión y por el contenido relativo de carbonato estimado en función de la reacción al HCl. En función de estas diferencias, tomaron las muestras de a pares marga-caliza cuando esta ciclicidad predominaba, mientras que se tomaron muestras de una sola litología cuando ésta dominaba en el sector a muestrear.

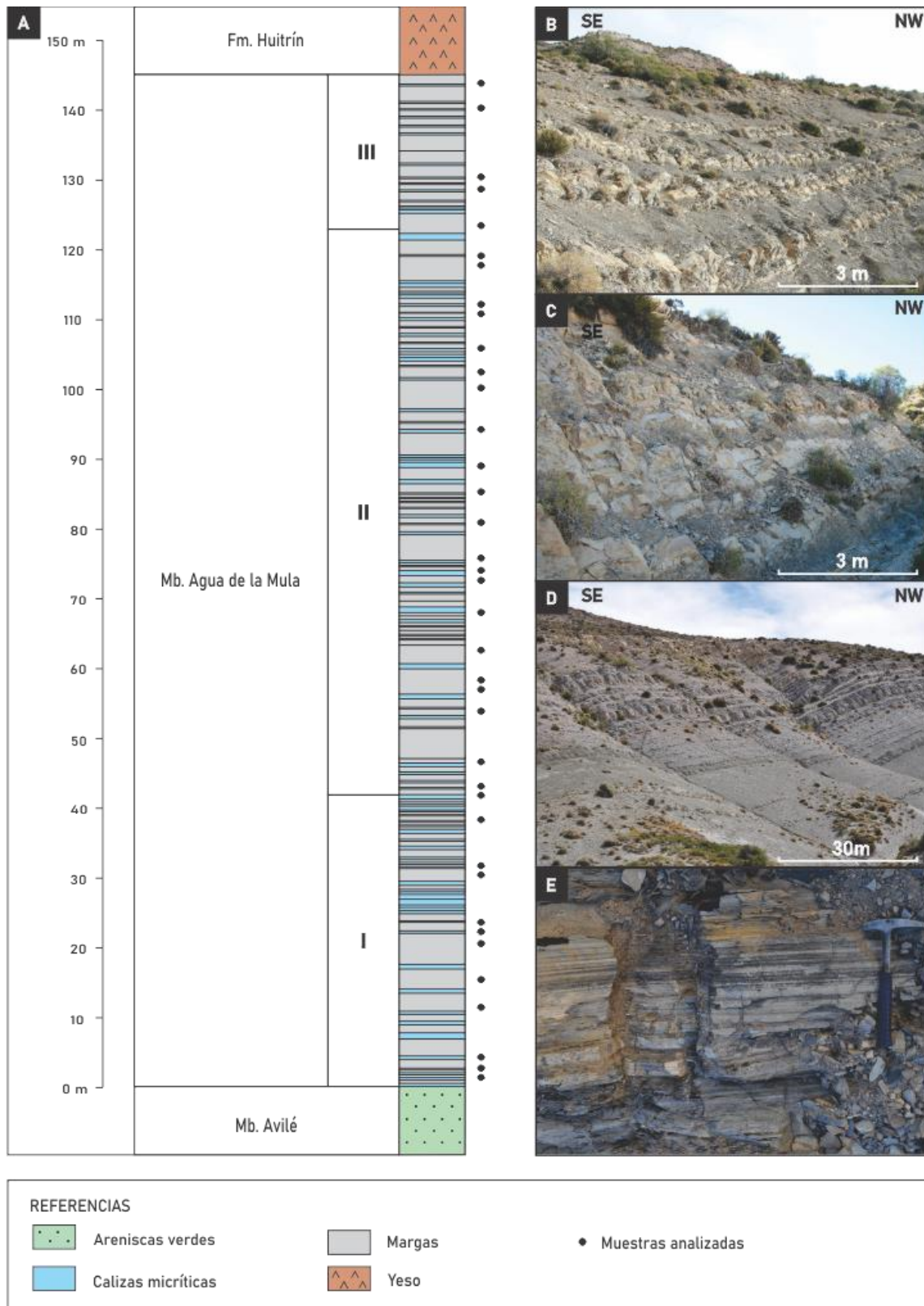


Figura 3. Representación esquemática de las litologías del Miembro Agua de la Mula en la Localidad Arroyo Cienaguitas (izquierda) (modificado de Sagasti, 2001). Derecha: Aspecto general de los afloramientos del Intervalo III (A), intervalo II (B), intervalo I (C) y vista de las margas con intercalaciones micríticas (D).

La molienda de las muestras se realizó en mortero de carburo de wolframio (*widia*) y los análisis composicionales fueron efectuados con un Difractómetro *PANalytical X'Pert PRO* del Centro de Investigaciones Geológicas usando radiación de ánodo de Cu ($K\alpha = 1.5405 \text{ \AA}$), filtro de Ni y configurado a 40 kV y 40 mA. Los resultados se plasmaron en difractogramas (ver Anexo 1) y se procesaron mediante el programa *Origin*®. La determinación de la proporción mineralógica de los análisis de Roca Total fue obtenida a partir de la intensidad del pico principal de cada componente en el difractograma (Schultz, 1964; modificado con patrones propios; Moore y Reynolds, 1989). La estimación de los componentes minerales tiene un error metodológico de alrededor del 10% (Poiré, 1987; Richiano *et al.*, 2015), por lo que las determinaciones tienen un carácter semicuantitativo. En el caso de los análisis de Fracción Fina (argilominerales), se trabajó sobre la base de los difractogramas (ver Anexo 1) correspondientes a las muestras de la fracción menor a 10 micras, preparadas en estado orientado natural, glicolado y calcinado. Se determinó el contenido mineralógico a partir de la intensidad del pico principal, representada en el área del pico de cada una, pero realizando las correcciones detalladas en Biscaye (1965) y Gómez Dacal (2017), y utilizando el método de Moore y Reynolds (1989) para calcular el porcentaje de illita en los interestratificados illita/esmectita.

Por otra parte, la composición elemental se obtuvo mediante análisis por fluorescencia de rayos X obteniendo los contenidos en partes por millón (ppm). Los análisis se realizaron en los laboratorios de LCV SRL mediante un equipo portátil de fluorescencia de rayos X dispersiva (FRX) y de carácter no destructivo. Los elementos mayoritarios y minoritarios seleccionados (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , S) fueron expresados en porcentajes de óxidos, calculados a partir del factor gravimétrico, es decir de la relación entre el peso atómico y el peso molecular del óxido correspondiente para cada caso. Los elementos traza considerados, junto con el Mn y el Ti se expresaron en partes por millón (ppm). Debido a que algunas muestras presentaron contenidos de Al_2O_3 menores a 1,5%, no se utilizaron las normalizaciones usuales en función del aluminio (Tribovillard *et al.*, 2006) para evitar la generación de relaciones espurias (Van der Weijden, 2002).

Los elementos analizados se clasificaron en función de los trabajos de Hofmann *et al.* (1998) y Wright *et al.* (2010) que diferencian grupos de elementos según sus variaciones estadísticas y afinidades geoquímicas. Asimismo, sobre los elementos redox-sensitivos, se siguieron las pautas clasificatorias propuestas por Algeo y Maynard (2003), Tribovillard *et al.*, (2006) y Brumsack (2006). De esta forma, para el grupo de elementos

indicadores de aporte terrígeno se utilizaron los contenidos de SiO₂, Al₂O₃, Zr y Ti; para el grupo de elementos indicadores de productividad carbonática se utilizaron las concentraciones de CaO y Sr; para el grupo de elementos indicadores de productividad orgánica se utilizaron los contenidos de P₂O₅, y Ba; y para el grupo de elementos indicadores de condiciones reductoras se utilizaron los valores de Fe₂O₃, S, Mn, Mo y Zn.

4. Resultados

4.1 Litología

El Miembro Agua de la Mula en la sección Arroyo Cienaguitas, se compone principalmente de intercalaciones rítmicas de margas y calizas micríticas (Figura 3), con presencia de escasos fragmentos esqueléticos, y evidencias de la presencia de materia orgánica, tales como el color gris oscuro a negro, presencia de pirita y un característico olor fétido. Los depósitos margosos son de color gris oscuro, con marcada laminación y menor resistencia a la meteorización. Conforman estratos que van desde los 0,20 m hasta los 4,20 m, intercalando con niveles de calizas micríticas en arreglos estratodecrecientes en la parte inferior del Miembro, que cambian hacia el sector medio tornándose en arreglos estratocrecientes en la parte superior. Por otro lado, las calizas micríticas se presentan en estratos tabulares, de estructura masiva, color gris claro y alcanzan espesores que van de los 0,10 m a los 0,70 m. De manera subordinada se reconocen delgados niveles de cenizas de hasta 0,20 m de espesor, y niveles de areniscas bioclásticas finas a medias en capas de hasta 0,15 m en el sector medio.

4.2 Composición mineralógica por difracción de rayos x

Los depósitos están fundamentalmente constituidos por calcita (~84%), y subordinadamente cuarzo (~10%) (Tabla 1). Los contenidos de plagioclasas + feldespatos y minerales de arcilla son aún más escasos (~ 4% y ~1% respectivamente). El análisis mineralógico de Fracción Fina muestra una amplia dominancia de la illita (72%) por sobre las otras especies minerales (Tabla 2).

A través de la integración de la información obtenida y con el fin de proporcionar una descripción sistematizada, se dividió a la unidad en tres intervalos composicionales: el intervalo I, que comprende los primeros 40,7 metros; el intervalo II, que abarca los

siguientes 82 metros (entre 40,7 y 122,7 m); y el intervalo III, que corresponde a los 22 metros cuspidales (entre 122,7 y 144,7 m de la columna).

4.2.1 Mineralogía de Roca Total

Los contenidos porcentuales de calcita son muy elevados en toda la secuencia, con un promedio total de 84,0% y un desvío estándar de 13,8% (Tabla 1). Aunque la abundancia de calcita en ocasiones llega a representar el 98,0% de la roca, se observa también que en algunos casos aislados estos valores disminuyen hasta el 53,3%. En el intervalo I del perfil se encuentran valores de calcita que varían desde 98% hasta 53% (Figura 4). El promedio para el intervalo es de 83% con un desvío estándar de 13%. En el intervalo II se reconoce un lapso de continuidad en los valores de calcita, que son más elevados que en intervalo I, con un promedio de 89% y un desvío estándar de 11%. A partir de los 122,7 m (intervalo III) se reconoce una tendencia a la disminución en forma pronunciada en el contenido de calcita que se mantiene hasta el tope del perfil, con una variación progresiva en el contenido desde 83% hasta 60% (promedio 66,9% y desvío estándar 13,7%).

En orden de abundancia en el contenido mineralógico sigue el cuarzo, con un promedio total de 10,4% y un desvío estándar de 9,6%, alcanzando valores de hasta 38,7% (Tabla 1). En el intervalo I el contenido promedio es de 9,9%, con un desvío estándar de 7,3%. Los valores varían entre 1% y 15%, llegando incluso a valores pico a los 0,2 m (23%) y a los 14,5 m (22%) (Figura 4). En el intervalo II el contenido de cuarzo es menor, con un promedio de 7,5% y un desvío estándar de 8,6%. Los valores no superan el 10%, salvo en casos aislados a los 56,3 m (25%) y 93,8 m (35%) (Figura 4). A partir de los 101,2 m se puede percibir un ligero aumento en el contenido de cuarzo pues no se encuentran valores menores al 3%. En el intervalo III (promedio 23,1% y desvío estándar 10,4%) se registra una notoria tendencia al aumento en la proporción de cuarzo, con composiciones que van desde un 5% hasta un 27% en el tope del perfil y con un valor máximo de 39% a los 135,9 m (Figura 4).

Las plagioclasas se encuentran en proporciones muy escasas, con un promedio total de 4,5% y un desvío estándar de 4,2% (Tabla 1). Los valores en casi todo el perfil (Figura 4) son menores al 7%, y los valores excepcionalmente altos se concentran en el intervalo I con un promedio de 6,5% (desvío estándar 5,8%). Los valores pico se dan a

los 0,2 m (22%), 14,5 m (11%) y 29,9 m (13%). Esta característica difiere del intervalo II, cuyo promedio es de 2,6% (desvío estándar 1,7%), y donde los valores se mantienen en el rango de 0% a 7% (en su mayoría por debajo del 5%). En el intervalo III se presenta una tendencia al incremento en los contenidos de plagioclasa, desde un 2% hasta un 10% al tope del perfil (promedio 7,1% y desvío estándar 2,9%).

Los contenidos de arcilla son en general muy escasos, con un promedio total de 1,0% y un desvío estándar de 1,2% (Tabla 1). La mayoría de los valores no superan el 2% y se distribuyen de manera homogénea en el intervalo I (promedio 1,0% y desvío estándar 0,8%) y en el intervalo II (promedio 0,6% y desvío estándar 0,9%) (Figura 4). En el sector que comprende los primeros dos intervalos sólo hay algunos valores pico a los 56,3 m (3%) y a los 93,8 m. En el intervalo III (promedio 2,9% y desvío estándar 1,4%) los porcentajes se incrementan notablemente, todos los valores superan el 2%, alcanzando un valor máximo de 5% a los 135,9 m (Figura 4).

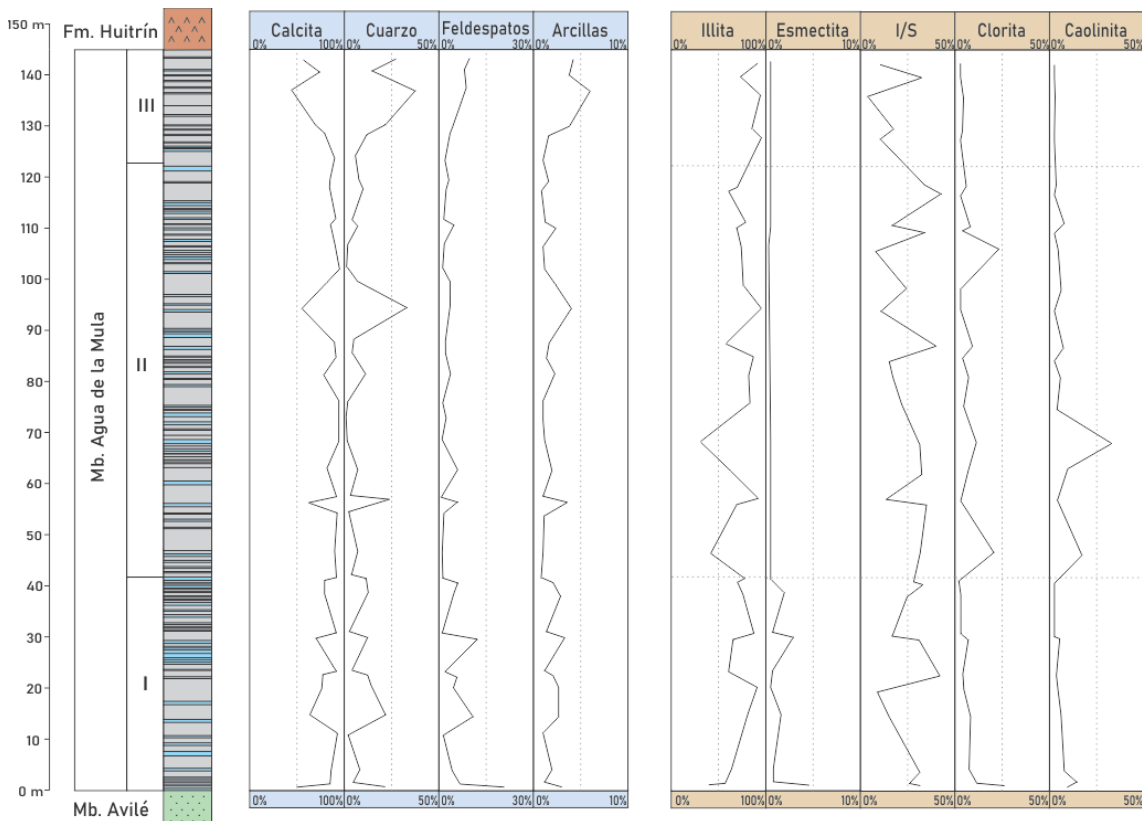


Figura 4. (Derecha) Abundancia relativa de los componentes minerales obtenidos por análisis de Roca Total por DRX. (Izquierda) Abundancia relativa de los argilominerales obtenidos por análisis de Fracción Fina obtenidos por DRX

Tabla 1. Abundancia relativa en porcentajes (%) de la mineralogía obtenida por difracción de rayos X (Q = cuarzo, Pl+FK = plagioclasas y feldespatos, Ca = calcita, Arc = arcillas). Las líneas horizontales dividen el perfil en los intervalos definidos.

Intervalo	Altura (m)	Q	Pl+F	Ca	Arc
III	142,1	27	10	60	3
	139,6	15	8	75	3
	135,9	39	9	47	5
	129,1	22	4	71	3
	127,6	13	4	82	1
II	122,7	5	2	93	0
	118,2	9	3	88	1
	117,1	10	3	88	0
	110,6	4	1	95	0
	109,5	7	5	87	1
	105,8	3	1	96	0
	101,2	1	1	98	0
	98,3	8	4	87	1
	93,8	35	4	57	3
	87,0	5	2	93	1
	84,4	4	2	93	1
	80,7	11	3	84	1
	75,3	1	1	98	0
	72,3	1	2	97	0
	67,8	1	1	98	0
	62,2	8	6	85	1
	56,7	3	1	95	0
	56,3	25	7	65	3
	53,6	1	1	97	0
	46,3	7	1	92	0
41,0	3	2	95	0	
I	40,7	13	6	81	1
	37,9	12	5	81	2
	30,2	2	1	96	0
	29,9	13	13	72	2
	22,7	3	2	94	0
	22,5	12	6	81	1
	19,8	14	4	80	1
	14,5	22	11	65	2
	10,9	1	1	98	0
	3,7	7	4	88	1
	0,9	4	7	89	0
	0,2	23	22	53	2
		Promedio	10,4	4,5	84,0
	Desvío	9,6	4,2	13,8	1,2

4.2.2 Mineralogía de las arcillas

La caracterización mineralógica de los contenidos de arcillas se sintetiza en la Tabla 2. Las especies minerales definidas fueron illita, esmectita, interestratificados illita esmectita (I/S), caolinita y clorita. Los análisis muestran una amplia dominancia de la illita por sobre las otras especies, con una tendencia al aumento en su proporción hacia el tope del perfil. Subordinadamente, aparece el interestratificado I/S, y en forma esporádica se encuentran contenidos de esmectita, clorita y caolinita (ver Anexo 1).

La illita es el argilomineral que predomina en toda la secuencia, con un promedio total de 72,0% y un desvío estándar de 16,1% (Tabla 2). En líneas generales se observa que la secuencia se enriquece en illita desde la base hacia el tope, aunque con fluctuaciones apreciables en los valores (Figura 4). Más detalladamente, puede observarse que el intervalo I (promedio 68,7% y desvío estándar 13,6%) comienza con valores bajos, entre 41% y 70%, que van en aumento hasta concentrarse entre 60% y 80% (Figura 4). En el intervalo II el promedio se incrementa muy levemente hasta 69,5% (desvío estándar 16,9%). Sin embargo, hasta los 67,8 m los valores en general se encuentran entre el 40% y el 30%, pero a partir de esa altura y hasta los 118,2 m se puede observar una tendencia que comienza con valores elevados, por encima de 80% que van disminuyendo hasta valores del 60% (Figura 4). En el intervalo III (promedio 87,7% y desvío estándar 11,1%) los valores son elevados, por encima del 80% en su mayoría, y con valores pico de 98% a los 135,9 m (Figura 4).

La esmectita se encuentra muy poco representada en el perfil (no se registra en 34 casos), y tiene un contenido promedio total de 0,3% (desvío estándar de 0,8%) (Tabla 2). Los valores apreciables de esmectita se encuentran en el intervalo I, entre los 0 m y los 37,9 m, y abarcan de 1% a 3% (Figura 4). A partir de los 37,9 m y hasta el tope de la secuencia este mineral desaparece del registro (Figura 4).

El interestratificado illita/esmectita es el segundo en abundancia, con un promedio total de 21,6% y un desvío estándar de 11,3% (Tabla 2). El intervalo I tiene un promedio de 24,8% y un desvío estándar de 10,1%. En su base los contenidos están entre el 20% y el 30% los primeros 10 m, y por encima posee valores muy variables de 7% a 40% (Figura 4). El intervalo II tiene un promedio de 22,2% y un desvío estándar de 11,0%. Hasta los 67,7 m los valores se acotan a un rango entre 23% y 31% (a excepción de un 10% registrado a los 56,7 m) (Figura 4). De los 67,7 m hasta el tope (incluyendo al intervalo

III, con un promedio de 11,7% y un desvío estándar de 11,7%) los valores vuelven a tener gran variabilidad entre 0% y 40%. Sin embargo, puede notarse una tendencia decreciente, especialmente en el intervalo superior a los 127,6 m (Figura 4).

La clorita presenta un promedio total del 3,3% y un desvío estándar de 5,7%. En gran cantidad de casos no se encuentra presente (Tabla 2). En el intervalo I (promedio 3,7% y desvío estándar de 6,1%) comienza con contenidos apreciables entre 4% y 8% (con un valor pico de 21%) y tienden a disminuir hacia los 40,7 m (Figura 4). En el intervalo II (promedio 3,9% y desvío estándar 6,2%) contiene a los 46,3 m un valor pico de 17%. Hasta los 100 m los valores varían entre 2% y 8%. Un último pico de abundancia (20%) se encuentra a los 105,8 m (Figura 4). De aquí hasta el tope, los valores ya no superan el 5% y la mayoría de los casos se encuentra ausente, incluyendo el intervalo III (promedio 0,3% y desvío estándar 0,8%) (Figura 4).

La caolinita se presenta en pequeñas cantidades, representando un promedio total del 2,6% de la fracción arcilla, con un desvío estándar de 5,7% (Tabla 2). En gran cantidad de muestras (22 casos) la caolinita no se encuentra presente, y en general no superan el 5% (Figura 4). El intervalo I tiene un promedio de 2,2% y un desvío estándar de 3,1%. El primer metro del intervalo I presenta valores elevados (con 7% y 9%), y luego hasta los 20 m presenta una tendencia decreciente en los contenidos en sentido vertical, seguida por valores muy bajos a nulos hasta el tope del intervalo. En el intervalo II el promedio es de 4,4% y el desvío estándar de 8,0% (Figura 4). Luego de estas anomalías el perfil continúa con valores entre 2% y 5%. En el intervalo III prácticamente no se encuentran contenidos de caolinita hasta el tope, el contenido promedio es de 0,2% y el desvío estándar de 0,4%, (Figura 4).

Tabla 2. Abundancia relativa en porcentajes (%) de la mineralogía obtenida por análisis de Fracción Fina por difracción de rayos X (I = illita, Cl = clorita, K = caolinita, Sm = esmectita, I/S = interestratificado illita/esmectita). Las líneas horizontales dividen el perfil en los intervalos definidos.

Intervalo	Altura (m)	I	Cl	K	Sm	I/S	
III	142,1	93	0	0	0	7	
	139,6	69	0	0	0	31	
	135,9	97	2	1	0	0	
	129,1	86	0	0	0	14	
	127,6	93	0	0	0	7	
II	122,7	-	-	-	-	-	
	118,2	67	2	2	0	30	
	117,1	60	0	0	0	40	
	110,6	77	5	5	0	13	
	109,5	68	0	0	0	32	
	105,8	73	20	2	0	5	
	101,2	-	-	-	-	-	
	98,3	75	0	4	0	21	
	93,8	93	0	0	0	7	
	87,0	55	5	5	0	36	
	84,4	87	0	0	0	13	
	80,7	80	3	3	0	13	
	75,3	82	0	0	0	18	
	72,3	-	-	-	-	-	
	67,8	31	8	31	0	30	
	62,2	63	3	6	0	28	
	56,7	90	0	0	0	10	
	56,3	68	0	0	0	32	
	53,6	-	-	-	-	-	
	46,3	41	17	14	0	28	
	41,0	76	0	0	0	24	
	I	40,7	69	0	0	0	31
		37,9	77	0	0	1	22
30,2		86	0	0	0	14	
29,9		64	4	2	2	28	
22,7		60	0	0	0	40	
22,5		60	0	0	0	40	
19,8		91	2	1	0	7	
14,5		77	5	4	1	13	
10,9		-	-	-	-	-	
3,7		63	4	4	0	28	
0,9		59	9	9	0	24	
0,2		41	21	7	3	28	
Promedio			72,0	3,3	3,0	0,3	21,6
Desvío		16,1	5,7	6,0	0,8	11,3	

4.3 Análisis elemental por fluorescencia de rayos X

Los resultados del análisis por fluorescencia de rayos X se expresan como contenidos porcentuales o en partes por millón (Tabla 3). A continuación, se describen las variaciones de los elementos de cada grupo según su afinidad geoquímica (Hofmann *et al.*, 1998; Tribovillard *et al.*, 2006; Wright *et al.*, 2010; Algeo y Liu, 2020).

4.3.1 Elementos indicadores de aporte terrígeno

El óxido de silicio (SiO_2) representa el 10,7% de la composición promedio de la unidad (Figura 5), con un desvío estándar de 5,2% y con valores máximos de 21% (Tabla 3). En el intervalo I el promedio es de 12,3% y el desvío estándar de 5,2%. En este intervalo el perfil comienza con contenidos relativamente altos de sílice, y registra composiciones variables entre 5% y 20% (Figura 5). En el intervalo II el promedio es de 8,5% y el desvío estándar de 4,4%. Aquí hay una tendencia a acotar el rango de variación composicional a la vez que los valores descienden, hasta un mínimo de 3% (Figura 5). A los 80,7 m y los 93,8 m, se detectan picos de mayor contenido (de 14% y 19% respectivamente) (Figura 5). En el intervalo III (promedio 16,0% y desvío estándar 3,8%) el perfil aumenta sus contenidos progresivamente, de 6% a 18%, con un máximo de 21% a los 135,9 m (Figura 5).

El óxido de aluminio (Al_2O_3) presenta un promedio total de 3,5% y un desvío estándar de 1,8% (Tabla 3). El valor máximo es de 7% a los 29,9 m y el mínimo es de 1% y se registra a los 75,3 m y 122,7 m. En el intervalo I registra un contenido promedio del 4,4% y un desvío estándar del 1,8% (Figura 5). En el intervalo II se encuentra empobrecido respecto al primero, salvo algunas excepciones (6% a los 56,3 m y a los 93,8 m) (Figura 5). El contenido promedio del intervalo II es de 2,7% y el desvío estándar de 1,5%. En el intervalo III el promedio es de 5,0% y el desvío estándar de 1,4%. En este intervalo final se reconoce un progresivo enriquecimiento en alúmina que va del 1% al 6% (Figura 5).

El contenido de circonio (Zr) presenta un promedio total de 41 ppm y un desvío estándar de 25 ppm (Tabla 3). Como se puede ver en la representación gráfica (Figura 5), en el intervalo I (promedio 46,5 ppm y desvío estándar 24,8 ppm) los contenidos varían entre valores de 10 ppm a 85 ppm de manera homogénea. En el intervalo II (promedio

30,3 ppm y desvío estándar 17,7 ppm) disminuye la variabilidad y los valores se acotan entre 10 ppm y 50 ppm, a excepción de algunos valores pico como a los 56,3 m (63 ppm) y a los 90,0m (74 ppm) (Figura 5). En el intervalo III (promedio 73,4 ppm y desvío estándar 25,8 ppm) el aumento en los contenidos de circonio se da como una tendencia creciente hacia el tope, desde valores de 21 ppm hasta 109 ppm (Figura 5).

Los valores para el titanio (Ti) registran un promedio total de 921 ppm y un desvío estándar de 682 ppm (Tabla 3). El análisis de los contenidos en función de la posición estratigráfica (Figura 5) muestra que en el intervalo I los valores varían de 100 ppm a 2000 ppm (promedio 1140,4 ppm y desvío estándar 711,7 ppm). Luego continúa el intervalo II donde los valores se restringen entre 100 ppm y 1000 ppm (promedio 629,1 ppm y desvío estándar 492,1 ppm), a excepción del pico a los 90,0 m de 2008 ppm (Figura 5). Finalmente, en el intervalo III se registra una tendencia creciente en los contenidos hacia el tope de la unidad de 423 ppm hasta 2539 ppm (promedio 1616,3 ppm y desvío estándar 706,9 ppm) (Figura 5).

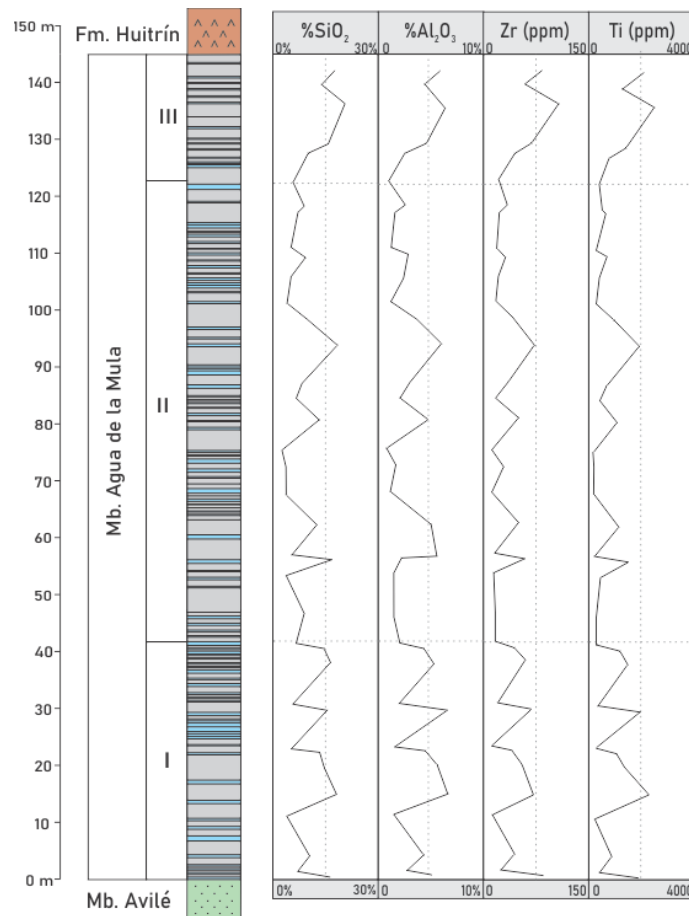


Figura 5. Abundancia relativa de elementos indicadores de aporte terrígeno.

Tabla 3. Contenido de óxidos mayoritarios, minoritarios y de elementos traza indicadores de aporte terrígeno y de productividad carbonática obtenidos a partir del análisis por fluorescencia de rayos X. Las líneas horizontales dividen el perfil en los intervalos definidos.

Intervalo	Altura (m)	%Al ₂ O ₃	%SiO ₂	Zr (ppm)	Ti (ppm)	%CaO	Sr (ppm)
III	142,14	6,0	17,7	88,3	2091,9	19,0	224,8
	139,57	4,8	14,0	58,7	1246,7	28,6	295,3
	135,90	6,6	21,0	109,1	2539,2	14,0	232,7
	129,12	4,7	16,4	68,1	1459,2	24,2	278,9
	127,56	3,0	10,8	42,9	744,7	35,3	334,4
	122,71	1,2	5,9	21,3	423,0	48,1	334,9
II	118,21	2,7	9,6	33,4	540,4	39,0	340,6
	117,11	1,6	7,8	27,3	674,0	43,8	331,2
	110,61	1,5	5,8	18,4	297,4	47,2	350,7
	109,51	2,9	10,2	31,2	728,4	38,3	400,3
	105,84	2,5	5,9	22,5	414,0	46,1	369,2
	101,17	1,3	4,7	19,0	316,6	49,4	343,4
	98,32	3,7	10,4	43,1	997,2	33,5	451,7
	93,81	6,1	19,1	74,0	2007,7	18,8	276,6
	87,00	3,1	9,0	35,3	699,3	38,3	392,5
	84,44	2,2	7,3	22,4	441,1	43,5	473,6
	80,68	4,8	13,9	54,0	1110,1	31,6	330,9
	75,27	1,1	3,3	10,1	115,7	53,6	348,8
	72,34	1,9	4,5	27,6	227,0	51,5	382,2
	67,76	1,6	4,0	10,4	165,1	54,3	309,9
	62,16	5,0	13,2	54,1	1167,6	32,2	328,0
	56,66	2,5	5,7	17,6	209,9	48,2	421,4
	56,34	5,7	17,8	62,8	1573,6	23,3	292,8
	53,59	1,9	4,2	12,8	472,6	51,3	396,8
	46,26	1,7	9,6	18,7	306,4	44,3	297,6
	40,97	2,3	6,9	19,4	324,2	46,6	334,0
I	40,70	4,6	14,8	47,0	1228,3	30,5	282,2
	37,95	5,4	17,1	59,7	1510,2	27,2	215,5
	30,25	2,3	6,3	21,8	390,0	47,4	314,2
	29,88	6,8	16,1	72,9	2001,5	22,3	292,6
	22,73	1,9	5,4	13,4	288,1	49,5	325,9
	22,55	4,6	14,0	44,3	1117,0	30,7	312,3
	19,80	5,7	15,3	56,7	1322,3	28,2	226,2
	14,48	6,7	19,2	76,2	2343,2	18,7	251,4
	10,91	1,6	4,0	11,2	196,5	50,7	361,5
	3,67	4,4	11,6	45,5	908,4	33,5	327,4
	0,92	3,0	7,4	24,8	494,5	43,4	376,7
	0,23	5,3	16,6	84,7	1884,9	19,4	462,3
Promedio		3,5	10,7	41,1	920,5	37,0	332,1
Desvío		1,8	5,2	25,3	681,8	11,8	63,1

4.3.2 Elementos indicadores de productividad carbonática

El óxido de calcio (CaO) presenta un promedio total de 37,0% y un desvío estándar de 11,8% (Tabla 3). Los contenidos llegan hasta valores de 54% a los 54,9 m; y el menor contenido se registra a los 130,3 m con 14%. En el intervalo I el promedio es de 33,5% y el desvío estándar de 11,6%. Aquí los contenidos varían desde 20% hasta 51% (Figura 6). En el intervalo II el promedio es de 42,0% y el desvío estándar de 9,7%. Se observa que los valores son más elevados y tienen menor dispersión (Figura 6). En el intervalo III el promedio es de 24,2% y el desvío estándar de 8,3%. Aquí el contenido de CaO disminuye progresivamente desde 48% hasta 19% en el tope de la unidad (Figura 6).

El contenido de estroncio (Sr) presenta una media de 332 ppm y un desvío estándar de 63 ppm (Tabla 3). Los contenidos en el intervalo I comienzan la secuencia con valores elevados (462 ppm) que van disminuyendo hasta los 40,7 m, con valores de 216 ppm (Figura 6). Estos valores vuelven a tener una tendencia creciente en el intervalo II (promedio 357,5 ppm y desvío estándar 51,1 ppm) hasta los 84,4 m, donde llega a 474 ppm. Entre los 84,4 m en adelante y el intervalo III (promedio 273,2 ppm y desvío estándar 45,4 ppm), los contenidos de estroncio disminuyen en una tendencia decreciente llegando a valores de 225 ppm (Figura 6).

4.3.3 Elementos indicadores de productividad orgánica

El porcentaje de óxido de fósforo (P_2O_5) presenta un contenido promedio total de 0,51% y un desvío estándar de 0,28% (Tabla 3). Se observa que los porcentajes varían entre 0,20% y 1,10% (Tabla 3). En el intervalo I (promedio 0,60% y desvío estándar 0,27%) y hasta los 62,2 m del intervalo II (promedio 0,44% y desvío estándar 0,28%) los porcentajes se distribuyen homogéneamente entre esos rangos. Hacia los 98,3 m, los contenidos muestran un aumento que va desde valores de 0,17% hasta 1,08% (Figura 7). Desde los 105,8 m hacia el tope incluyendo el intervalo III (promedio 0,60% y desvío estándar 0,23%), se reconoce una segunda tendencia creciente desde 0,21% hasta 0,76% en el techo (Figura 7).

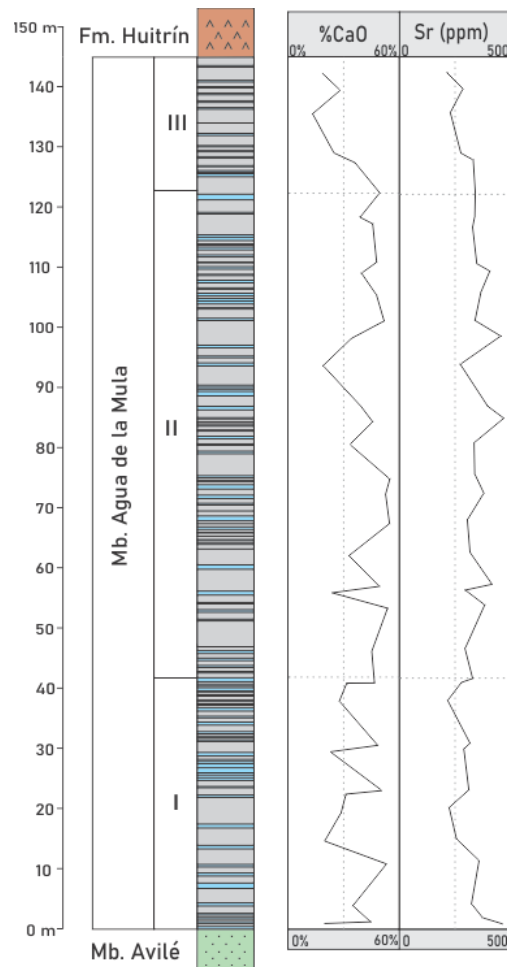


Figura 6. Abundancia relativa de elementos indicadores de productividad carbonática.

El bario (Ba) se presenta con un contenido promedio total de 269 ppm y un desvío estándar de 380 ppm (Tabla 3). El intervalo I tiene un promedio de 393,6 ppm y un desvío estándar de 669,2 ppm. En la base se registran valores pico de 2502 ppm y de 435 ppm, a los 0,2 m y 0,9 m respectivamente (Figura 7). Luego de este pico los valores del intervalo se encuentran por debajo del promedio total, entre 100 ppm y 200 ppm. Los valores bajos se mantienen en el intervalo II (promedio 220,9 ppm y desvío estándar 77,9 ppm) hasta los 56,6 m, y luego tienden a aumentar ligeramente (Figura 7). A los 84,4 m se encuentra otro pico, de 441 ppm. El resto de los valores varían entre los 163 ppm y los 340 ppm. Los contenidos en el intervalo III (promedio 173,8 ppm y desvío estándar 32,1 ppm) disminuyen nuevamente a valores entre 126 ppm y 202 ppm. (Figura 7).

Tabla 4. Contenido de óxidos mayoritarios, minoritarios y de elementos traza indicadores de productividad orgánica y de condiciones óxido-reductoras obtenidos a partir del análisis por fluorescencia de rayos X. Las líneas horizontales dividen el perfil en los intervalos definidos.

Intervalo	Altura (m)	%P ₂ O ₅	Ba (ppm)	%Fe ₂ O ₃	%S	Mn (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)	Mo (ppm)
III	142,14	0,76	184,1	7,2	0,05	140,9	68,3	15,9	4,7
	139,57	0,54	157,7	5,0	0,10	213,3	46,2	16,4	3,4
	135,90	0,85	125,8	7,1	0,09	227,3	68,8	33,4	6,1
	129,12	0,58	199,8	5,4	0,10	117,4	53,4	83,5	3,5
	127,56	0,26	201,8	3,4	0,11	218,0	30,2	136,5	3,6
	122,71	-	309,9	1,6	0,08	405,3	12,2	-	3,3
II	118,21	0,29	163,3	2,7	0,30	161,0	28,2	11,8	5,0
	117,11	-	245,6	2,0	0,09	282,2	13,5	-	2,7
	110,61	0,33	185,7	1,8	0,36	197,2	53,6	-	2,6
	109,51	0,41	239,6	3,6	0,19	0,0	83,4	-	7,0
	105,84	0,21	226,2	2,8	0,11	238,3	20,3	-	3,3
	101,17	-	339,8	2,4	0,06	354,1	64,8	-	2,2
	98,32	1,08	188,8	4,7	0,16	127,2	37,1	37,9	4,6
	93,81	0,97	228,2	6,6	0,09	87,0	54,4	59,6	4,2
	87,00	0,47	248,9	3,3	0,65	89,9	31,6	17,3	4,3
	84,44	0,25	440,8	2,8	0,41	236,4	23,6	13,4	5,2
	80,68	0,68	178,7	4,4	0,13	0,0	36,9	19,2	3,6
	75,27	0,21	169,2	1,7	0,15	405,1	52,3	-	3,3
	72,34	0,16	237,2	1,6	0,27	238,2	76,8	-	6,8
	67,76	0,17	180,2	1,8	0,04	197,0	35,7	12,5	5,2
	62,16	0,77	292,9	4,9	0,14	98,9	44,1	-	3,7
	56,66	0,24	119,9	2,1	0,14	220,2	53,9	-	0,0
	56,34	0,68	219,2	5,8	0,20	82,2	66,9	14,8	6,9
	53,59	0,24	132,7	1,9	0,14	318,1	12,3	-	2,8
	46,26	0,45	184,8	1,9	0,04	278,9	17,3	-	3,5
	40,97	0,30	108,4	2,0	0,06	282,2	14,8	10,7	3,0
I	40,70	0,66	256,9	5,1	0,06	199,4	62,2	21,5	3,6
	37,95	0,75	152,4	5,4	0,08	321,0	47,7	-	3,4
	30,25	0,20	165,7	2,4	0,05	346,1	70,1	50,4	3,6
	29,88	0,86	144,0	6,8	1,57	89,4	60,2	361,1	10,0
	22,73	-	213,9	2,2	0,53	527,5	63,4	-	5,3
	22,55	0,60	194,1	5,4	1,58	208,9	51,1	14,2	16,8
	19,80	0,55	100,4	5,8	0,08	599,8	45,4	29,5	0,0
	14,48	0,93	219,1	7,0	0,79	196,0	68,9	25,7	3,6
	10,91	-	154,5	2,0	0,14	668,4	36,4	74,4	3,0
	3,67	0,39	185,8	4,1	0,62	332,1	34,5	11,8	3,3
	0,92	0,19	434,6	3,1	0,54	756,0	33,6	230,5	3,8
	0,23	0,91	2501,8	6,5	1,82	448,7	128,3	1342,9	28,6
	Promedio	0,5	269,3	3,9	0,3	260,8	47,4	110,2	5,0
Desvío	0,3	379,6	1,9	0,4	170,6	23,7	275,0	4,8	

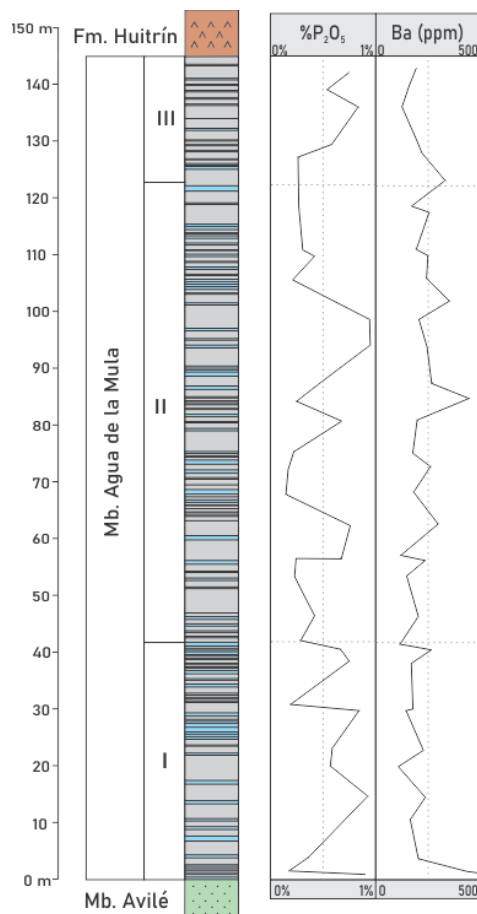


Figura 7. Abundancia relativa de elementos indicadores de productividad orgánica.

4.3.4 Elementos indicadores de condiciones óxido-reductoras

El contenido porcentual de azufre (S) registra un contenido promedio total de 0,14% y un desvío estándar de 0,44% (Tabla 3). En el intervalo I se registran valores elevados en los primeros 30 m, en su mayoría por encima de 0,50% y hasta máximos de 1,82%. A partir de los 30 m se observa menor variabilidad y cifras en su mayoría inferiores a 0,25% (Figura 8). El promedio para el intervalo I es de 0,66% y el desvío estándar de 0,66%. En el intervalo II el promedio desciende a 0,18% y el desvío estándar es de 0,15% (Figura 8). En el intervalo III los contenidos son aún menores, con un promedio de 0,09% y un desvío estándar de 0,02% (Figura 8).

El manganeso (Mn) presenta un promedio total de 261 ppm y un desvío de 171 ppm (Tabla 3). Los datos tienen una variabilidad alta, pero en el intervalo I se concentran los valores elevados, especialmente en los primeros 25 metros (Figura 8). El promedio para el intervalo I es de 391 ppm y el desvío estándar de 210 ppm. Los contenidos

registrados disminuyen en sentido vertical desde valores de 756 ppm hasta valores que entre los 100 ppm y los 400 ppm (Figura 8). El promedio para el intervalo II es de 205 ppm y el desvío estándar de 119 ppm. En el intervalo III los valores se mantienen en el rango entre 100 ppm y 300 ppm (figura 8), con un promedio de 183 ppm y un desvío estándar de 50 ppm.

El zinc (Zn) tiene un promedio total de 110 ppm y un desvío estándar de 275 ppm (Tabla 3). Sin embargo, la mayoría de los valores registrados se encuentran entre 10 ppm y 30 ppm. En el intervalo I (promedio 216 ppm y desvío estándar 412,3 ppm) se reconocen picos con valores muy elevados en a la base (0,2 m y 0,9 m) de 1343 ppm y 230 ppm respectivamente, y a los 29,9 m, de 361 ppm (Figura 8). En el intervalo II el promedio desciende a 22 ppm y el desvío estándar es de 16 ppm (Figura 8). En el intervalo III el promedio es de 57 ppm y el desvío estándar de 52 ppm. Se registra un pico de 136 ppm a los 127,6 m, pero se mantienen valores bajos similares al intervalo II (Figura 8).

El vanadio (V) tiene un promedio total de 47 ppm y un desvío estándar de 23,7 ppm (Tabla 3). El intervalo I comienza con un valor pico muy acentuado de 128 ppm, seguido por valores que se encuentran entre 40 y 80 ppm (Figura 8). El promedio para el intervalo I es de 58,5 ppm y el desvío estándar de 25,5 ppm. En el intervalo II el contenido promedio disminuye a 39,7 ppm y el desvío estándar es de 21,9 ppm (Figura 8). En el intervalo III se encuentra una tendencia creciente desde 20 ppm hasta valores de 70 ppm (promedio 53,4 ppm y desvío estándar 16,2 ppm) (Figura 8).

El molibdeno (Mo) tiene un promedio total de 5 ppm y un desvío estándar de 5 ppm (Tabla 3). Los valores se distribuyen con gran homogeneidad (Figura 8), en el rango de 2 ppm a 7 ppm, con los valores predominantemente cercanos a 4 ppm. Sólo en el intervalo I se registran valores que exceden este rango, en la base con 29 ppm, a los 22,6 m con 17 ppm, y a los 29,9 m con 10 ppm (Figura 8). El promedio del intervalo es de 7 ppm y el desvío estándar de 8 ppm. En el intervalo II el promedio desciende a 4 ppm con un desvío estándar de 2 ppm, y en el intervalo III el promedio se mantiene en 4 ppm con un desvío estándar de 1 ppm (Figura 8).

El análisis de los contenidos de Fe en función de S permite reconocer dos poblaciones de muestras diferenciadas. Una población de datos posee contenidos de Fe que se correlacionan con el contenido de azufre en una razón 2:1, y corresponde a las rocas de los primeros 30 metros del perfil, junto con algunas rocas del intervalo 69,4m -

83,4m y del intervalo 106,1m - 113,4m. En la segunda población de datos los contenidos de Fe y S no se correlacionan, y los contenidos de Fe son muy superiores en comparación (Figura 9.A). La correlación 2:1 entre Fe y S indica la presencia de pirita, mineral autigénico indicador de condiciones de anoxia (Mazzullo, 2000; Comerio *et al.*, 2018).

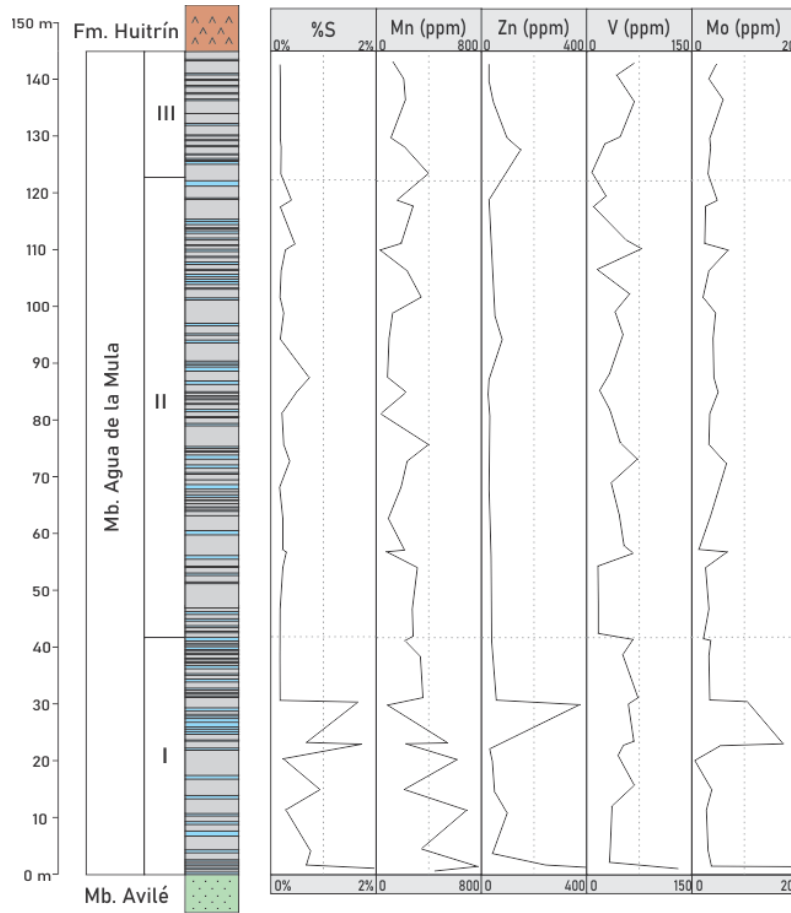


Figura 8. Abundancia relativa de elementos indicadores de condiciones óxido-reductoras.

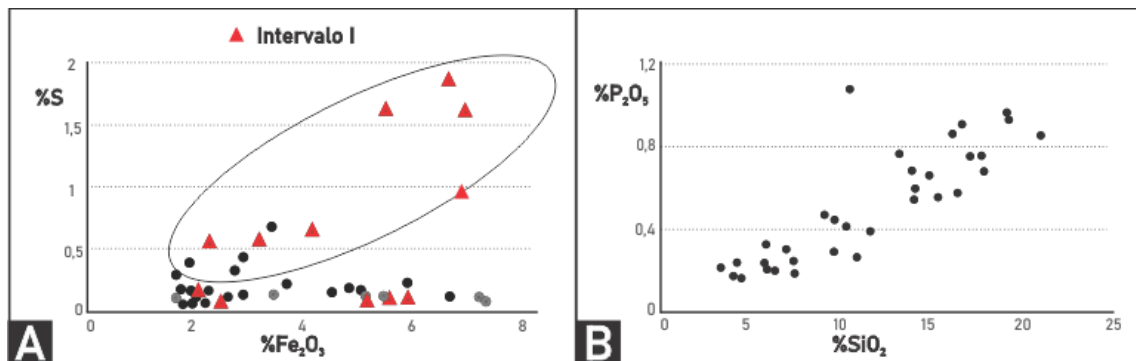


Figura 9. (A) Correlación entre contenidos de %S y %Fe₂O₃. En la elipse se indica la población de datos con correlación positiva de Fe:S. Los triángulos rojos corresponden a las muestras del intervalo I, los círculos grises corresponden al intervalo II y los círculos negros corresponden al intervalo III. (B) Correlación entre contenidos de %SiO₂ y %P₂O₅.

5. *Discusión*

5.1 *Modelos de sistemas mixtos*

En los sistemas mixtos, las condiciones para la acumulación de capas con alto contenido de carbonatos autigénicos implican un mínimo aporte de material clástico, lo que permite que los depósitos sean la representación de la tasa de precipitación química o biogénica a partir de la columna de agua (Zeller *et al.*, 2015). Asimismo, la producción inusualmente alta de componentes carbonáticos podría dar lugar al mismo tipo de depósitos, aunque es menos frecuente. Por otra parte, las capas que contienen mayor contenido de componentes clásticos representan períodos en el que el aporte de material alóctono fue sensiblemente mayor, lo cual produce que la abundancia relativa de carbonato disminuya sin que se hayan generado variaciones en la tasa de productividad carbonática, fenómeno conocido como “dilución clástica”. La comprensión de estos sistemas se apoya sobre el “modelo de sedimentación recíproca” (Einsele y Ricken, 1991) en el que se reconocen dos etapas: una de transgresión, donde el mar avanza aumentando la superficie efectiva con las condiciones propicias para una elevada productividad carbonática (Wilson, 1967), y una etapa donde el nivel del mar baja y la línea de costa retrocede, dejando expuesta una gran cantidad de depósitos que proveen de material silicoclástico que es erosionado y transportado, pasando a tener una mayor representación en el registro (Wilson, 1967). En este modelo el principal control en la sedimentación está dado por los cambios en el nivel del mar. Las condiciones para la diferenciación composicional entre extremos carbonáticos y silicoclásticos se ven propiciadas en períodos climáticos de *icehouse*, con marcadas fluctuaciones en el nivel de base, y en rampas marinas de geometría empinada (Zeller *et al.*, 2015).

Sin embargo, las condiciones ambientales del área de estudio son diferentes al modelo clásico, con una geometría de rampa homoclinal (Spalletti *et al.*, 2001b; Lazo *et al.*, 2005; Sagasti, 2005; Omarini *et al.*, 2020) en un contexto climático de *greenhouse* para el Cretácico Temprano (Lini *et al.*, 1992). Los depósitos de plataforma no sufren períodos de exposición ni erosión intensa, y la productividad carbonática no se ve interrumpida en ninguna etapa. Bajo estas condiciones, el modelo clásico requiere una adaptación en la que los cambios en el nivel de base no son necesariamente el principal factor de control en la depositación (Zeller *et al.*, 2015). Un ejemplo de estas condiciones lo representa el sistema Quintuco-Picún Leufú-Vaca Muerta, en el cual se definió un

período de mar bajo con una elevada tasa de precipitación carbonática, y un período de ascenso del nivel del mar donde el material depositado en la costa es retrabajado lateralmente y diluye la producción carbonática del sector proximal (Zeller *et al.*, 2015). En el posterior período de mar bajo, disminuye la disponibilidad clástica y prevalecen los depósitos carbonáticos, de modo que los procesos de mezcla modifican el resultado del modelo clásico (Zeller *et al.*, 2015), por lo que resulta imprescindible analizarlos como un factor determinante.

Establecer un modelo deposicional para el Miembro Agua de la Mula en la zona de estudio implica comprender el conjunto de procesos que controlan de manera interdependiente las heterogeneidades en los depósitos. Entre ellos se destacan los cambios relativos del nivel del mar, la tasa de aporte de sedimentos y la consecuente dilución clástica, el espacio de acomodación, y los factores que controlan la productividad carbonática (Fischer, 1964; 1986; Einsele y Ricken, 1991; Schwarz *et al.*, 2018).

Los estudios de microfósiles y nanofósiles indican condiciones de alta productividad de organismos planctónicos calcáreos en condiciones de elevada oxigenación de la columna de agua (Comerio *et al.*, 2018). Debido a que en el área de estudio se registran cantidades por encima del 50% y en forma sostenida de componentes carbonáticos a lo largo de todo el perfil estudiado, se puede inferir que la producción carbonática nunca se ve inhibida. La presencia únicamente de facies del extremo distal del sistema incrementa la dificultad para reconocer variaciones texturales en los depósitos que permitan analizar su evolución en el tiempo. Para un sistema desarrollado en una rampa marina homoclinal, con dominancia de producción carbonática no esqueletal y en condiciones de *greenhouse*, los ciclos siliciclástico-carbonáticos son principalmente función de la dilución carbonática por el aporte terrígeno durante la sedimentación (Zeller *et al.*, 2015; Schwarz *et al.*, 2018).

5.2 Indicadores de aporte terrígeno y productividad carbonática

Los estudios mineralógicos permiten asociar la composición de los depósitos con los procesos de productividad carbonática y con el aporte terrígeno. El contenido de calcita se asocia directamente con la productividad carbonática puesto que es su principal expresión, mientras que el contenido de cuarzo se asocia con el aporte terrígeno. Para esta interpretación es importante notar que el cuarzo registrado no posee características

biogénicas según los estudios de microfacies previos (Sagasti, 2001; Comerio *et al.*, 2018). La correlación registrada entre el SiO₂ y el Zr también indica su origen terrígeno (Hlebszevitsch y Stein, 2018). Se puede observar que las variaciones a lo largo del perfil en el contenido de cuarzo se correlacionan con las variaciones de plagioclasas + feldespatos y con las de arcilla (Figura 10) por lo que se agrupan como un conjunto que representa el material terrígeno. La abundancia de componentes carbonáticos se correlaciona de manera inversa con la abundancia de los componentes del cuarzo, plagioclasas + feldespatos, y arcillas (Figura 10), en concordancia con el fenómeno de dilución clástica.

La composición mineralógica de las arcillas provee información sobre la procedencia y las condiciones ambientales de formación, entre otras (Keller, 1970; Singer, 1980; Galán, 2006; Gómez Peral, 2008). Sin embargo, presenta la problemática de que su origen puede ser detrítico o diagenético, lo cual modifica sustancialmente las interpretaciones (Wilson y Pittman, 1977). El contenido de illita, que es el argilomineral predominante, no presenta una correlación evidente con el contenido de cuarzo (Figura 10), por lo que no puede definirse como indicador de aporte terrígeno con la información con la que se cuenta. Las demás especies de argilominerales tampoco registran una correlación apreciable con alguno de los parámetros analizados. Incluir estudios texturales podría enriquecer el análisis de este caso en futuros trabajos.

El análisis de los componentes geoquímicos mayoritarios es concordante con los resultados mineralógicos. Los elementos caracterizados como indicadores de productividad carbonática (Hofmann *et al.*, 1998; Wright *et al.*, 2010; Tribovillard *et al.*, 2006) se encuentran asociados a las estructuras de los carbonatos, por lo que su abundancia representa un enriquecimiento autigénico derivado de la precipitación carbonática, sea química u orgánica. El óxido de calcio (Ca) es su mayor representante, junto con otros elementos traza que se encuentran como sustituciones isomórficas (Sr para este trabajo).

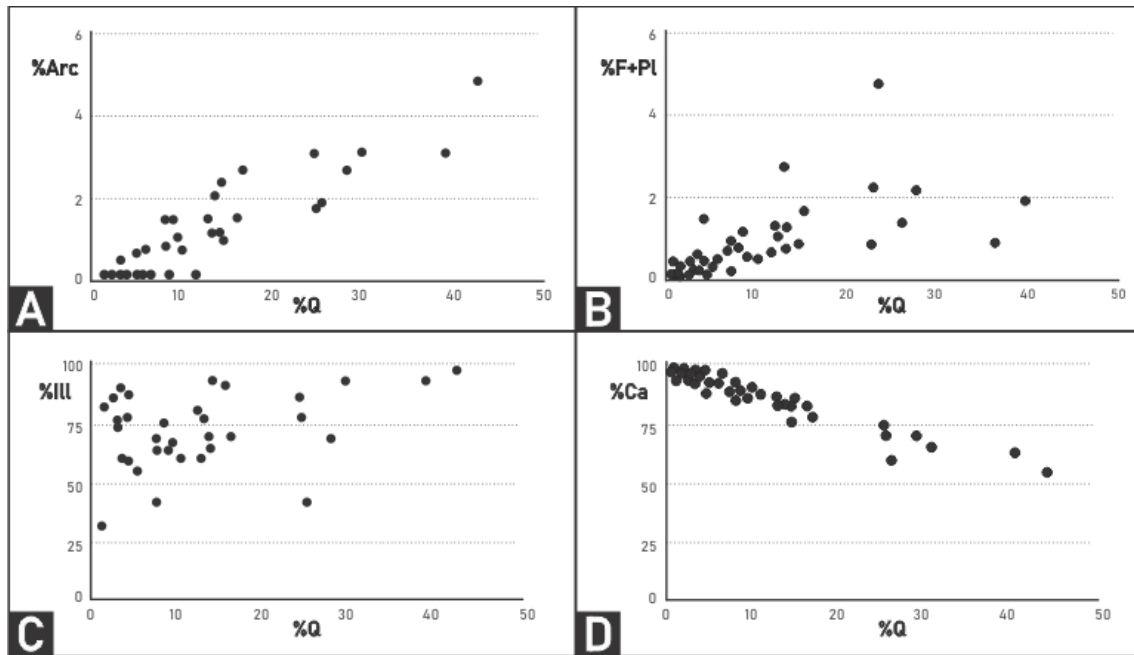


Figura 10. (A) Correlación entre contenidos de cuarzo y arcillas. (B) Correlación entre contenidos de cuarzo y plagioclasas + feldespatos. (C) Correlación entre contenidos de cuarzo e illita. (D) Correlación entre contenidos de cuarzo y calcita.

Los elementos indicadores de aporte terrígeno (Hofmann *et al.*, 1998; Tribovillard *et al.*, 2006; Wright *et al.*, 2010) se caracterizan por constituir parte de minerales estables en el ciclo exógeno, como silicatos, aluminosilicatos y demás resiatos (Si, Al, Zr, Ti). Los depósitos se enriquecen en estos componentes a partir del aporte sedimentario extracuencial, a excepción del SiO₂ cuyo origen puede ser detrítico o biogénico. Sin embargo, los estudios microfaciales demostraron que no se encuentran evidencias de cuarzo biogénico (Sagasti, 2002; Comerio *et al.*, 2018), junto con la excelente correlación positiva observada entre el contenido de SiO₂ y los componentes indicadores de aporte terrígeno Al₂O₃, Zr y Ti. Estas evidencias permiten caracterizar al cuarzo presente como de origen netamente detrítico (Figura 11) (Hlebszevitsch y Stein, 2018). El contenido de SiO₂ y el de Al₂O₃ se correlacionan y aparecen asociados en el registro (Figura 11), encontrándose mayor representación en el intervalo I respecto del intervalo II, y luego se enriquecen progresivamente en el intervalo III hasta el tope de la secuencia. El CaO tiene un comportamiento inverso al de los elementos representativos del aporte silicoclástico, verificándose la correlación inversa producto del fenómeno de dilución clástica (Figura 11).

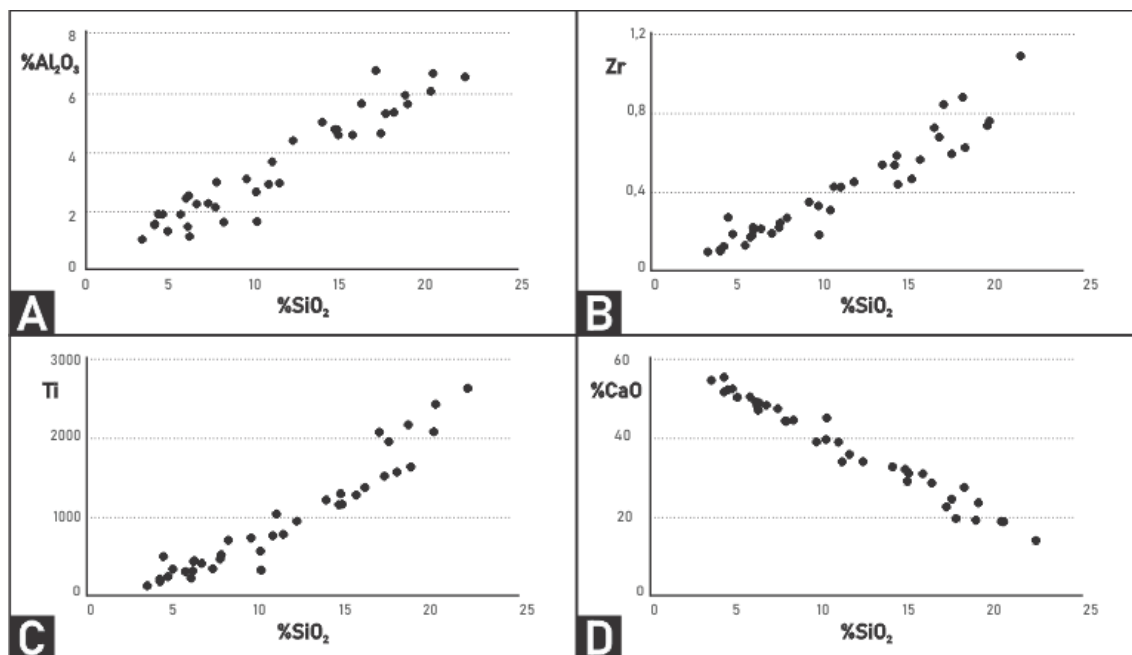


Figura 11. (A) Correlación entre contenidos de %SiO₂ y %Al₂O₃. (B) Correlación entre contenidos de %SiO₂ y Zr (ppm). (C) Correlación entre contenidos de %SiO₂ y Ti (ppm). (D) Correlación entre contenidos de %SiO₂ y %CaO.

5.3 Variaciones en el aporte terrígeno

La composición mineralógica del Miembro Agua de la Mula en la localidad de Arroyo Cienaguitas es predominantemente calcítica (84%), y en menor medida cuarcítica (10%). Subordinadamente acompañan cantidades de plagioclasas + feldespatos (4%) y arcillas (1%) (Figura 4). La baja proporción de componentes asociados al aporte continental (cuarzo, plagioclasas + feldespatos, y arcillas) es consecuente con el carácter distal de estos depósitos, donde el escaso material llegaría a través del viento y las corrientes marinas, en pequeñas cantidades y granulometrías, por lo que la producción carbonática, representada por la calcita, es el componente predominante (Figura 4).

Respecto de los argilominerales, partiendo de una secuencia típica para el ambiente marino desde la costa hacia el mar abierto de caolinita-illita-esmectita (Gómez Peral, 2008), se registra la predominancia de illita en todo el perfil (Figura 4), reforzando el carácter distal de los depósitos del Miembro, donde los componentes continentales se ven mínimamente representados (Zeller *et al.*, 2015). La escasez de caolinita, que se interpreta como propia del ambiente continental (Galán, 2006) es concordante con la interpretación. La esmectita, indicadora del ambiente marino profundo, se registra

únicamente en el intervalo I. El interestratificado I/S registra una tendencia general de empobrecimiento, especialmente en el intervalo III (Figura 4).

De esta manera, en el intervalo I se registra que el aporte de material detrítico tiene mayor importancia relativa que en el intervalo II, exhibiendo una ciclicidad marcada por una alta variabilidad en los contenidos, intercalando niveles de alto contenido de detríticos con niveles carbonáticos de mayor pureza (Figura 12). El intervalo II en cambio, está caracterizado por contenidos mínimos de material detrítico, con depósitos en los que predomina el material carbonático en condiciones de mayor estabilidad. Dentro del intervalo III se observa un progresivo aumento del aporte detrítico, desde las condiciones del intervalo II hasta los mayores contenidos de material detrítico hacia el tope de la unidad (Figura 12).

La variación en la proporción de material detrítico se adjudica a los cambios en el nivel de base. El material transportado desde el continente se deposita principalmente en la zona proximal, y a medida que se profundiza hacia la zona distal, el material detrítico pierde representatividad (Burchette y Wright, 1992; Schwarz *et al.*, 2018). Bajo esta premisa, puede interpretarse al intervalo I como una etapa con un aporte terrígeno relevante, asignable a un ambiente relativamente proximal, y con alta variabilidad en la composición, lo que sugiere la inestabilidad en el tiempo de las condiciones ambientales y sedimentológicas para ese intervalo. Esto podría deberse a la cercanía relativa a la línea de costa, donde se dan variaciones de facies laterales de manera más marcada y a menor distancia. Los pulsos de mayor profundización, principalmente en la base y hacia el techo del intervalo I, pueden interpretarse como rasgos de la creciente profundización del sector analizado, propios de un proceso transgresivo (Embry, 2002) (Figura 13).

El intervalo II se diferencia del primero por la presencia de composiciones carbonáticas de mayor pureza, que se interpretan como una etapa con condiciones de depositación del ambiente marino distal. La variabilidad de los datos de este intervalo es sensiblemente menor que el intervalo I, por lo que se puede relacionar con un período de condiciones ambientales y sedimentológicas estables (Figura 13). Las características son adjudicables a un período de nivel del “mar alto”, en un período estable en condiciones de equilibrio del sistema.

El intervalo III muestra un cambio progresivo desde las condiciones del intervalo II hacia condiciones “opuestas” (Figura 12). Estas características se interpretan como una

marcada tendencia a la somerización o descenso del nivel del mar, pasando de composiciones carbonáticas de elevada pureza, hacia composiciones con mayores contenidos de materiales silicoclásticos hacia el tope del Miembro (Burchette y Wright, 1992). Este incremento en el contenido de material terrígeno estaría asociado a la transición hacia condiciones proximales, por lo que en este intervalo se registraría la migración de la línea de costa en un régimen regresivo (Figura 13).

5.4 Indicadores de condiciones óxido-reductoras y de productividad orgánica

Los estudios geoquímicos inorgánicos en rocas sedimentarias también permiten realizar diversas interpretaciones sobre la oxigenación del fondo marino y la disponibilidad de nutrientes, entre otras (Frimmel *et al.*, 2004; Algeo y Maynard, 2004; 2008; Tribovillard *et al.*, 2006; Trabucho-Alexandre *et al.*, 2012, Ratcliffe *et al.*, 2012; Slatt y Rodríguez, 2012; Algeo y Rowe, 2012). Esto se debe a que existen grupos de elementos que, debido a sus propiedades y su afinidad en el ciclo exógeno, se encuentran enriquecidos en depósitos que pueden asociarse con procesos sedimentarios desarrollados en condiciones deficitarias de oxígeno (Hoffman *et al.* 1998; Brumsack, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006; Wright *et al.*, 2010; Ratcliffe *et al.*, 2010; Algeo y Liu, 2020).

Los elementos indicadores de productividad orgánica se asocian con los procesos metabólicos orgánicos, como la producción fosfática (P, Ba), y se enriquecen de manera autigénica indicando una elevada actividad biótica (Algeo e Ingal, 2007). En los sistemas mixtos, estos elementos también pueden estar asociados a otros procesos como la productividad carbonática (Remírez, 2020), por lo que su análisis debe realizarse con este contexto.

Los elementos indicadores de condiciones de óxido-reducción, suelen encontrarse en solución como complejos aniónicos de baja reactividad en condiciones ambientales normales (Tribovillard *et al.*, 2006). Bajo condiciones de déficit de oxígeno, el estado de oxidación de estos elementos se modifica, provocando la interacción con el medio y la precipitación (Brumsack, 2006). De esta manera, los depósitos generados en ambientes pobres en oxígeno se encuentran enriquecidos en V, Mo, Zn, Mn y S, elementos derivados de la columna de agua que funcionan como indicadores asociados al enriquecimiento autigénico bajo condiciones anóxicas (Algeo y Liu, 2020).

5.5 Variaciones en las condiciones óxido-reductoras y en la productividad orgánica

Las condiciones físico-químicas de la columna de agua, y en particular las condiciones de oxigenación, están relacionadas a los cambios del nivel del mar, ya que éstos implican una modificación en el nivel de base de olas y en la picnoclina (Heckel, 1991). Los depósitos del Miembro Agua de la Mula en la sección de estudio son exclusivamente del sector distal, por lo cual las modificaciones en el nivel de olas de tormenta no generan impacto apreciable en el análisis (Sagasti, 2001). Por ello, las modificaciones en la picnoclina cobran vital importancia para el análisis de las fluctuaciones en las condiciones de oxigenación de los depósitos distales. Ésta corresponde a un rango de profundidad en el que la densidad del agua cambia de manera abrupta, y es función de cambios en la temperatura y la salinidad (Heckel, 1991). A su vez, la picnoclina está fuertemente asociada con condiciones deficientes en oxígeno, e incluso condiciones sulfhídricas. La variación en el nivel del mar produce generalmente la migración lateral de esta masa de agua (Algeo *et al.*, 2004).

Los períodos caracterizados por una elevada productividad orgánica en la zona trófica, provoca el consumo de los nutrientes junto con el oxígeno disponible en la masa de agua para el desarrollo de las actividades metabólicas (Seibold y Berger, 1993; Sagasti, 2002; Rivera *et al.*, 2018). De esta manera se generan condiciones de anoxia en la interfase agua-sedimento que luego se ven representadas en el registro sedimentario. Cuando la disponibilidad de nutrientes disminuye, la productividad orgánica también lo hace, disminuyendo el consumo del oxígeno disuelto en la masa de agua y manteniendo de esta manera condiciones óxicas o subóxicas en la interfase agua-sedimento (Gardner *et al.*, 1984).

En la sección de estudio, los elementos indicadores de variaciones en las condiciones de óxido-reducción muestran que el intervalo I presenta sectores con condiciones fuertemente anóxicas e incluso euxínicas, mientras que, en el resto de la unidad las condiciones debieron ser probablemente subóxicas a óxicas. Estas observaciones son concordantes con los estudios fosilíferos antecedentes que describen la presencia de organismos oportunistas tolerantes a las condiciones disóxicas/subóxicas (Cataldo y Lazo, 2016; Comerio *et al.*, 2018). También es concordante con los estudios de microfacies donde se reconoció la presencia de pirita framboidal en el sector basal, como resultado de la reducción de sulfato o metalogénesis por actividad bacteriana, bajo

condiciones anóxicas por debajo de la interfase agua-sedimento (Comerio *et al.*, 2018). Estos estudios concluyen en que las condiciones de anoxia alcanzadas no habrían sido persistentes en el tiempo, sino que fueron interrumpidas por pulsos de oxigenación (Comerio *et al.*, 2018).

Los depósitos del Miembro Agua de la Mula en la sección de estudio presentan pulsos de condiciones anóxicas en el intervalo I, particularmente en la base de la secuencia, y sobre el final del mismo intervalo, entre los 20 y 30 m (Figura 12). Este intervalo, interpretado como un período transgresivo, presentaría condiciones de anoxia durante el comienzo de la etapa de inundación, es decir sobre la superficie transgresiva, y también sobre el final de la transgresión, coincidente con la etapa de máxima inundación de la cuenca (Figura 13). Posteriormente, en el intervalo II las condiciones son subóxicas a óxicas y se corresponderían con el período de estabilidad en mar alto, con condiciones de menor aporte terrígeno (Figura 13). En el intervalo III, donde se registra una variación composicional considerable hacia el enriquecimiento en material terrígeno, interpretado como una progresión del sistema, no se registra una variación en las condiciones de oxigenación respecto del intervalo II (Figura 12).

Los contenidos de Ba reflejan estabilidad en las condiciones de productividad orgánica, con un ligero aumento en el intervalo II (Figura 8). La estabilidad en las condiciones ambientales para la productividad orgánica es concordante con el modelo de sedimentación recíproca establecido (Zeller *et al.*, 2015). De esta manera podrían establecerse a los cambios en el nivel del mar y la migración de la picnoclina, como los principales factores de control en los niveles de oxigenación de los depósitos. Cabe destacar que estas interpretaciones asumen que las concentraciones de Ba son de origen primario, pero debe tenerse en cuenta la posibilidad de enriquecimiento posterior a la depositación como producto de la actividad hidrotermal presente en la región (Salvioli *et al.*, 2018). Estudios más exhaustivos deberían analizar otros indicadores de productividad orgánica como contenidos de carbono orgánico total (COT) para complementar estos resultados.

El contenido de P_2O_5 tiene una mayor relevancia en los intervalos I y III, mientras que el intervalo II se encuentra en menor proporción pero intercalando con valores pico de enriquecimiento (Figura 8). Estos resultados junto con la correlación de los contenidos de % P_2O_5 y % SiO_2 sugieren que el P_2O_5 se encontraría asociado al aporte terrígeno, limitando su carácter de indicador de productividad orgánica para este caso de estudio (Figura 9.B). Futuros estudios serían necesarios para brindar mayores evidencias de esta hipótesis.

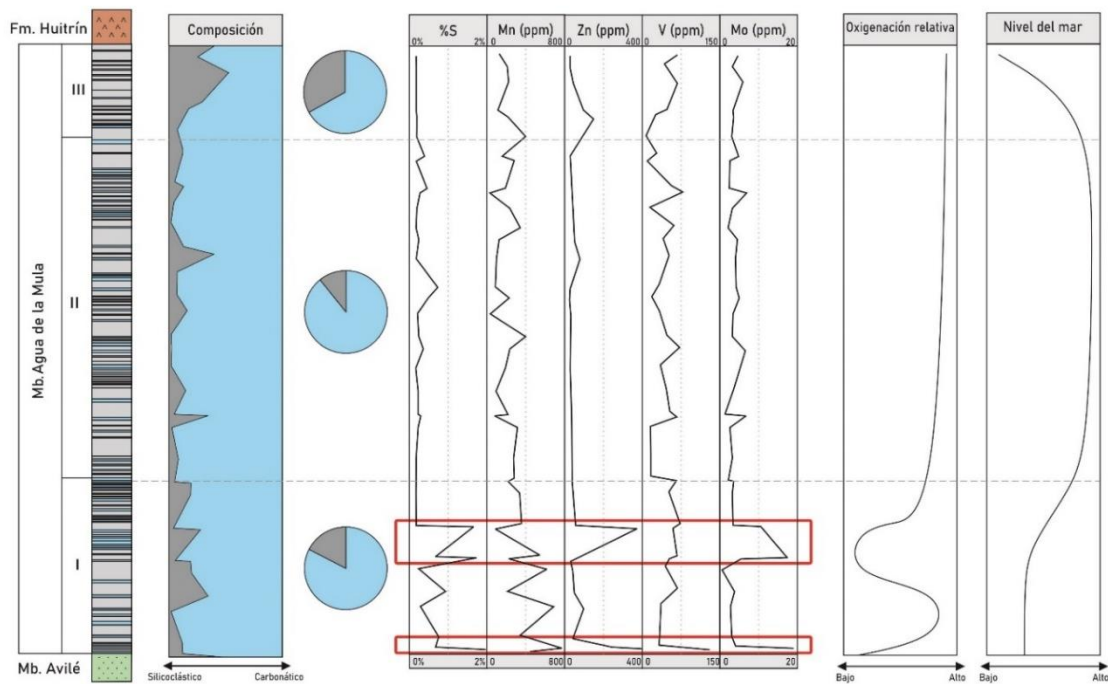


Figura 12. Cuadro integrado con las variaciones litológicas, composición mineralógica e indicadores de condiciones óxido-reductoras. Curva de variación de la oxigenación relativa y de los cambios en el nivel del mar para el Miembro Agua de la Mula.

5.6 Interpretación paleoambiental en el contexto paleogeográfico

En el presente caso de estudio, donde el componente carbonático tiene gran predominio, es posible asignar un contexto general de condiciones áridas (Föllmi, 2012). Sin embargo, las modificaciones del sistema que pueden generar estos cambios en las condiciones climáticas no alcanzan para explicar las variaciones en la escala temporal registrada en este trabajo. Las variaciones composicionales en la depositación se verían afectadas en mayor medida por las condiciones eustáticas (Spalletti *et al.*, 2001a; Zeller *et al.*, 2015).

Las variaciones climáticas permiten entender variaciones en los espesores de los ciclos (Sagasti, 2000; Kietzmann y Paulin, 2019), pero no son suficientes para explicar las variaciones composicionales de gran escala registradas en el proceso de depositación del Miembro. La delimitación de intervalos asociados a etapas de un ciclo eustático de tercer orden ofrece una aproximación aceptable para la variabilidad geoquímica y mineralógica registrada (Omarini *et al.*, 2020).

Los sedimentos del intervalo I tienen un componente detrítico relevante, pero registrando también segmentos carbonáticos importantes, es decir con composiciones marcadamente variables (Figura 12). A esto se suman las condiciones de anoxia intermitentes (Figura 12). Las condiciones de productividad orgánica serían propicias, aunque se requieren estudios complementarios para respaldar esta hipótesis. Las condiciones de sedimentación podrían asociarse a un ambiente donde se favorece la meteorización, erosión y transporte de material continental que llega a la cuenca. La variabilidad del depósito podría explicarse debida a una mayor cercanía a las facies proximales, y a una etapa de mayor inestabilidad eustática. Esta interpretación puede explicar el proceso de transgresión del sistema, caracterizado por pulsos de aumento del nivel del mar que provoca condiciones de anoxia en el entorno deposicional (Figura 13). Estas condiciones que se encuentran en la base del intervalo definen una situación de anoxia asociada a la superficie de transgresión. Es interesante notar que el sector basal del Miembro Agua de la Mula presenta condiciones de rampa distal a lo largo de toda la cuenca, que representa una inundación de dimensión regional (e.g., [Spalletti et al., 2001a](#); [Comerio et al., 2018a](#); [Pazos et al., 2019](#)). La sección comprendida entre los 20-30 metros, donde también se registran condiciones de anoxia en el fondo, se corresponde con la etapa final de la transgresión, en el punto de evolución del sistema donde el nivel del mar llega a la altura máxima. El intervalo I podría ser asociable entonces a un *transgressive system tract* (TST) ([Vail et al., 1977](#)) (Figura 13).

En el intervalo II el componente terrígeno es mínimo, y la representatividad del material carbonático por lo tanto muy elevada/máxima, pero en condiciones de buena oxigenación (Figura 12). Esta modificación podría deberse a una etapa posterior en la cual los depósitos caracterizan un ambiente distal, de mayor profundidad (Figura 13). En estas condiciones, donde los nutrientes escasean, también se caracteriza por una moderada actividad orgánica, que no es suficiente para generar condiciones de anoxia ([Rivera et al., 2018](#)). En términos climáticos la disminución del aporte continental podría verse favorecida por condiciones de aridez. En un medio pobre en aporte continental de material clástico y de nutrientes, no se desarrolla una actividad orgánica importante que consuma el oxígeno disuelto en la masa de agua, generando condiciones de mayor oxigenación relativa. Estos rasgos permitirían caracterizar al intervalo II como una etapa de mar alto, con mínimo aporte terrígeno y en condiciones óxicas o subóxicas (Figura 13). En la cuenca se desarrollarían largos períodos de estabilidad bajo estas condiciones

de mar alto, con una lenta subsidencia y en equilibrio con la tasa de productividad carbonática. Estas condiciones impedirían la llegada de material silicoclástico del continente y/o de sectores someros que se integren al depósito y provoquen la dilución clástica. El intervalo II es asociable con un cortejo de mar alto o *highstand system tract* (HST) caracterizado por arreglos agradacionales (Vail *et al.*, 1977). El carácter distal sumado a una subsidencia equilibrada podría ser la causa de que no se registre la progradación del sistema hasta el intervalo III, manteniéndose una relación de elevado espacio de acomodación frente al mínimo aporte clástico.

En el intervalo III hay una tendencia de aumento de los componentes terrígenos en detrimento del carbonático, en condiciones similares de buena oxigenación. Esta tendencia se interpreta como un cambio hacia la somerización del sistema, que provocó la modificación de los gradientes de aporte terrígeno y carbonático. Este intervalo permite asociarse entonces a una etapa de regresión del sistema con arreglos progradantes (Omarini *et al.*, 2020).

La recopilación de información estratigráfica y de asociaciones de facies sobre otras localidades estudiadas (Legarreta y Uliana, 1991; Spalletti *et al.*, 2001; Archuby *et al.*, 2011; Guler *et al.*, 2013; Omarini *et al.*, 2020) permite interpretar a los depósitos del Miembro Agua de la Mula como una secuencia deposicional, donde se reconoce una superficie transgresiva en la base, seguida por los depósitos más profundos. En la localidad “El Portón”, ubicada a 200 km al sur de la presente zona de estudio, se define una secuencia deposicional donde se reconocen dos etapas claramente diferenciadas (Omarini *et al.*, 2020). En la parte basal y por encima de los depósitos continentales del Miembro Avilé, se reconoce una superficie transgresiva (TS) de rápida inundación, coincidentes con la aparición de la biozona del amonite *Spitidiscus riccardii* (Archuby *et al.*, 2011). Por encima se describe una asociación de facies marino profundas, caracterizadas como depósitos distales y de baja energía, en arreglos retrogradantes que se corresponden con un cortejo tipo transgresivo o *transgressive system tract* (TST). En zona se define la superficie de máxima inundación, en el paso transicional hacia el sector superior de la unidad. Allí se reconoce un cambio a facies proximales en arreglos agradantes, que indican una tendencia hacia la somerización y se definen como un cortejo de mar alto o *highstand system tract* (HST).

La interpretación abordada en este trabajo es correlacionable con los estudios del Miembro Agua de la Mula en la localidad “Loma de la Torre”, ubicada a 270 km al sur

de la presente zona de estudio, que definen su evolución desde un ambiente de rampa abierta marina hacia un ambiente de *inner-ramp*, donde los depósitos se ven influenciados por la acción mareal (Comerio *et al.*, 2019). Los resultados para esa localidad definen un primer intervalo en situación relativamente somera, respecto del intervalo II donde se produce un avance del nivel del mar, pasando a un ambiente de depositación más profundo. Finalmente, en el intervalo III puede observarse una evolución hacia condiciones someras nuevamente, donde el material terrígeno pasa a tener mayor representación. Según la distribución de asociaciones de facies descriptas (Comerio *et al.*, 2019), la interpretación paleogeográfica indica una apertura del sistema al NO, dirección del eje principal de la cuenca (Legarreta y Uliana, 1991; Legarreta, 2002). En las latitudes mayores a los 37° 30' S dominan las facies silicoclásticas, marino someras o continentales reconocidas subsuperficialmente (Comerio *et al.*, 2018). En las latitudes menores a los 36° 40', es decir el sector surmendocino, los depósitos dominantes son los carbonáticos de ambiente marino somero (Spalletti *et al.*, 2019).

5.7 Consideraciones sobre el contexto paleogeográfico

En la zona surmendocina en general y en la sección de estudio en particular, no se reconocen facies de zona proximal, lo que dificulta la comprensión del modelo paleogeográfico, donde no es posible localizar la línea de costa. Por esta situación, la información provista por los estudios mineralógicos y geoquímicos resulta de gran importancia para analizar la evolución del sistema en este sector.

Diversos trabajos realizados sobre las variaciones de facies laterales señalan que en el sector neuquino de la cuenca la composición de los depósitos es predominantemente silicoclástica, mientras que en dirección norte, en el sector sur de Mendoza, se encuentran depósitos con mayor contenido de carbonatos (Aguirre-Urreta y Rawson, 2001; Sagasti, 2002; Tyson *et al.*, 2005; Spalletti *et al.*, 2011). Las variaciones registradas comprenden desde 40-45% en Bajada del Agrio hasta 50-90% (promedio 70%) en Agua de la Mula, Cerro Rayoso y Mina San Eduardo (Comerio *et al.*, 2019).

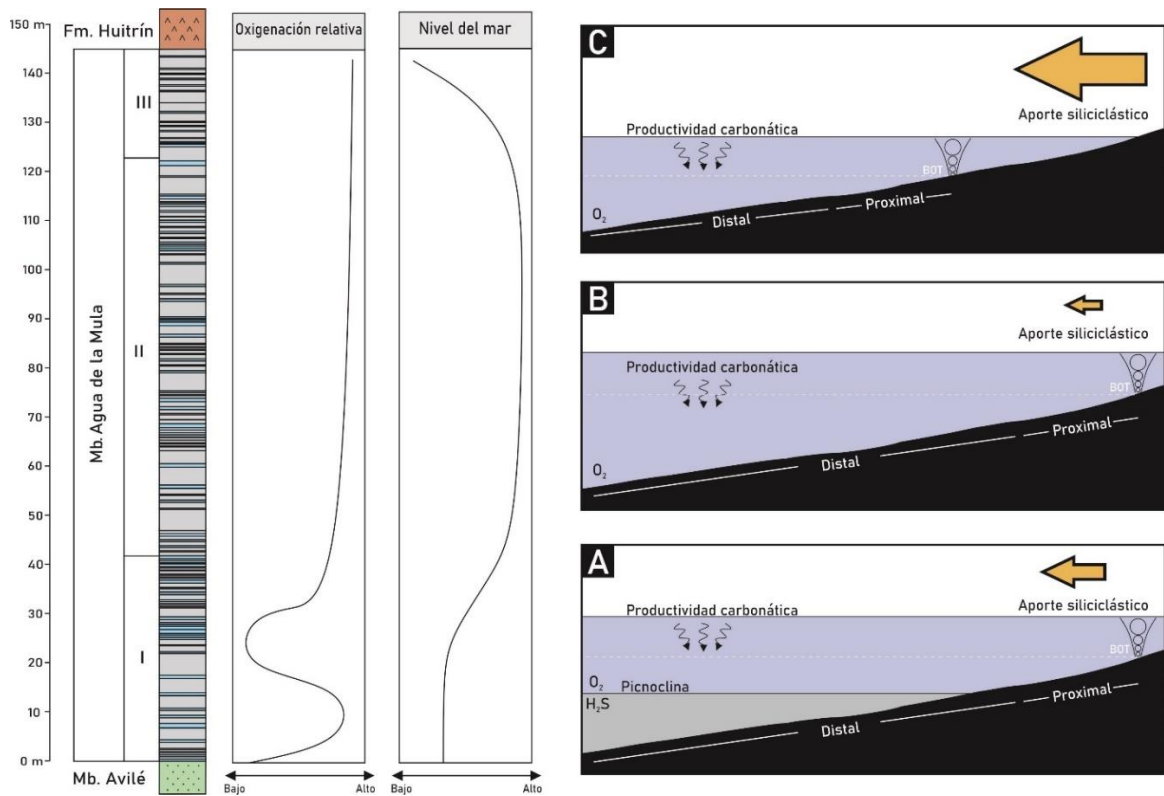


Figura 13. Representación de la evolución del Miembro Agua de la Mula, con las tres situaciones características de cada intervalo analizado. (A) Etapa de transgresión con eventos de anoxia en el intervalo I, (B) etapa de mar alto con mínimo aporte terrígeno en el intervalo II y (C) etapa de regresión con tendencia al aumento del aporte terrígeno.

En el mismo sentido se registra un aumento de espesor hacia el norte de los depósitos cuyas facies se correlacionan con la sección de estudio de este trabajo, desde la localidad Bajada del Agrio hasta cuatro veces mayor en la localidad de Mina San Eduardo (Comerio *et al.*, 2019). Asimismo, en la misma dirección se ha indicado que se produce incremento en el contenido de carbono orgánico total (COT) (Tyson *et al.*, 2005). En este punto, es necesario asociar las condiciones de anoxia en la depositación como factor fundamental para la acumulación de materia orgánica (Omarini *et al.*, 2020). En la localidad “Arroyo Cienaguitas”, se reconocieron condiciones de anoxia asociada a la etapa de transgresión, específicamente en la base del Miembro y en los primeros 30 metros del mismo (Figura 12, Figura 13).

En la localidad “Arroyo Cienaguitas” analizada en este trabajo y localizada 260 km al norte de Mina San Eduardo, sólo se reconoce la asociación de facies distales, que alcanza un espesor de 144 m (Comerio *et al.*, 2018). Esta diferencia implica que aún bajo

condiciones pobres en aporte silicoclástico, el sistema mantuvo un mayor espacio de acomodación y las condiciones propicias para una elevada producción carbonática.

En los sectores “condensados” de cuenca distal, el espesor de la unidad se reduce en sentido S-N. Sin embargo, en la localidad Caepe Malal a 350 km al sur de la localidad estudiada, el espesor alcanza los 300 m, aunque no se registren facies con partículas de tamaño arena (Comerio, 2016), sino que dominan los depósitos de margas y pelitas ricas en arcillas, sugiriendo un importante aporte de material de origen continental respecto a las otras localidades distales. En la localidad “Arroyo Cienaguitas” el aporte terrígeno es considerablemente menor, con un espesor que ronda los 145 metros. Esto permitiría interpretar la locación paleogeográfica como un sector alejado de las áreas de aporte, pero con disponibilidad de espacio de acomodación y en donde predominó la acumulación carbonática.

6. Conclusiones

-Se diferenció al Miembro Agua de la Mula en tres intervalos diferentes, soportados por la información mineralógica y por la información obtenida a través de fluorescencia de rayos X. El intervalo I comprende los 0 m hasta los 40,7 m, el intervalo II comprende desde los 40,7 m hasta los 122,7 m y el intervalo III comprende desde los 122,7 m hasta los 144,7 m del techo de la unidad.

-Se determinó la composición mineralógica del Miembro Agua de la Mula en la localidad de Arroyo Cienaguitas, donde hay predominio de calcita (84%), seguido por cuarzo (10%), mientras que en menor medida se registraron contenidos de plagioclasas + feldespatos (4%) y arcillas (1%).

-Se determinó la composición de los argilominerales presentes en el Miembro Agua de la Mula en la localidad de Arroyo Cienaguitas, resultando principalmente illita (72%), e interstratificado I/S (22%). Algunas muestras también registran contenidos de clorita y caolinita, con valores generalmente menores al 5%. La esmectita se registra con valores menores al 5% y se encuentran circunscripta al intervalo I.

-Se observa un fuerte predominio de los componentes carbonáticos en tanto que los silicoclásticos aparecen de forma subordinada y se le atribuye un origen detrítico. La abundancia de cuarzo se correlaciona con la abundancia de plagioclasas + feldespatos y

de arcillas, por lo que se los considera íntegramente como materiales de aporte terrígeno.

-La composición de la sección está condicionada por la cantidad de carbonatos y la efectividad de la dilución clástica que pueda haberse originado. Es así, que en el intervalo I el aporte de material detrítico tuvo mayor relevancia que en el intervalo II, mientras que dentro del intervalo III se observa un progresivo aumento del mismo hacia el tope de la unidad.

-Los elementos indicadores de variaciones en las condiciones redox muestran que el intervalo I debió haberse depositado bajo condiciones fuertemente anóxicas e incluso euxínicas (altos valores de S), mientras que en el resto de la unidad las condiciones debieron ser probablemente subóxicas a óxicas.

-El intervalo I presenta un predominio del contenido carbonático, con contenidos silicoclásticos medios, y se corresponden con eventos de anoxia. Las características permiten identificar una etapa de transgresión y de máxima inundación para este intervalo.

-En el intervalo II el componente terrígeno es mínimo y el aporte carbonático por lo tanto muy elevado, pero en condiciones de buena oxigenación. Se define como un intervalo de mar alto, posterior a la máxima inundación de la cuenca.

-En el intervalo III hay una tendencia de aumento de los componentes terrígenos en detrimento del carbonático, en condiciones similares de buena oxigenación. Se define a este intervalo como una etapa de regresión del sistema hacia sectores proximales de *offshore*.

7. *Bibliografía*

Aguirre-Urreta, M.B., 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. Congreso Geológico Argentino, No. 18, Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Relatorio: 465-488, Neuquén, Argentina.

Aguirre-Urreta, M.B. y **P.F. Rawson**, 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Geological Magazine*, 134(4): 449-458.

Aguirre-Urreta, M.B., y **G. Sagasti**, 1999. Valanginian ammonites from the Aconcagua-Neuquén basin of Argentina: distribution, sea level changes, and inter-regional correlations. 5° Simposio sobre o Cretáceo de Brasil y 1° Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, *Boletín*: 137-142.

Aguirre-Urreta, M.B. y **P.F. Rawson**, 2001. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén basin, Argentina: a Hauterivian *Olcostephanus* fauna. *Cretaceous Research*, 22(6): 763-778.

Aguirre-Urreta, M.B., **A. Concheyro**, **M. Lorenzo**, **E.G. Ottone**, y **P.F. Rawson**, 1999. Advances in biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs, and calcareous nannofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150: 33-47.

Aguirre-Urreta, M.B., **F.A. Mourgues**, **P.F. Rawson**, **L.G. Bulot**, y **E. Jaillard**, 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal*, 42(2): 143-173.

Aguirre-Urreta, M. B., **P. J. Pazos**, **D. G. Lazo**, **C. M. Fanning** y **V. D. Litvak**, 2008a. First U–Pb SHRIMP age of the Hauterivian stage, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 91-99.

Aguirre-Urreta, M.B., **M. Schmitz**, **M. Lescano**, **M. Tunik**, **P.F. Rawson**, **A. Concheyro**, **M. Buhler**, y **V.A. Ramos**, 2017. A high precision U-Pb radioisotopic age for the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina: implications for the chronology of the Hauterivian Stage. *Cretaceous Research*, 75: 193-204.

Algeo, T.J. y **J.B. Maynard**, 2003. Trace elements behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical Geology*, 206: 289-318.

- Algeo, T.J., y E. Ingall**, 2007. Sedimentary Corg: P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO₂. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256 (3-4): 130-155.
- Algeo, T.J., y J. Liu**, 2020. A re-assessment of elemental proxies for paleoredox analysis. *Chemical Geology*: 119549.
- Archuby, F.M., M. Wilmsen, y H.A. Leanza**, 2011. Integrated stratigraphy of the upper Hauterivian to lower Barremian Agua de la Mula member of the Agrio Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Acta Geologica Polonica*, 61 (1): 1-26.
- Barrio, C.A.**, 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology*, 66 (3-4): 255-275.
- Biscaye, P.E.**, 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin*, 76(7): 803-832.
- Bohacs, K.M., G.J. Grabowski Jr., A.R. Carroll, P.J. Mankiewicz, K.J. Miskell-Gerhardt, J.R. Schwalbach, M.B. Wegner y J.A. Simo**, 2005. Production, destruction, and dilution - the many paths to source-rock development. En: Harris, N. (Ed.), *The Deposition of Organic Carbon-Rich Sediments: Mechanisms, Models and Consequences*, SEPM Special Publication, 82: 61-102.
- Bracaccini, O.I.**, 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la asociación Geológica argentina*, tomo XXV, No. 2: 273-284.
- Brumsack, H.J.**, 2006. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232: 344-361.
- Burchette, T.P. y V.P. Wright**, 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79 (1-4): 3-57.
- Cataldo, C.S. y D.G. Lazo**, 2016. Taxonomy and paleoecology of a new gastropod fauna from dysoxic outer ramp facies of the Lower Cretaceous Agrio Formation, Neuquén Basin, west-central Argentina. *Cretaceous Research*, 57: 165-189.
- Comerio, M.**, 2016. Estudio mineralógico de las arcillas del Miembro Agua de la Mula -Formación Agrio-, en un marco estratigráfico secuencial, en el Engolfamiento Neuquino. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

- Comerio, M., D.E. Fernández, P.J. Pazos**, 2018. Sedimentological and ichnological characterization of muddy storm related deposits: The upper Hauterivian ramp of the Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 85: 78-94.
- Comerio M, D.E. Fernández, C. Gutiérrez, C. Ballivián Justiniano, M.C. González Estebenet, y P.J. Pazos**, 2019. Sedimentary evolution of the marine Agua de la Mula Member (Agrio Formation, Lower Cretaceous) in the central Neuquén Basin: Source areas and paleogeographic considerations from a distal setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 96: 102259.
- Doyle, P.**, 2005. Relative oxygenation of the Tithonian-Valanginian Vaca Muerta-Chachao formations of the Mendoza Shelf. The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. *Geological Society, Special publications*. 252: 185-206.
- Einsele, G., y W. Ricken**, 1991. Limestone-Marl alternations – an overview. In: Einsele, G., W. Ricken y A. Seilacher (eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer, Berlin: 23–47.
- Embry, A.F.**, 2002. Transgressive-regressive (TR) sequence stratigraphy. *Gulf Coast SEPM Conference Proceedings*, Houston: 151-172.
- Fernández, D.E., y P.J. Pazos**, 2012. Ichnology of marginal marine facies of the Agrio Formation (Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina) at its type locality. *Ameghiniana*, 49 (4): 505-525.
- Fernández, D.E., y P.J. Pazos**, 2013. Xiphosurid trackways in a Lower Cretaceous tidal flat in Patagonia: palaeoecological implications and the involvement of microbial mats in trace-fossil preservation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 375: 16-29.
- Fischer, A.G.**, 1964. The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic: *Geological Survey of Kansas Bulletin*, 169: 107-149.
- Fischer, A.G.**, 1986. Climatic rhythms recorded in strata. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14 (1): 351-376.
- Föllmi, K.B.**, 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230-257.
- Franzese, J.R.**, 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 34, No. 1: 49-62.

- Franzese, J.R., L.A. Spalletti, I. Gómez Pérez, y D. Macdonald**, 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Science*, 16: 81-90.
- Franzese, J.R., G.D. Veiga, E. Schwarz, e I. Gómez Pérez**, 2006. Tectono-stratigraphic evolution of a Mesozoic Graben Border System: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society of London*, 163: 207-221.
- Frimmel, A., W. Oschmann, y L. Schwark**, 2004. Chemostratigraphy of the Posidonia Black Shale, SW Germany: I. Influence of sea-level variation on organic facies evolution. *Chemical Geology*, 206 (3-4): 199-230.
- Galán, E.**, 2006. Genesis of clay minerals. *Developments in clay science*, 14: 1129-1162.
- Gardner, W.D.**, 1989. Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, 36 (3): 323-358.
- Gómez Dacal, A.R.**, 2017. Petrología, geoquímica y diagénesis de sedimentitas y fósiles carbonáticos de Jurásico superior - Cretácico inferior de las cuencas Neuquina y Austral, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Gómez Peral, L.E.**, 2008. Petrología y diagénesis de las unidades sedimentarias precámbricas de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Gulisano, C.A., y A. Gutiérrez Pleimling**, 1994. Field Guide to the Jurassic of the Neuquén Basin, province of Neuquén. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Publicación, 158: 1-111.
- Groeber, P.**, 1946. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. I - Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1: 177-208.
- Groeber, P.**, 1953. Ándico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 2: 349-351.
- Hampson, G.F.**, 2010. Towards a sequence stratigraphic solution set for autogenic processes and allogenic controls: Upper Cretaceous strata, Book Cliffs, Utah, USA. *Journal of the Geological Society*, 173 (5): 817-836.
- Heckel, P.H.**, 1991. Thin widespread Pennsylvanian black shales of Midcontinent North America: a record of a cyclic succession of widespread pycnoclines in a fluctuating epeiric sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 58 (1): 259-273.

- Hlebszevitsch, J.C., y J.E. Stein**, 2018. Aportes al conocimiento de la geoquímica inorgánica de la Formación Vaca Muerta, Agua del Chivato, Rincón de los Sauces, Neuquén. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Recursos No Convencionales: Hacia una Nueva Convención. Mendoza, Argentina.
- Hoffman, D.L., T.J. Algeo, J.B. Maynard, M.M. Joachimski, J.C. Hower, y J. Jaminski**, 1998. Regional and stratigraphic variation in bottomwater anoxia in offshore core shales of Upper Pennsylvanian cyclothems from the Eastern Midcontinent Shelf (Kansas), U.S.A. En: J. Schieber, W. Zimmerle, P. Sethi, (Eds.), Shales and Mudstones I. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung: 243-269.
- Howell, J.A., E. Scharz, L.A. Spalletti y G.D. Veiga**, 2005. The Neuquén Basin: an overview, Geological Society, London, Special publications, 252: 1-14.
- Keller, W.D.**, 1970. Environmental aspects of clay minerals. Journal of Sedimentary Research, 40 (3): 788-813.
- Kietzmann, D. A., y S. M. Paulin**, 2019. Cyclostratigraphy of an upper Valanginian - lower Hauterivian mixed siliciclastic-carbonate ramp succession (Pilmatué Member of the Agrio Formation), Loma La Torre section, northern Neuquén Basin, Argentina, Cretaceous Research, 98: 26-46.
- Kozlowski, E., R. Manceda, y V. A. Ramos**, 1993. Estructura. En: Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V.A., ed.), Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Relatorio: 235-256, Buenos Aires.
- Lazar, O.R., K.M. Bohacs, J.H. Macquaker, J. Schieber, y T.M. Demko**, 2015. Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. Journal of Sedimentary Research, 85 (3): 230-246.
- Lazo, D.G., M. Cichowolski, D.L. Rodríguez, y M.B. Aguirre-Urreta**, 2005. Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina, Geological Society, London, Special Publications, 252 (1): 295-315.
- Leanza, H.A.**, 1993. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina Revista, 48: 71-84.
- Leanza, H.A. y C.A. Hugo**, 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú. Provincia del Neuquén, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 218: 135, Buenos Aires.

- Leanza, H.A. y C.A. Hugo**, 2005. Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275: 128, Buenos Aires.
- Leanza, H., H. Marchese y J. Riggi**, 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° L.S., Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXXII (3): 190-208.
- Leanza, H.A., C.A. Hugo, y D. Repol**, 2001. Hoja Geológica 3969I, Zapala, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275: 128, Buenos Aires.
- Legarreta, L.**, 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Legarreta, L., y E. Kozlowski**, 1984. Secciones condensadas del Jurásico-Cretácico de los Andes del sur de Mendoza: estratigrafía y significado tectosedimentario. Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 1: 286-297, Bariloche.
- Legarreta, L. y C. Gulisano**, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior), Argentina. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica 6: 221-243, San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L., y M.A. Uliana**, 1991. Jurassic-Cretaceous Marine Oscillations and Geometry of Back Arc Basin, Central Argentina Andes. Sea level changes at active plate margins: Process and product. International Association of Sedimentologists (IAS), Special Publication, 12: 429-450, Oxford.
- Legarreta, L., E. Kozlowski y A. Boll**, 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la cuenca Neuquina. VIII° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 389-409.
- Lini, A., H. Weissert y E. Erba**, 1992. The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. Terra Nova, 4 (3): 374-384.
- Macquaker, J.H., y A.E. Adams**, 2003. Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive nomenclature for mudstones. Journal of Sedimentary Research, 73(5): 735-744.

- Marchese, H.G.**, 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. de Neuquén, Rep. Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revista*, 26: 343-410.
- Mazzullo, S.J.**, 2000. Organogenic Dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (1): 10-23.
- Mitchum, R.M.**, y **M. Uliana**, 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. *Seismic Stratigraphy 2. An integrated approach to hydrocarbon analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-83, Tulsa.
- Moore, D.M.**, y **R.C.Jr. Reynolds**, 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press (OUP).
- Musacchio, E.A.**, 1970. Ostrácodos de las superfamilias Cytheracea y Darwinulacea de la Formación La Amarga (Cretácico inferior) en la Provincia de Neuquén, República. *Ameghiniana*, 7(4): 301-316.
- Nocioni, A.D.**, 1996. Estudio estructural de la faja plegada y corrida de la Cuenca Neuquina-Surmendocina (35°30'-37°30' LS). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas II: 353-372.
- Omarini, J.**, **M. Lescano**, **A.L. Odino-Barreto**, **D. Campetella**, **M. Tunik**, **G. Garbáne**, y **M. Martínez**, 2020. Palaeoenvironmental conditions for the preservation of organic matter during the late Hauterivian in the Neuquén Basin (Western Argentina). *Marine and Petroleum Geology*: 104469.
- Pazos, P.J.**, **D.G. Lazo**, **M.A. Tunik**, **C.A. Marsicano**, **D.E. Fernández**, y **M.B. Aguirre-Urreta**, 2012. Paleoenvironmental framework of dinosaur tracksites and other ichnofossils in Early Cretaceous mixed siliciclastic-carbonate deposits in the Neuquén Basin, northern Patagonia (Argentina). *Gondwana Research*, 22 (3-4): 1125-1140.
- Poiré, D.G.**, 1987. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Ramos, V.A.**, 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29 (24): 15-75.
- Ratcliffe, K.T.**, **A.M. Wright**, y **K. Schmidt**, 2012. Application of inorganic whole-rock geochemistry to shale resource plays: an example from the Eagle Ford Shale Formation, Texas. *The Sedimentary Record*, 10 (2): 4-9.

- Remírez, M.N.**, 2020. Sedimentología y geoquímica de las sedimentitas de grano fino del Miembro Pilmatué, Formación Agrio, Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Remírez, M.N., L.A. Spalletti, y M.F. Isla**, 2020. Petrographic, mineralogical and geochemical characterization of fine-grained rocks of the Pilmatué Member (Upper Valanginian - Lower Hauterivian) of the Neuquén Basin (Argentina): Implications for siliciclastic input, carbonate productivity and redox conditions. *Journal of South American Earth Sciences*: 102663.
- Richiano, S., A.N. Varela, L.E. Gómez Peral, A. Cereceda, y D.G. Poiré**, 2015. Composition of the Lower Cretaceous source rock from the Austral Basin (Río Mayer Formation, Patagonia, Argentina): Regional implication for unconventional reservoirs in the Southern Andes. *Marine and Petroleum Geology*, 66: 764-790.
- Rivera, H.A., J.P. Le Roux, L.K. Sánchez, J.E. Mariño-Martínez, C. Salazar, y J.C. Barragán**, 2018. Palaeoredox conditions and sequence stratigraphy of the Cretaceous storm-dominated, mixed siliciclastic-carbonate ramp in the Eastern Cordillera Basin (Colombia): Evidence from sedimentary geochemical proxies and facies analysis. *Sedimentary Geology*, 372: 1-24.
- Sagasti, G.**, 2000. La sucesión rítmica de la Formación Agrio (Cretácico inferior) en el sur de la provincia de Mendoza, y su posible vinculación con Ciclos de Milankovitch. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 7: 1-22.
- Sagasti, G.**, 2002. Estudio sedimentológico y de estratigrafía secuencial de las sedimentitas carbonáticas de la Formación Agrio (Cretácico inferior), en el sector surmendocino de la cuenca Neuquina, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Sagasti, G.**, 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced dilution cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. En: G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell, y E. Schwarz (eds), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, 252: 231-250.
- Salvioli, M.A., M.E. Lanfranchini, C. Recio, y R.E. de Barrio**, 2018. El magmatismo cretácico-terciario y su relación con sistemas hidrotermales polimetálicos en la región de Colipilli-Naunauco, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(1): 46-63.

- Schieber, J.**, 2003. Simple gifts and buried treasures - implications of finding bioturbation and erosion surfaces in black shales. *The Sedimentary Record*, 1 (2): 4-8.
- Schwarz, E., y J.A. Howell**, 2005. Sedimentary evolution and depositional architecture of a lowstand sequence set: the Lower Cretaceous Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 252 (1): 109-138.
- Schwarz, E., G.D. Veiga, G. Álvarez Trentini, M.F. Isla, y L.A. Spalletti**, 2018. Expanding the spectrum of shallow-marine, mixed carbonate-siliciclastic systems: Processes, facies distribution and depositional controls of a siliciclastic-dominated example. *Sedimentology*, 65: 1558-1589.
- Schultz, L.G.**, 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. US Geological Survey: 391-C.
- Singer, A.**, 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth-Science Reviews*, 15 (4): 303-326.
- Seibold, E., y W.H. Berger**, 1993. Deep-sea sediments - patterns, processes, and stratigraphic methods. In *The sea floor*, Springer, Berlin, Heidelberg: 215-240.
- Slatt, R.M., y N.D. Rodriguez**, 2012. Comparative sequence stratigraphy and organic geochemistry of gas shales: Commonality or coincidence?. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 8: 68-84.
- Spalletti, L.A., A. Del Valle, y A. Kielbowicz**, 1990. Análisis cicloestratigráfico del intervalo Hauteriviano superior - Barremiano en el área de Filo Morado, Cuenca Neuquina. III Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 253- 259, San Juan.
- Spalletti, L.A., D.G. Poiré, D. Pirrie, S.D. Matheos, y P. Doyle**, 2001a. Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base en una secuencia mixta clástica - carbonática del cretácico de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 14: 57-74.
- Spalletti, L.A., D.G. Poiré, E. Schwarz, y G.D. Veiga**, 2001b. Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 609-624.
- Spalletti, L.A., G.D. Veiga, E. Schwarz, H.A. Leanza, y C. Arregui**, 2011. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*: 145-160, Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., E. Schwarz, y G.D. Veiga**, 2014. Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos

transgresivos titonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology*, 41 (2): 401-435.

Spalletti, L.A., M.N. Remírez, y G. Sagasti, 2019. Geochemistry of aggradational-Progradational sequence sets of the Upper Jurassic - Lower Cretaceous Vaca Muerta shales (Añelo area, Neuquén Basin, Argentina): Relation to changes in accommodation and marine anoxia. *Journal of South American Earth Sciences*, 93: 495-509.

Stipanovic, P. N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4): 367-388.

Tucker, M.E., 1991. *Sedimentary Petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Science, Second edition: 260.

Tucker, M.E., F. Calvet y D. Hunt, 1993. Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and applications to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain. IAS, Special Publication, 18: 397-415.

Tunik, M.A., P.J. Pazos, A. Impiccini, D. Lazo, y M.B. Aguirre-Urreta, 2009. Dolomitized tidal cycles in the Agua de la Mula Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 16: 29-43.

Trabucho-Alexandre, J., R. Dirkx, H. Veld, G. Klaver, y P.L. de Boer, 2012. Toarcian black shales in the Dutch Central Graben: record of energetic, variable depositional conditions during an oceanic anoxic event. *Journal of sedimentary Research*, 82 (2): 104-120.

Tribovillard, N., J.A. Thomas, T. Lyons y A. Riboulleau, 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, Volume 232 (1-2): 12-32.

Tyson, R.V., P. Esherwood, y K.A. Pattison, 2005. Organic facies variations in the Valanginian - mid - Hauterivian interval of the Agrio Formation (Chos Malal area, Neuquén, Argentina): local significance and global context. *Geological Society, London, Special Publications*, 252 (1): 251-266.

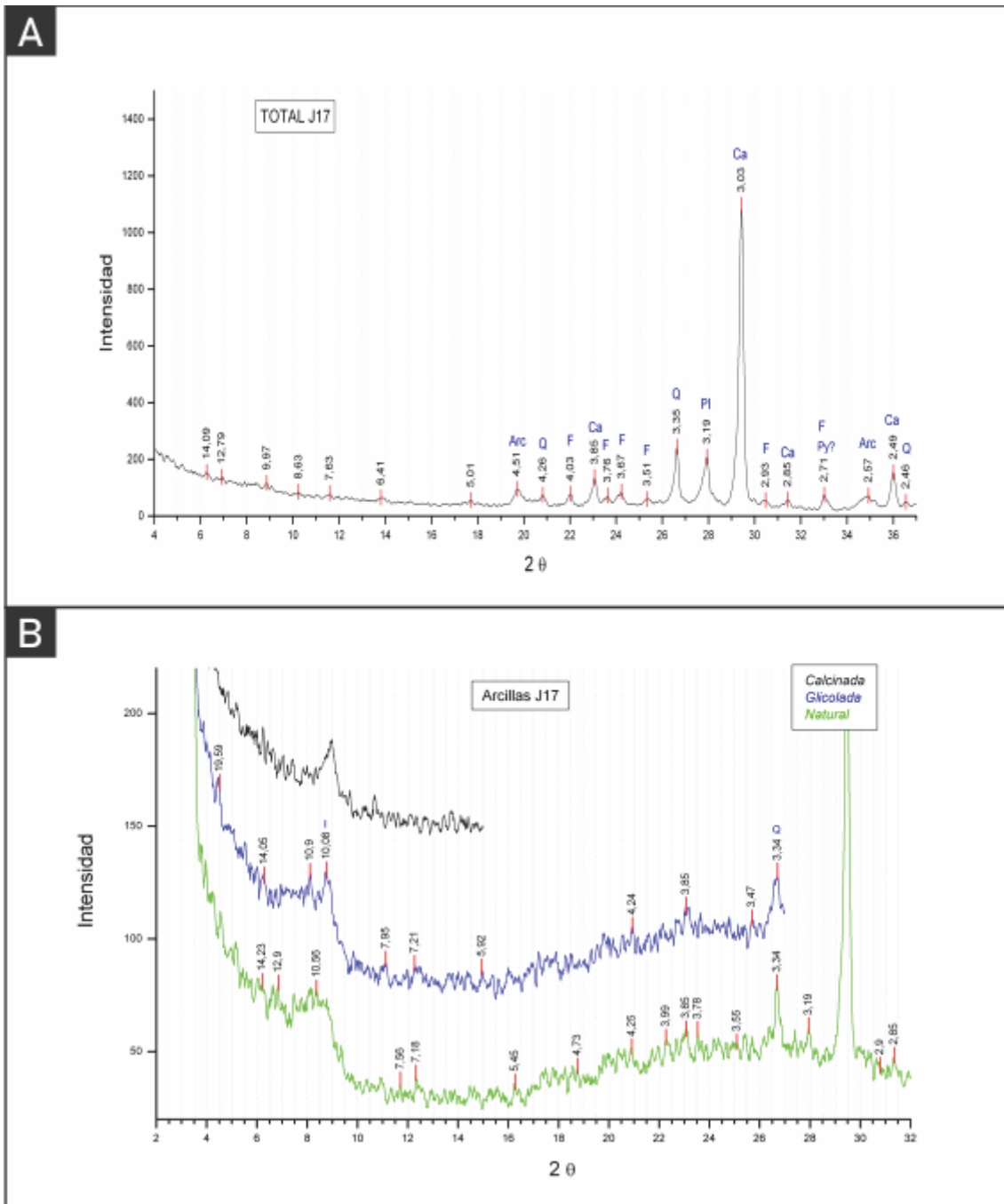
Vail, P., R.M.Jr. Mitchum y S. Thompson, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 4. Global cycles of relative changes of sea level.: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.

Van der Weijden, C.H., 2002. Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Mar. Geol.* 184: 167-187.

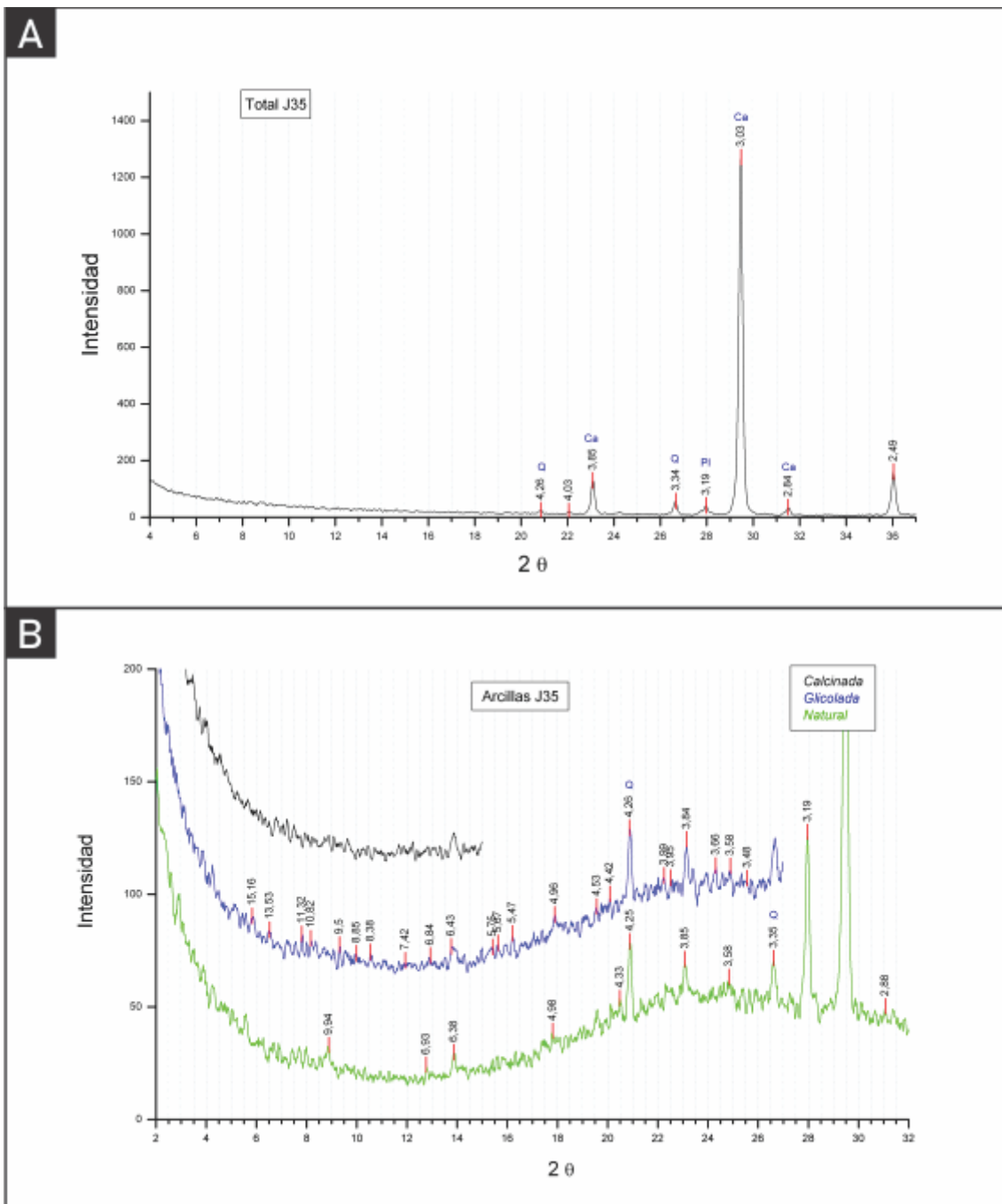
- Van Sicken, D.C.**, 1958. Depositional Topography - Examples and Theory. AAPG Bulletin, 42 (8): 1897-1913.
- Veiga, G.D., L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz**, 2005. The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252: 1-14.
- Veiga, G.D., L.A. Spalletti y E. Schwarz**, 2011. El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico temprano). Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: 145-160. Buenos Aires.
- Vergani, G.D., A.J. Tankard, H.J. Belotti y H.J. Welsink**, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: A.J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- Vergani, G., G. Selva y D. Boggetti**, 2002. Estratigrafía y modelo de facies del Miembro Troncoso inferior, Formación Huitrín (Aptiano), en el noroeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. XVIº Congreso Geológico Argentino, Actas, El Calafate.
- Wang, Z., J. Wang, X. Fu, W. Zhan, J. S. Armstrong-Altrin, F. Yu, X. Feng, C. Song, y S. Zeng**, 2018. Geochemistry of the Upper Triassic black mudstones in the Qiangtang Basin, Tibet: Implications for paleoenvironment, provenance, and tectonic setting. Journal of Asian Earth Sciences, 160: 118-135.
- Weaver, C.E.**, 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina, Vol. 1, University of Washington press.
- Wilson, J.L.**, 1967. Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian Strata of Southern New Mexico. GSA Bull., 78: 805-818.
- Wilson, M.D., y E.D. Pittman**, 1977. Authigenic clays in sandstones; recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. Journal of Sedimentary Research, 47(1): 3-31.
- Wright, A. M., B. P. Spain, y K. T. Ratcliffe**, 2010. Application of inorganic whole rock geochemistry to shale resource plays. Canadian Unconventional Resources & International Petroleum Conference, Calgary, Alberta, Canadá.
- Zeller, M., K. Verwer, G.P. Eberli, J.L. Massaferró, E. Schwarz, y L. A. Spalletti**, 2015. Depositional controls on mixed carbonate–siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. Sedimentology, 62(7): 2009-2037.

Anexo 1. Difractogramas de Roca Total y minerales de arcilla de la Fracción Fina.

Muestra representativa del intervalo I (29,9 m).



Muestra representativa del intervalo II (67,8 m).



Muestra representativa del intervalo III (135,9 m).

