



*Universidad Nacional del Comahue*  
*Facultad de Ingeniería*  
*Departamento de Geología y Petróleo*  
*Licenciatura en Ciencias Geológicas*

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

**Bentonitas del Grupo Neuquén en el área de Auca Mahuida.  
Geología, estratigrafía y estimación de reservas**



Año 2018

Autora: Carolina M. Sampietro  
Directora: Dra. Gisela R. Pettinari  
Co-directora: Dra. Telma B. Musso

## RESUMEN

El presente trabajo consistió en la caracterización geológica, estratigráfica, mineralógica y la estimación de reservas mineras de un depósito de bentonita de la Fm. Anacleto (Campaniano inferior), yacimiento Justina, en la zona de Auca Mahuida, provincia de Neuquén.

Para la caracterización estratigráfica y paleoambiental, se realizaron cinco perfiles de detalle tipo Selley. El análisis litofacial permitió identificar 18 litofacies y 5 elementos arquitecturales: mantos arenosos laminados, formas de lecho arenosas, canal de *crevasse*, depósitos finos de desborde proximales y depósitos de desborde distales. Estableciendo una relación entre los elementos arquitecturales y analizando además la proporción relativa de los mismos, se infiere que toda la sección estudiada correspondería a depósitos de intercanal con predominio de depósitos finos de planicie de inundación interrumpidos por canales efímeros de desborde. La bentonita forma parte de los depósitos de desborde distales, ubicados en la zona más deprimida de la planicie de inundación.

Dado que la sección estudiada se encuentra inmediatamente por debajo del perfil descrito en la zona de Auca Mahuevo por Garrido (2010b), pudiéndose establecer un correlato directo entre el tope del perfil más extenso de la zona de estudio del presente trabajo y la base del perfil confeccionado por dicho autor, se afirma que el manto de bentonita se encuentra estratigráficamente ubicado en la sección basal de la Fm. Anacleto. Mineralógicamente, la bentonita está constituida por el 97% (valor promedio) de una esmectita dioctaédrica del tipo montmorillonita, con cuarzo (1%) y cristobalita (1%) como acompañantes, y plagioclasa y feldespato potásico como trazas. La mineralogía de la fracción arena está representada, en orden relativo de abundancia, por: lítico s >> biotita > plagioclasa=cuarzo > agregados fibroradiados de cuarzo > vidrio=feldespato K > opacos.

En base a la pureza mineralógica y granulométrica de la bentonita, el alto grado de cristalinidad de la esmectita, la morfología de las partículas observadas en MEB, la presencia de trizas vítreas, plagioclasas y líticos volcánicos entre los minerales acompañantes, la abundancia de sales solubles, el paleoambiente definido para el manto y la geometría del depósito, se concluye que la misma se habría formado por desvitrificación in situ de cenizas volcánicas en una serie de cuerpos de agua someros y parcialmente conectados, ubicados en las zonas más deprimidas de la planicie de inundación

El cálculo de las reservas mineras se realizó según el clásico método de los polígonos o polígonos de Thiessen, concluyéndose que las reservas comprobadas en el yacimiento Justina ascenderían a las 534342,312 T. Considerando una producción rentable de 750 T por mes, de ser explotado, el yacimiento tendría una vida útil de 59 años aproximadamente.

### ***Palabras claves***

Bentonita – Fm. Anacleto – Caracterización estratigráfica y paleoambiental – Esmectita – Montmorillonita – Reservas

## **ABSTRACT**

This work consisted on the geological, stratigraphic and mineralogic characterization and mining reserves estimation of a bentonite deposit from Anacleto Formation, named Justina, at the Auca Mahuida area, Neuquén province.

Five Selley-type sections were made for the stratigraphical and paleoenvironmental characterization. The lithofacial analysis allowed the identification of 18 lithofacies and five architectural elements: laminated sand sheets, sandy bedforms, crevasse channels, overbank fines and distal overbank deposits. The relationship between the architectural elements and the analysis of the relative proportion of them, can be inferred that all the studied sections comprehends interchannel deposits with a predominance of fine grained floodplain deposits interrupted by ephemeral crevasse channels. The bentonite is part of the distal overbank deposits, located in the lowest-lying area of the floodplain.

Given that the studied section is located immediately below the selley-type section made for the Auca Mahuevo zone by Garrido (2010b), it is possible to establish a correlation between the top of the longest Selley-type section of the studied area and the bottom of the Selley-type section made by the mentioned author. In this way, the bentonite sheet is stratigraphically located in the lower section of the Anacleto Formation.

Mineralogically, the bentonite is composed of 97% (mean value) of a dioctahedral smectite, montmorillonite type, with quartz (1%) and cristoballite (1%) as accompanying minerals and plagioclase and potassium feldspar as trace minerals. The mineralogy of the sand fraction is represented, in order of relative abundance, by lithics >> biotite > plagioclase=quartz > fibrous aggregate of quartz > glass=K feldspar > opaques.

Based on the mineralogic and granulometric purity of the bentonite, the high degree of crystallinity of the smectite, the morphology of the particles determined with SEM, the presence of volcanic glass, plagioclase and volcanic lithics among the accompanying minerals, the abundance of soluble salts, the paleoenvironment defined for the sheet and the geometry of the deposit, it can be concluded that this clay could have been formed by in situ devitrification of volcanic ash in a series of shallow, partially disconnected water bodies, located in the lowest-lying area of the floodplain.

The mining reserves estimation was accomplished using the classic polygonal method or Thiessen polygons, concluding that the proved reserves rise to 534342,312 T. Considering a profitable production of 750 T per month, if being exploited, the deposit would have an useful life of approximately 59 years.

### ***Key Words***

Bentonite – Anacleto Formation – stratigraphical and paleoenvironmental characterization – Smectite – Montmorillonite – Reserves

## **AGRADECIMIENTOS**

A mi padre, por su apoyo incondicional a lo largo de todos estos años, por permitirme estudiar sin preocuparme por otra cosa. Sin él no hubiera sido posible finalizar mi carrera.

A mi novio, quién supo acompañarme en esta última etapa de mi carrera y brindarme las fuerzas y energía para perseverar y no aflojar. Una nueva etapa juntos comienza.

A Carmen, a quien ya considero como parte de mi familia.

A mis amigos, dentro y fuera de la universidad, quienes me acompañaron a lo largo de este trayecto, haciéndolo más llevadero.

A Gisela Pettinari y Telma Musso. Gracias por aceptar dirigirme, y gracias por sus consejos, correcciones, dedicación y sobre todo por la paciencia que me tuvieron. Aprendí muchísimo con ustedes, tanto a nivel académico como personal.

Al tribunal designado, Juan Carlos Danieli, Alberto Carlos Garrido y Agnes Impiccini por brindar su tiempo para corregir este trabajo final.

A Alberto Carlos Garrido, quien me brindó una ayuda sumamente valiosa y crucial para realizar el trabajo de campo y las conclusiones devenidas del mismo.

A Cecilia Dufilho, quien desinteresadamente me ayudó con el programa ArcGis para realizar los diferentes mapas para el cálculo de reservas.

A Juan Carlos Danieli, por sus observaciones y ayuda al momento de realizar el cálculo de reservas.

A la empresa Biotec Argentina S.R.L por brindarme parte de la información necesaria para realizar este trabajo y por permitirme acceder a la zona de estudio. En particular agradezco a Alexis Martínez por guiarnos en las salidas de campo.

A la gente del CIMAR, por brindarme las herramientas y espacio físico para realizar este trabajo final.

Al Grupo Patagónico de Estudios Metalogenéticos por facilitarme el uso de su sala de microscopía.

A la Universidad Nacional del Comahue, por permitirme formarme pública y gratuitamente.

# ÍNDICE

RESUMEN .....	i
ABSTRACT .....	ii
AGRADECIMIENTOS .....	iii
ÍNDICE.....	iv
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Ubicación del área de estudio .....	2
2. ANTECEDENTES .....	3
2.1 Cuenca Neuquina .....	3
2.2 Marco geológico local .....	6
2.4 Bentonitas en la Cuenca Neuquina .....	11
3. TERMINOLOGÍA .....	13
3.1 Definición de arcilla y minerales arcillosos.....	13
3.1.1 Clasificación de minerales arcillosos .....	18
3.1.2 Minerales arcillosos presentes en este estudio .....	18
3.2 Definición de bentonita.....	22
4. METODOLOGÍA.....	23
4.1 Trabajo de gabinete inicial.....	23
4.2 Trabajo de campo.....	23
4.3 Trabajo de laboratorio.....	25
4.3.1 Análisis Granulométrico .....	25
4.3.2 Análisis mineralógico sobre muestra total y fracción arcilla .....	29
4.3.3 Microscopía óptica .....	33
4.3.4 Microscopia Electrónica de Barrido (SEM).....	33
4.4 Trabajo de gabinete final .....	33
4.4.1 Análisis de facies.....	33
4.4.2 Elaboración de mapas isopáquicos.....	34
4.4.3 Cálculo de reservas.....	36
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	38
5.1. Análisis sedimentológico .....	38
5.1.1 Análisis de facies.....	43
5.1.2 Asociación de facies.....	54
5.2 Análisis granulométrico .....	59
5.3 Mineralogía.....	62

5.3.1 Mineralogía de las bentonitas.....	62
5.3.1.1 Análisis por DRX de la muestra total.....	62
5.3.1.2 Petrografía de grano suelto de los minerales acompañantes .....	65
5.3.1.3 Análisis por DRX de la fracción <2 $\mu\text{m}$ .....	69
5.3.1.4 Análisis de microfábrica por medio de MEB.....	72
5.3.2 Mineralogía de psamitas y fangolita .....	74
5.4 Estimación de Reservas .....	78
5.4.1 Mapas isopáquicos .....	78
5.4.2 Cálculo de las reservas .....	82
5.5 Contexto de depositación de la bentonita: paleoambiente y génesis. ....	85
5.5.1 Interpretación paleoambiental .....	85
5.5.2 Génesis de la bentonita.....	89
6. CONCLUSIONES.....	90
7. BIBLIOGRAFÍA .....	93

## 1. INTRODUCCIÓN

Las bentonitas, constituidas fundamentalmente por minerales arcillosos del grupo de la esmectita, forman parte de los materiales que se utilizan en la vida cotidiana en procesos industriales tales como: cerámica, tecnología de alimentos, papel, industria petrolera, impermeabilización, construcción, farmacología, entre otros. Su elevada superficie específica, alta capacidad de adsorción de sustancias orgánicas e inorgánicas, el pequeño tamaño de partícula y su comportamiento coloidal en medios acuosos, les confieren una valiosa aptitud para los usos antes mencionados. Esto motiva la búsqueda de nuevos sitios de aprovisionamiento geológico que puedan ser incorporados a la explotación regional para dar respuesta a la demanda nacional e internacional de estos materiales.

En la región norpatagónica, las rocas de aplicación industrial, han sido uno de los recursos minerales explotados con continuidad desde hace más de cuatro décadas. Dentro de esta región, la Cuenca Neuquina se encuentra entre las zonas de mayor producción de bentonita del país. Los yacimientos clásicos en la Cuenca Neuquina pueden agruparse en dos principales distritos mineros localizados en diferentes unidades litoestratigráficas. Un distrito de bentonitas de edad oligocena superior-miocena (Fm. Cerro Bandera) y el otro de edad cretácica superior (Fm. Allen). La Fm. Cerro Bandera se compone de tobas, tobas arenosas y areniscas de ambiente fluvial, las cuales están interdigitadas con arcillitas depositadas en un ambiente lacustre (Impiccini y Vallés, 2011). Por otra parte, las bentonitas cretácicas se encuentran localizadas en la sección media de la Fm. Allen, de ambiente marino litoral. Dicha formación se encuentra constituida por areniscas amarillentas en su tramo basal, fangolitas verdes en el miembro medio, y yeso en su sección superior (Vallés e Impiccini, 1999; Impiccini y Vallés, 2011).

A estos depósitos clásicos, se les suma el reciente hallazgo de un depósito de bentonita en la zona de Auca Mahuida (Martínez et al., 2014). El mismo se encuentra estratigráficamente en sedimentitas continentales de la Fm. Anacleto, del Grupo Neuquén (Cretácico superior) (Garrido, 2010a). La Fm. Anacleto, incluida dentro del Subgrupo Río Colorado, tiene una edad estimada de 83 a 80 Ma (Campaniano inferior). Litológicamente, dicha formación está constituida por niveles pelíticos a psamíticos finos. Los niveles pelíticos se encuentran dominados por una alternancia de fangolitas y limolitas rojas a pardo rojizas masivas. Paleoambientalmente, se reconocen dos secciones sedimentarias bien definidas (Garrido, 2010b). La sección inferior se compone de depósitos de sistemas fluviales meandrosos de carga mixta, con un amplio desarrollo de

depósitos de planicie de inundación. La sección superior se caracteriza por un dominio de depósitos de barreales y cuerpos lacustres someros, desarrollados sobre una planicie de inundación poco drenada y bajo condiciones de mayor aridez.

Las bentonitas estudiadas corresponden al prospecto minero denominado Yacimiento Justina por la empresa operadora Biotec Argentina S.R.L. La particularidad de este depósito, reside en que los niveles de interés están contenidos en secuencias continentales de edad cretácica superior y al día de la fecha no existen antecedentes de hallazgos de bentonita para esa edad en un ambiente continental.

El presente trabajo tiene por objetivos principales contribuir al conocimiento geológico-estratigráfico de este nuevo depósito de bentonita y evaluar su disponibilidad como materia prima. Para tales propósitos, en primera instancia, se construyeron secciones sedimentológicas de detalle con el fin de contribuir a la precisión del ambiente de sedimentación del depósito y se caracterizaron los niveles de bentonita desde el punto de vista granulométrico y mineralógico. Por otra parte, se confeccionaron mapas isopáquicos del recurso mineral, teniendo en cuenta características como su espesor y encape y por último se realizó una estimación de las reservas del mismo.

La realización de estudios que aporten información acerca de la génesis de estos materiales con aplicación de nivel comercial resulta ser trascendental ya que esto constituiría una herramienta útil para prospectar depósitos de características similares en otras áreas, con la posibilidad adicional de poder definir un nuevo distrito minero en sedimentitas rojas del Grupo Neuquén.

### **1.1 Ubicación del área de estudio**

El yacimiento Justina, de aproximadamente 6 km<sup>2</sup>, se encuentra a 87 km al SE de la localidad de Rincón de los Sauces, en la provincia de Neuquén (Figura 1). Las coordenadas centrales del lugar son: 37°55'18.82"S - 68°30'28.02"O.

Para acceder al sitio, a partir del empalme entre las rutas provinciales N°7 y N°8, se deben transitar 75 km por la RPN°8 en dirección hacia el norte. Por último, se deben recorrer 6 km en dirección oeste por medio de una antigua picada sísmica.

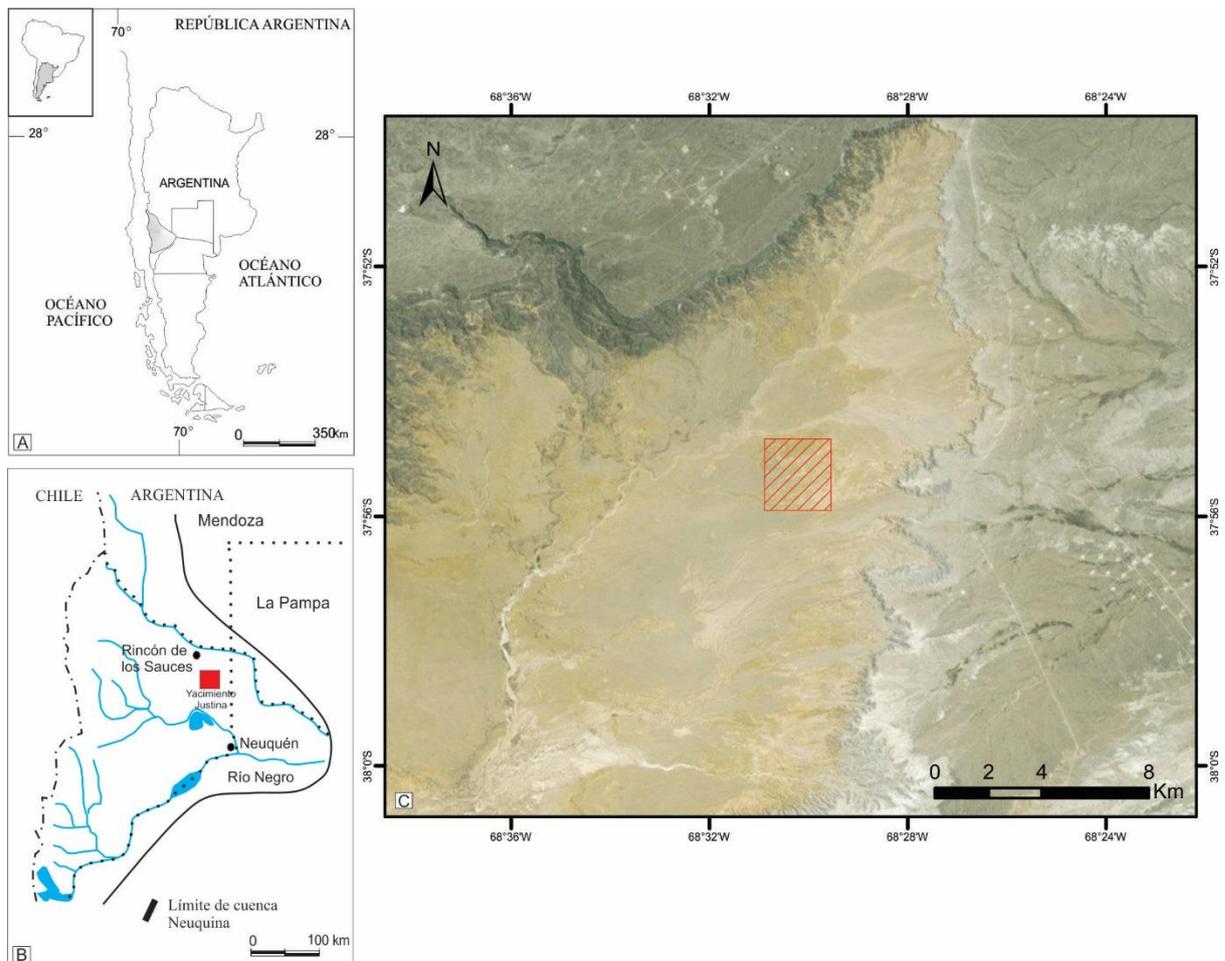


Figura 1: a) Situación geográfica de la Cuenca Neuquina; b) Ubicación del Yacimiento Justina dentro de la Cuenca Neuquina (modificado de Martínez et al. 2014); c) Detalle de la ubicación del yacimiento (recuadro rojo).

## 2. ANTECEDENTES

### 2.1 Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina (Figura 2) se encuentra en la región centro-occidental de la República Argentina, abarcando la región extraandina de Neuquén y Mendoza (Ramos 1999). Constituye una cubeta subandina, cuyo comportamiento como área de acumulación sedimentaria comenzó en el Triásico Superior, prolongándose hasta la formación de la Cordillera de los Andes, lapso de tiempo en el cual se depositó una prolífica secuencia sedimentaria Jurásico-Cretácica (Digregorio y Uliana 1980, Arregui et al., 2011).

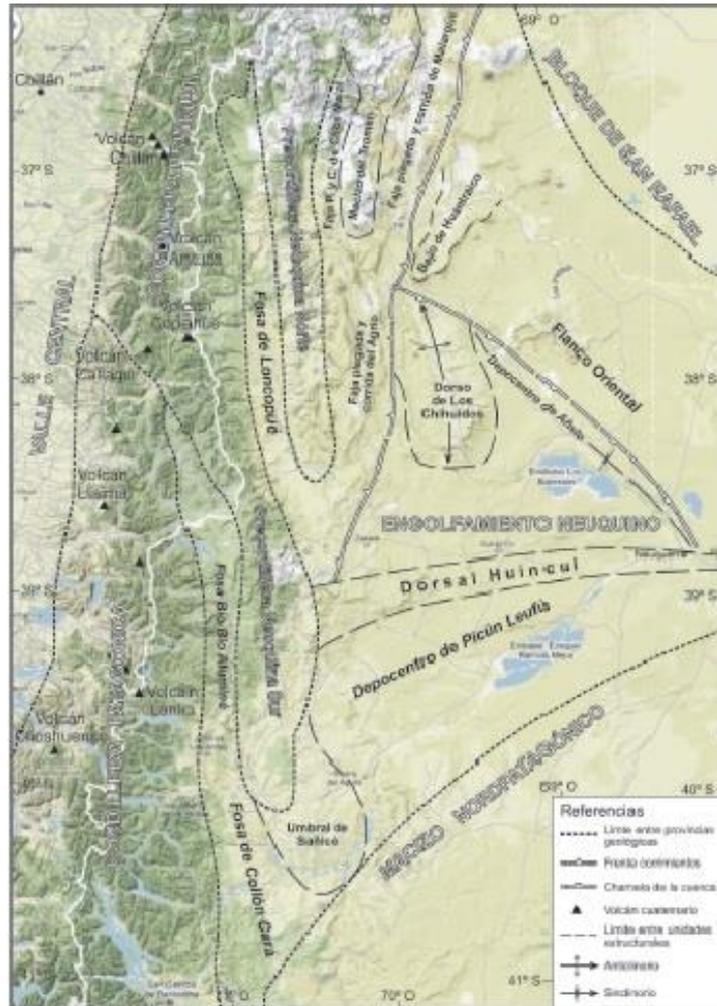


Figura 2: Cuenca Neuquina con sus respectivas unidades estructurales (Tomado de Ramos et al. 2011).

La evolución de esta provincia geológica, la cual se asocia a la subducción de una parte del proto-oceano pacífico por debajo del límite sudoccidental de Gondwana, se puede resumir en tres etapas: 1) Etapa de *rift*, 2) Etapa de *postrift*, y 3) Etapa de antepaís (ver síntesis en Benedetto 2012).

La etapa de *rift*, comprendida entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior, se caracteriza por un comportamiento extensional con una componente principal de distensión de orientación noreste – sudoeste, lo que generó la ruptura de las rocas de basamento paleozoicas con la consecuente estructuración de una serie de hemigrábenes (Arregui et al., 2011). Esta etapa de distensión coincidió con el desarrollo de un importante magmatismo bimodal (Arregui et al., 2011)

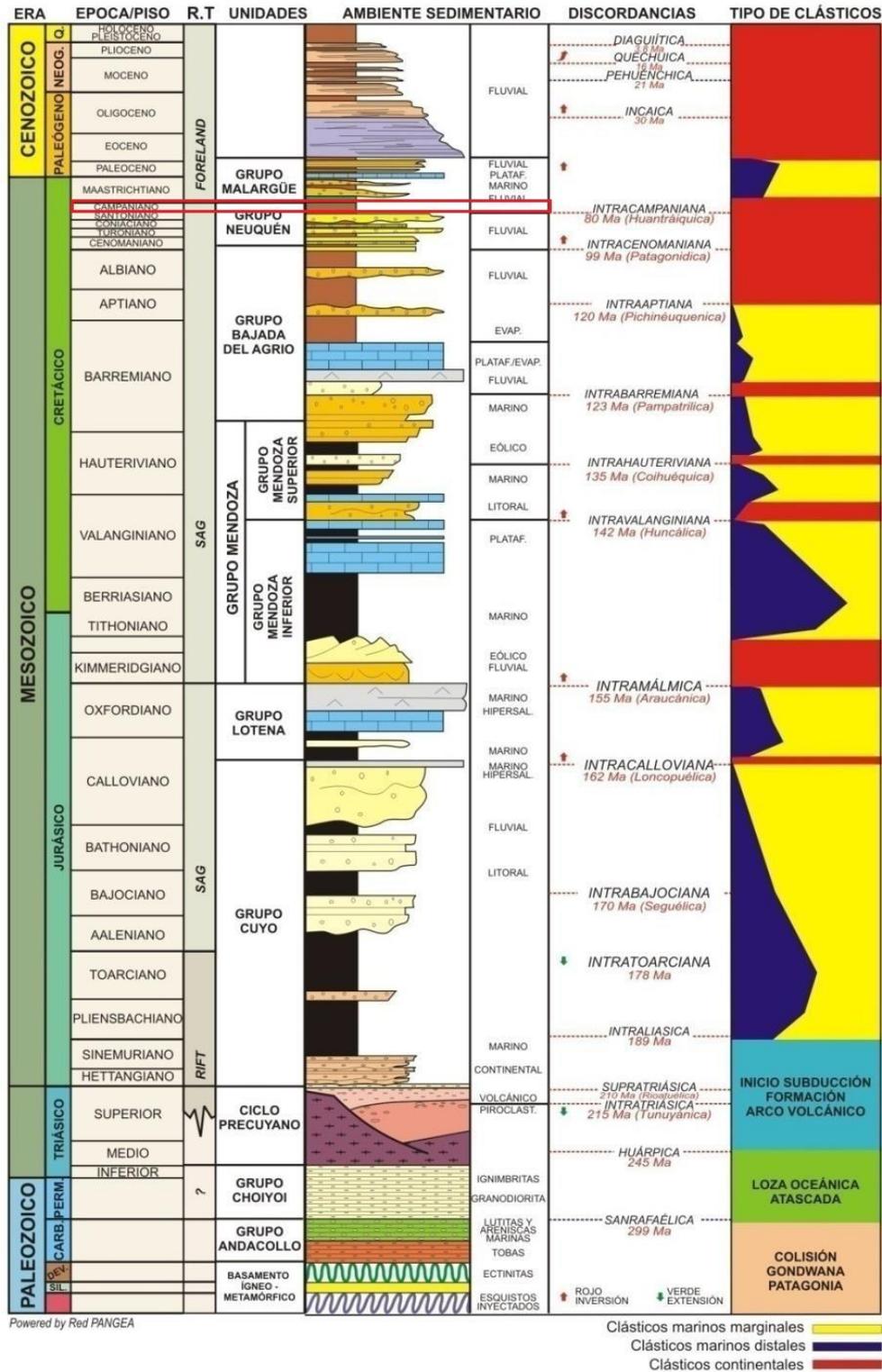


Figura 3: Columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina. En el recuadro rojo se remarca la posición estratigráfica de la Fm. Anacleto (modificado de Arregui et al. 2011)

La etapa de *postrift* inició con la subsidencia de la cuenca e ingesión del mar desde el proto- pacífico a través de canales que surcaban el arco magmático. Bajo este contexto, se sucedieron diversos ciclos sedimentarios cuyos depósitos consisten en una repetición

ordenada de procesos de inundación, progradación, desecación y posterior erosión. Dichos ciclos se encuentran representados en el registro estratigráfico por los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Arregui et al., 2011) (Figura 3).

En el Cretácico superior, la instauración de un régimen compresivo como consecuencia de una rotación en el vector de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana, ocasionó una inversión tectónica positiva de las estructuras extensionales triásico-jurásicas y la consiguiente estructuración de la faja plegada y corrida del Agrio. De esta manera, comenzó la etapa de antepaís de la Cuenca Neuquina, cuyo inicio en el registro sedimentario se encuentra representado por los sedimentos sinorogénicos del Grupo Neuquén (Ramos et al., 2011).

Asociado con el proceso de deriva o *drift* de la placa sudamericana con respecto a la africana, se produjo en el Maastrichtiano la primera ingresión marina proveniente desde el Océano Atlántico, la cual fue facilitada por la inversión hacia el este de la pendiente de la Cuenca Neuquina acaecida hacia fines del Cretácico como producto de la subsidencia por carga tectónica vinculada al crecimiento y migración hacia el este del arco volcánico (Arregui et al., 2011; Legarreta y Gulisano, 1989). Bajo este contexto, se depositaron las sedimentitas marinas del Grupo Malargüe.

Cabe destacar el sincronismo entre la actividad volcánica en el arco magmático andino y la sedimentación de los Grupos Neuquén y Malargüe, lo que se encuentra evidenciado con la presencia de litoclastos volcánicos y niveles de tobas dentro de dichas unidades (Rodríguez, 2011).

Los sedimentos más actuales de la cuenca corresponden a depósitos sinorogénicos y tafrogénicos neógenos a cuaternarios con una importante impronta volcánica expresada en interdigitaciones con mantos lávicos andesíticos y brechas de composición similar (Folguera et al., 2011a). Hacia principios del Eoceno, se desarrolló en una intensa actividad magmática con composiciones mayoritariamente intermedias (Llambías et al. 2011), mientras que desde fines del Oligoceno hasta el Cuaternario, el registro volcánico se encuentra representado por lavas e ignimbritas de composición andesítica y ácida, basaltos y granitoides (Folguera et al., 2011b).

## **2.2 Marco geológico local**

El Yacimiento Justina se encuentra ubicado en la Cuenca Neuquina dentro de la región denominada “El Bajo de Añelo” (Figura 4). El Bajo de Añelo es un bajo estructural

aproximadamente rectilíneo de 280 km de largo de orientación noroeste – sudeste que divide al engolfamiento Neuquino en dos vertientes: hacia el noreste la plataforma nororiental y hacia el sur y oeste la plataforma sur y la faja plegada. El mismo se extiende desde General Roca hasta el área al noroeste del volcán Auca Mahuida y puede apreciarse en mapas estructurales como una sincliforma con 750 m de relieve estructural. De SE a NO está dividido en tres segmentos (oriental, central, y noroccidental) caracterizados por una diferente morfología, mecanismos de subsidencia y evolución estructural (Pángaro et al., 2011).

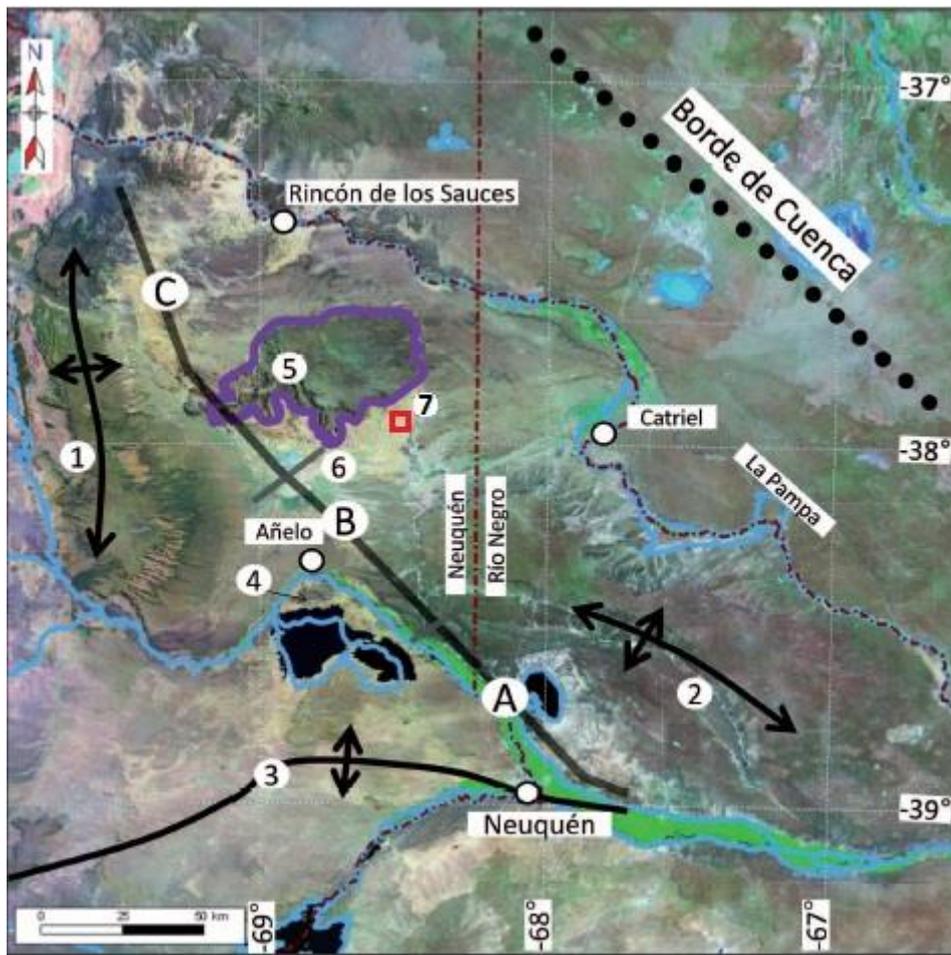


Figura 4: Ubicación del Yacimiento Justina dentro del Bajo del Añelo. A) Segmento oriental. B) Segmento Central. C) Segmento Noroccidental. 1. Dorso de los Chihuidos. 2. Alto de Kauffman. 3. Dorsal de Huinul. 4. Alto de Sauzal Bonito. 5. Volcán Auca Mahuida. 6. Aguada San Roque. 7. Yacimiento Justina (recuadro rojo) (modificado de Pángaro et al. 2011)

Siguiendo el criterio de Pángaro et al. (2011), el área de estudio se encuentra en el segmento central del Bajo de Añelo. En este segmento, la estructuración del bajo estuvo influenciada, en primera instancia, por un atenuamiento cortical acaecido en el Jurásico

temprano que produjo subsidencia diferencial, y posteriormente fue controlada por los efectos de la estructuración de la Dorsal de Huincul.

En el área de estudio, la sucesión sedimentaria comienza con las sedimentitas cretácicas fluviales de la Fm. Bajo de La Carpa, compuesta por areniscas blanquecinas, rosadas y rojas de grano medio a grueso y conglomeraos finos con clastos de vulcanitas y pelitas rojas (Ardolino y Franchi, 1996).

La sucesión prosigue con la Fm. Anacleto, unidad cuspidal del Grupo Neuquén. En esta zona, dicha unidad es esencialmente pelítica, estando compuesta mayoritariamente por fangolitas rojizas y en menor medida gris-verdosas, y areniscas finas a medias, excepcionalmente gruesas, de colores rosado-grisáceos, amarillentos y gris claro a blanquecinas (Ardolino y Franchi, 1996). En cuanto a los límites, el contacto con la Fm. Bajo de la Carpa no se encuentra expuesto, mientras que el contacto superior con las sedimentitas marinas de la Fm Allen es neto (Ardolino y Franchi, 1996). De acuerdo a Garrido (2010b), en base a estudios realizados en el sitio de nidificación Auca Mahuevo, ubicado a 9 km al oeste del área de estudio, la Fm. Anacleto puede ser dividida en dos secciones principales. La sección inferior, de 51 m de espesor, comprende depósitos de canal y de desborde de un sistema fluvial meandriforme de carga mixta. Los siguientes 17 m que comprenden la sección superior, están compuestos por depósitos de barreales o lacustres, representados por sedimentos de grano fino y capas de evaporitas.

Suprayaciendo a la Fm. Anacleto, la Fm. Allen, perteneciente al Grupo Malargüe, está compuesta por areniscas amarillentas a ocre en su tramo basal, arcilitas bentoníticas de color verde oliva a ocre en su sección media y bancos de yeso blanquecino en su sección superior (Rodríguez 2011). Se le ha asignado a esta formación un ambiente mixto o de transición, de llanura mareal (Rodríguez, 2011) o de estuario (Armas y Sánchez, 2011). Siguen pelitas marinas verdes claras a amarillentas, en su mayoría arcilitas, de la Fm. Jagüel y luego las sedimentitas, también marinas, de la Fm. Roca. Dicha formación se encuentra constituida por calizas fosilíferas tipo *wackestone* o *packstone*, margas, arcilitas y limolitas (Ardolino y Franchi, 1996). Siguiendo con la sucesión sedimentaria, aparecen las efusiones predominantemente basálticas de edad miocena superior a pliocena del Grupo Auca Mahuida (Ardolino y Franchi, 1996). Suprayacen los depósitos conglomerádicos fluvio-glaciales plio-pleistocenos de la Fm. Bayo Mesa, los cuales son cubiertos por depósitos cuaternarios aluviales, fluviales, eólicos y de remoción en masa (Ardolino y Franchi, 1996).

En la Figura 5, se presenta la estratigrafía del área de estudio (Garrido, 2010b).

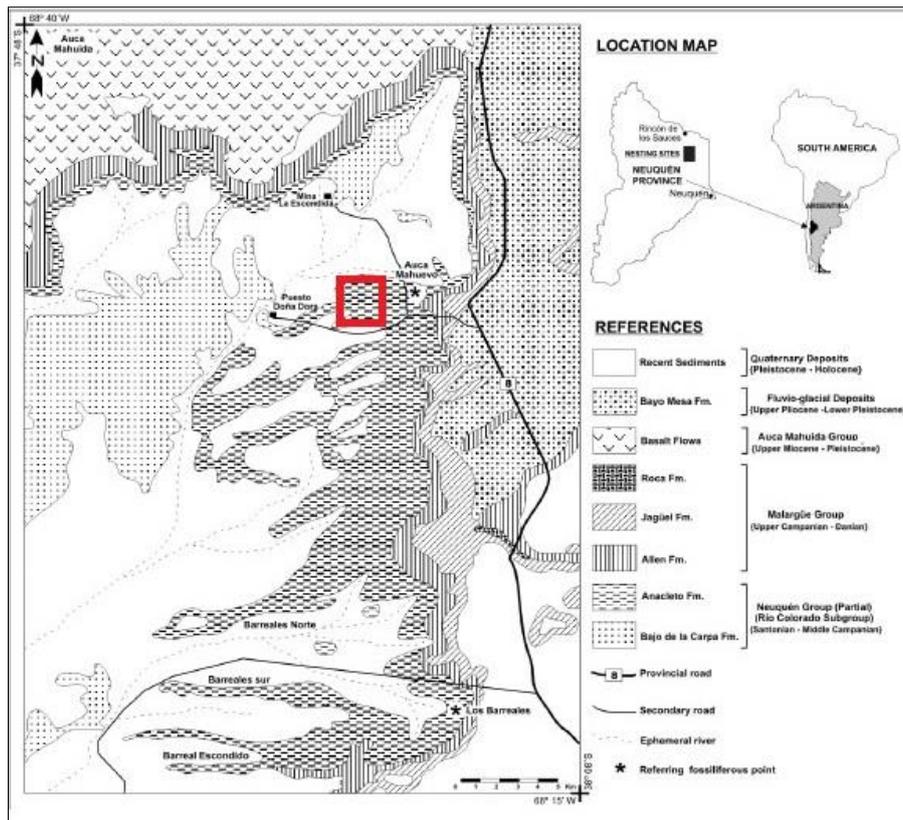


Figura 5: Estratigrafía del área de estudio. En el recuadro rojo se indica la ubicación del Yacimiento Justina (Modificado de Garrido 2010b)

### 2.3 Formación Anacleto

El Grupo Neuquén comprende una secuencia de sedimentos continentales depositados durante los estadios tempranos de la etapa de antepaís de la Cuenca Neuquina (Garrido, 2010b). Dicha secuencia sedimentaria está compuesta por tres ciclos de origen fluvial, identificados, desde el más antiguo hasta el más joven, como Subgrupo Río Limay, Subgrupo Río Neuquén y Subgrupo Río Colorado (Garrido, 2011).

Con la Fm. Anacleto, incluida dentro del Subgrupo Río Colorado, culmina la depositación del Grupo Neuquén. Dicha unidad fue definida en primera instancia por Herrero Ducloux en Fossa Mancini et al., (1938) bajo el nombre “Estratos de Anacleto”, para luego redefinirse como “Grupo Anacleto” en Herrero Ducloux (1946). Posteriormente en Cazau y Uliana (1973) se le atribuyó a esta unidad la categoría de miembro y por último en 1981 Ramos rejerarquizó la unidad bajo la categoría de formación (Garrido, 2010a). Su localidad tipo es la Aguada de Anacleto, ubicada a unos 50 km al oeste de la ciudad de Neuquén (Ardolino y Franchi 1996) y según estudios paleomagnéticos realizados por Dings et al. (2000) en el área de Auca Mahuevo, tiene una edad estimada de entre 83.5-79.5 Ma, situándose dentro del Campaniano inferior a medio (Garrido, 2010a).

La Fm. Anacleto define en su límite inferior un contacto neto al asentarse sobre la Fm. Bajo de la Carpa a través de un marcado plano de discontinuidad regional, en tanto que es cubierta en disconformidad (contacto erosivo) por la Fm. Allen (Garrido, 2011). El espesor de esta formación en su localidad tipo es del orden de los 65 m, en tanto que en el área de la Sierra del Auca Mahuida se registró un espesor de 100 m (Ardolino y Franchi, 1996). En el extremo sudoriental de la última región mencionada, Garrido (2010b) indica un espesor de 68 m.

Desde el punto de vista litológico, la Fm. Anacleto consiste en una sucesión de depósitos pelíticos y arenosos finos, presentando en algunos sectores una secuencia basal integrada por cuerpos arenosos en forma de canales amalgamados. Composicionalmente, las areniscas son en general cuarzolíticas y cuarzomicáceas, con un porcentaje variable de matriz fangosa. En general, se destacan sus colores rojizos, producto de la presencia de pigmento férrico, no obstante en ocasiones pueden exhibir colores amarillentos (Garrido 2010a).

Los horizontes pelíticos se encuentran integrados por una alternancia de fangolitas y limolitas arenosas poco consolidadas, lo que les otorga un aspecto bandeado, con alternancia de colores rojizos y gris-verdosos. Por otra parte, en el sector occidental y noroccidental de la sierra de Auca Mahuida, cerca del contacto superior de la formación, se encontraron niveles tobáceos de entre 5 y 20 cm de espesor. Asimismo, al sudeste de la mencionada sierra, se desarrollan múltiples niveles de yeso con espesores de entre 10 y 35 cm en el límite superior de la formación (Garrido 2010a).

Los depósitos de la Fm. Anacleto habitualmente se encuentran intensamente bioturbados, pudiendo presentar además abundantes concreciones carbonáticas y geodas de calcedonia, calcita, baritina y celestina (Garrido 2010a).

Paleoambientalmente, la génesis de esta unidad ha sido atribuida a la instauración de un ambiente fluvial de baja energía, con cursos fluviales discurrentes en amplias llanuras aluviales (Cazau y Uliana, 1973, Garrido 2010a). No obstante, esta unidad muestra marcadas diferencias faciales a lo largo de la cuenca sedimentaria. En el área de la Sierra Barrosa (sector central de la cubeta), Garrido (2010a) interpretó un ambiente fluvial de tipo entrelazado, con canales poco definidos e importante contenido gravoso, gradando hacia el techo a depósitos de planicies de inundación asociados a canales de escaso desarrollo y cuerpos de agua someros. En el área centro-este de la cuenca, Heredia y Calvo (2002) sugieren la presencia de un ambiente de llanura de inundación, con desarrollo de depósitos arenosos tabulares asociados a avenidas estacionales y finos de

decantación. Para el mismo sector, Sanchez et al. (2006) interpretan un ambiente fluvial de baja sinuosidad, con desarrollo de barras transversales, albardones y depósitos de desborde y de planicie de inundación, indicando hacia el tope de la unidad depósitos de ríos anastomosados asociados al desarrollo de un sistema estuárico como producto de la ingresión atlántica del Maastrichtiano. En contraposición, Garrido (2010a) considera que los depósitos estuáricos mencionados deberían atribuirse a la base de la Fm. Allen.

Por otra parte, en el sector norte de la cuenca, se identificaron depósitos asociados a sistemas fluviales de alta sinuosidad, con el desarrollo de prolíficas llanuras de inundación. En coincidencia, Garrido (2010b) identificó para el sector nororiental de la provincia de Neuquén, en el área del yacimiento fosilífero Auca Mahuevo (ubicado inmediatamente al oeste del Yacimiento Justina), dos secciones sedimentarias bien definidas para la Fm. Anacleto. Una sección inferior compuesta por depósitos de sistemas fluviales meandrosos de carga mixta con amplio desarrollo de planicies de inundación y una sección superior, caracterizada por la presencia de depósitos correspondientes a barreales y cuerpos de agua someros desarrollados sobre la planicie de inundación.

#### **2.4 Bentonitas en la Cuenca Neuquina**

Los yacimientos clásicos de bentonita en la Cuenca Neuquina pueden agruparse en dos principales distritos mineros localizados en diferentes unidades litoestratigráficas. Un distrito de bentonitas de edad oligocena superior-miocena (Fm Cerro Bandera) localizadas en el Departamento Zapala y otro distrito de bentonitas de edad cretácica superior (Fm Allen), dentro del cual se destacan los depósitos ubicados hacia el Este del Departamento Añelo y las bentonitas del Lago Pellegrini (Impiccini y Vallés, 2011, Rodríguez et al. 2007). Las bentonitas de la cuenca, extraídas en canteras a cielo abierto, son de composición sódica y gracias a sus propiedades reológicas, ligantes y de adsorción, además de su elevada capacidad de hinchamiento, resultan ser adecuadas para la preparación de fluidos de inyección de pozos petroleros y de arenas de moldeo para fundición. A su vez, también suelen ser utilizadas en la impermeabilización de obras públicas, en la industria cerámica, entre otras aplicaciones (Impiccini y Vallés, 2011; Musso et al., 2010).

Los yacimientos del departamento Zapala, ubicados en cercanías de la meseta de la Barda Negra, la Sierra del Portezuelo y Cerro Bandera, constituyen las principales zonas de producción de bentonita de la provincia de Neuquén. Los depósitos de bentonita de este

distrito se hallan emplazados en una franja alargada orientada en sentido nornordeste-sudsudoeste de 20 km de largo y estratigráficamente se encuentran ubicados en la Fm. Cerro Bandera. Dicha formación se compone de tobas, tobas arenosas y areniscas de ambiente fluvial, las cuales están interdigitadas con arcilitas depositadas en un ambiente lacustre. La unidad que contiene las capas con bentonita está integrada por 33 m de arcilitas, areniscas epiclásticas, areniscas tobáceas, bentonitas y lentes de tobas.

Las bentonitas terciarias están compuestas por un 78 a 85% de minerales arcillosos, siendo la montmorillonita el principal componente de la fracción arcillosa, con proporciones menores de interstratificado illita/esmectita. En cuanto a su génesis, se considera que se formaron a partir de la desvitrificación *in situ* de los componentes piroclásticos de la Fm. Cerro Bandera. El proceso de argilitización se habría producido en cuerpos de agua más o menos discontinuos, someros hasta parcialmente pantanosos bajo condiciones neutras a ligeramente alcalinas (Impiccini y Vallés, 2011).

Los depósitos cretácicos como bien se mencionó anteriormente, se encuentran ubicados estratigráficamente en la sección media de la Fm. Allen. Los depósitos del Departamento Añelo, explotados en mucha menor proporción y en forma discontinua con respecto a los depósitos del Departamento Zapala, se encuentran localizados en una franja elongada en sentido norte-sur desde la localidad Bajada del Palo hasta el sitio denominado El Caracol. La unidad en la que se encuentra contenida la bentonita está constituida por areniscas amarillentas en su tramo basal y yeso en su sección superior (Vallés e Impiccini, 1999; Impiccini y Vallés, 2011). En el campo, la bentonita es fácilmente identificable por sus colores claros (verdosos, grisáceos y blancuzcos) y en cuanto a su composición, la única arcilla identificada con un valor promedio del 95% es una esmectita de la serie montmorillonita-beidellita.

En la zona del Lago Pellegrini, el miembro medio de la Fm. Allen se caracteriza por la abundancia de arcilitas y limolitas de colores gris, gris amarillento y gris verdoso, macizas o con laminación irregular, con escasa participación de psamitas (Andreis et al., 1974; Rodríguez et al., 2007). Los niveles bentoníticos intercalados en estos estratos son fácilmente reconocibles por sus tonalidad más claras, blanquecinas a verde pálido, con una potencia que oscila desde los 5 hasta los 50 cm (Andreis et al., 1974; Impiccini, 1995; Musso, 2011).

Al igual que para el caso de las bentonitas del Departamento Zapala, existen evidencias de que los depósitos del distrito cretácico se originaron como producto de la alteración *in situ* de vidrio volcánico en ambientes ácuos y tranquilos (Impiccini y Vallés, 2011),

específicamente en un ambiente marino somero, que aportó el agua suficiente para la hidratación del vidrio. Este origen explica el carácter regional de los depósitos, confiriéndole características similares a los distintos yacimientos, como la disposición subhorizontal a horizontal de sus niveles mineralizados, de geometría tabular. Las bentonitas cretácicas son sódicas y están compuestas principalmente por una esmectita dioctaédrica, de la serie montmorillonita-beidellita, con porcentajes de pureza promedios del 95% (Rodríguez et al., 2007).

Afloramientos menores de bentonita de edad oligocena han sido identificados también en el Departamento Añelo. Estos depósitos bentoníticos se encuentran contenidos en la sección basal de las sedimentitas continentales de la Fm Chichinales de edad Oligoceno superior-Mioceno superior. Composicionalmente, la fracción arcillosa comprende entre el 71 al 83% del total de la bentonita y los minerales arcillosos identificados consisten en interstratificados esmectita-illita, con elevado contenido en capas expansivas de un mineral de la serie montmorillonita-beidellita (Impiccini y Vallés, 2011).

Al igual que para el caso de las bentonitas del Departamento Zapala, existen evidencias de que los depósitos del Departamento Añelo se originaron como producto de la alteración de vidrio volcánico en ambientes ácuos y tranquilos (Impiccini y Vallés, 2011).

### **3. TERMINOLOGÍA**

#### **3.1 Definición de arcilla y minerales arcillosos**

El término “arcilla”, hace referencia a un material de ocurrencia natural compuesto principalmente por minerales de grano fino, el cual es generalmente plástico a determinado contenido de agua y puede endurecerse cuando es secado o calcinado. Aunque es común que las arcillas contengan filosilicatos, también pueden contener otros materiales que les impartan plasticidad o dureza (Guggenheim y Martin, 1995; The Clay Minerals Society, 2018).

El término “mineral arcilloso” es utilizado para englobar a los filosilicatos y minerales que le imparten plasticidad a la arcilla y que además le proporcionan la capacidad de endurecerse cuando ésta es secada o calcinada. Los minerales arcillosos pueden ser de cualquier tamaño, siempre y cuando estos le impartan a las arcillas las propiedades anteriormente mencionadas (Guggenheim y Martin, 1995). No obstante, cabe destacar que dichas propiedades están parcialmente relacionadas al pequeño tamaño de grano y a

la alta superficie específica de los componentes. Actualmente, los minerales conocidos que imparten plasticidad son los filosilicatos (Guggenheim y Martin, 1995; The Clay Minerals Society, 2018).

Los filosilicatos son silicatos de aluminio hidratados y si bien existe una considerable variación en las propiedades físicas y químicas de esta familia de minerales, la mayoría tienen en común una morfología hojosa y un clivaje perfecto en la dirección (001) como consecuencia de su estructura atómica en capas (Moore y Reynolds 1997).

Todos los filosilicatos se encuentran constituidos por dos tipos de unidades fundamentales u “hojas”: Una hoja tetraédrica, con tetraedros unidos a través de sus vértices y una hoja octaédrica, con octaedros unidos a través de sus aristas (Figura 6).

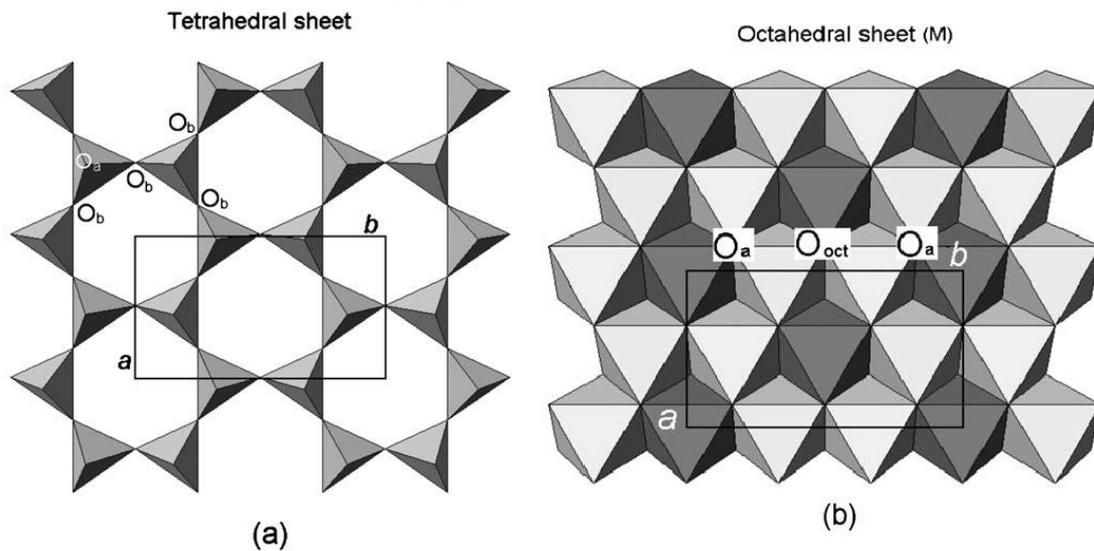


Figura 6: a) Hoja tetraédrica; b) Hoja octaédrica. Oa, Ob y Ooct se refieren a las posiciones aniónicas basal, apical y octaédrica respectivamente, mientras que a y b indican parámetros de celda unidad (tomado de Brigatti et al. 2006).

En la hoja tetraédrica, el catión dominante en la posición tetraédrica o T es el  $\text{Si}^{4+}$ , pero frecuentemente es reemplazado por  $\text{Al}^{3+}$  o  $\text{Fe}^{3+}$ . La proporción T:O (oxígeno) en los filosilicatos es 2:5. La hoja tetraédrica se extiende infinitamente en dos dimensiones, con cada tetraedro descansando en una cara triangular y compartiendo los tres oxígenos de dicha cara con otros tres tetraedros. El oxígeno restante, u oxígeno apical, apunta hacia arriba en dirección normal a la base. Idealmente, esta hoja es hexagonal, en la que la longitud del enlace Si-O es de  $1.62 \text{ \AA}$ , mientras que la distancia O-O es de  $2.64 \text{ \AA}$ . Cuando el  $\text{Al}^{3+}$  reemplaza al  $\text{Si}^{4+}$ , las dimensiones de la hoja incrementan debido al mayor radio atómico del Al (Moore y Reynolds, 1997).

La hoja octaédrica consiste de dos planos de oxígenos bien empaquetados con cationes ocupando los resultantes sitios octaédricos entre los dos planos. Cuando se conectan los centros de los seis iones oxígenos (tres oxígenos en un plano inferior y tres en un plano superior) empaquetados alrededor de una posición octaédrica por medio de líneas rectas imaginarias, se obtiene un octaedro. De esta manera, la hoja infinita de octaedros se forma cuando se comparten los oxígenos vecinos. Los cationes que ocupan los sitios octaédricos comúnmente son  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  o  $\text{Fe}^{3+}$ , pero también pueden encontrarse otros elementos de transición y  $\text{Li}^+$ . La estructura de los minerales macroscópicos gibbsita (dioctaédrica) y brucita (trioctaédrica) resulta ser homóloga a la de una hoja octaédrica, con la salvedad de estar compuesta por dos planos bien empaquetados de hidroxilos en vez de oxígenos. No obstante, dado que el diámetro del ion oxhidrilo es muy similar al del oxígeno, en líneas generales no existe ninguna diferencia significativa. De esta manera, la estructura de estos dos minerales sirve para analizar a los filosilicatos de acuerdo a: a) el radio catión-anión de la hoja octaédrica, lo que determina si el mineral es dioctaédrico o trioctaédrico y b) las dimensiones de las hojas octaédricas dentro de las capas 2:1 o 1:1 (Moore y Reynolds, 1997).

Como se mencionó anteriormente, en los filosilicatos las hojas octaédricas pueden ser como la de la gibbsita  $\text{Al}(\text{OH})_3$  o como la de la brucita  $\text{Mg}(\text{OH})_2$ .

En el caso de la brucita, el radio catión-anión es 1:2. Cada ion hidroxilo (u oxígeno para el caso de los filosilicatos) posee seis vecinos cercanos, generándose seis “hoyuelos” alrededor del mismo. Cuando el siguiente plano de iones hidroxilos empaquetados es encajado en los hoyuelos del primer plano, tres de estos hoyuelos se convertirán en sitios de cationes octaédricamente coordinados y los otros tres en sitios tetraédricamente coordinados. Al contar los sitios octaédricos, se puede apreciar que hay un mismo número de ellos como de iones hidroxilo en un mismo plano. De manera, para la hoja tipo brucita con cationes divalentes, los tres sitios octaédricos alrededor de cada hidroxilo deben ser llenados para alcanzar la neutralidad eléctrica. Los filosilicatos con este arreglo se denominan trioctaédricos (Moore y Reynolds, 1997).

En los filosilicatos con capas octaédricas tipo gibbsita, el radio catión-anión es 1:3. En este caso, para obtener la neutralidad eléctrica, solo se necesitan dos cationes  $\text{Al}^{+3}$  en vez de tres cationes  $\text{Mg}^{+2}$ . Por lo tanto, solo dos de cada tres sitios octaédricos alrededor de cada hidroxilo y oxígeno necesitan ser llenados. Los filosilicatos con este arreglo se denominan dioctaédricos (Moore y Reynolds, 1997).

Como las dimensiones iónicas de las hojas octaédricas y tetraédricas son aproximadamente las mismas, los oxígenos apicales de cada tetraedro pueden reemplazar dos de cada tres hidroxilos u oxígenos de la hoja octaédrica. Cuando esto ocurre, se obtiene una estructura tipo 1:1. Una estructura 2:1 se forma cuando una de las hojas tetraédricas se invierte para descansar encima de una capa 1:1, reemplazando nuevamente dos tercios de los hidroxilos u oxígenos octaédricos con oxígenos apicales (Figura 7) (Moore y Reynolds, 1997).

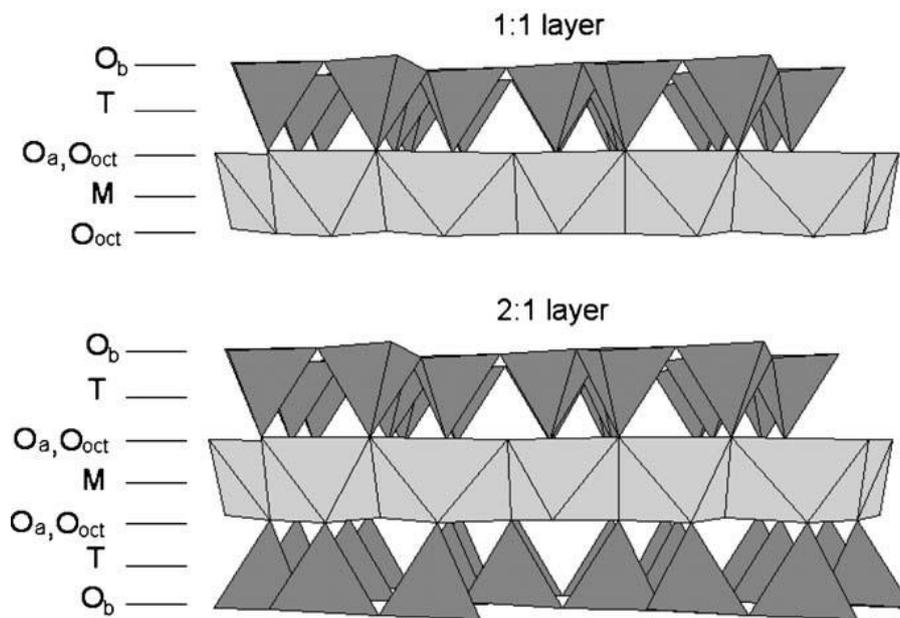


Figura 7: Modelos de estructura en capas 1:1 (arriba) y 2:1 (abajo).  $O_a$ ,  $O_b$  y  $O_{oct}$  se refieren a las posiciones aniónicas basal, apical y octaédrica respectivamente. M y T indican los cationes octaédricos y tetraédricos (tomado de Brigatti et al. 2006).

Las propiedades de los minerales arcillosos, al igual que los demás minerales, están directa o indirectamente relacionadas a su estructura. Los minerales arcillosos y los minerales tamaño arcilla, poseen cargas en sus superficies, las cuales determinan la capacidad de intercambio catiónico (CIC), los comportamientos de dispersión/floculación, el transporte de solutos y las tasas de meteorización química y erodabilidad de los suelos que integran (Moore y Reynolds, 1997).

Existen dos tipos de cargas. La primera de ellas, denominada carga permanente, se genera por la sustitución de un catión por otro de menor valencia. Comúnmente, el  $Al^{3+}$  sustituye al  $Si^{4+}$  en la hoja tetraédrica pero también pueden ocurrir sustituciones de  $Mg^{+2}$  por  $Al^{+3}$  en una hoja dioctaédrica. La neutralidad se restaura cuando el espacio intercapa es

ocupado por cationes, siendo los más comunes  $K^+$ ,  $Na^+$  y  $Ca^{2+}$ . En el caso de la clorita y la vermiculita, hojas octaédricas completas o incompletas ocupan el espacio intercapa.

La otra diferencia de carga, denominada carga variable, se genera en los bordes de la estructura cristalina, en donde los enlaces se encuentran rotos. En estos lugares, la composición química y la estructura no pueden ser balanceadas sin iones adicionales, usualmente  $H^+$  u  $OH^-$ . Por ende, esta carga se denomina variable ya que es función del pH del medio en el que la partícula arcillosa se encuentra inmersa (Moore y Reynolds, 1997).

De esta manera, la carga total de una partícula resulta ser la suma de la carga permanente y la variable. Para minerales que poseen carga permanente, la carga variable representa una pequeña fracción del total (<1%) (Moore y Reynolds, 1997).

Otra característica distintiva de los minerales arcillosos es su capacidad de generar una doble capa eléctrica alrededor de su superficie cuando estos se encuentran inmersos en un medio acuoso. La superficie negativa del mineral atrae cationes del líquido en el cual se encuentran inmersos. Esta capa de iones intensamente atraídos, atrae una banda de aniones menos rígida y estos a su vez atraen cationes, hasta que se alcanza la neutralidad. Cuando las partículas están lo suficientemente cercas una de otras, las fuerzas de Van der Waals actúan enlazando las partículas en racimos o compuestos mayores al tamaño coloidal, es decir, flocculan. Cuando los cationes en el fluido circundante son di o trivalentes, no se requieren muchos para neutralizar la carga superficial, lo cual favorece la floculación dado que la capa “inmóvil” (es decir, de cationes fuertemente atraídos) es más fina. Por el contrario, la presencia de cationes univalentes da lugar a la formación de una capa inmóvil más gruesa, lo que mantiene a las partículas más alejadas unas respecto a las otras, imposibilitando la acción efectiva de las fuerzas de Van der Waals. En estos casos, las partículas minerales se dispersan, manteniéndose en suspensión como unidades discretas (Moore y Reynolds, 1997).

Una importante consecuencia de la alta superficie específica de los minerales arcillosos, es la influencia de la misma en las cargas superficiales que estos poseen, las cuales resultan ser en consecuencia más que significativas. En aquellos minerales con la facultad de expandirse, los cationes en el espacio intercapa pueden intercambiarse cuando dichos minerales se ponen en contacto con soluciones ricas en cationes. Los cationes en el fluido y aquellos en la superficie (001) se intercambian a una tasa que refleja la temperatura, concentración, pH, tamaño y carga del catión, la energía de hidratación del catión y el porcentaje y distribución de la carga permanente en el mineral. La medida del porcentaje

de cationes liberados y reemplazados por otros, puede ser un parámetro para medir tanto la carga permanente como la capacidad de intercambio catiónico (CIC) (Moore y Reynolds, 1997).

Los minerales expansivos atraen el agua como capas simples, dobles o triples. El hinchamiento o expansión tiene lugar a lo largo de la dirección [001], a la vez que la identidad cristalográfica se mantiene. El agua en el espacio intercapa es controlada por tres factores: 1) la naturaleza polar de la molécula agua, 2) el tamaño y carga de los cationes en el espacio intercapa y 3) el valor y localización de la carga en capas adyacentes (Moore y Reynolds 1997).

### **3.1.1 Clasificación de minerales arcillosos**

Los filosilicatos se clasifican en base a características que involucran la estructura planar e interstratificados regulares (The Clay Minerals Society, 2018).

Para estructuras planares e interstratificados regulares, el tipo de capa (1:1, 2:1) se utiliza como el criterio principal de división. Dentro de cada división, se utiliza la carga superficial o carga por fórmula unidad como criterio de clasificación, de manera que a cada división se le otorga un nombre de grupo. Cada grupo posee un espaciado característico según  $d(001)$  perpendicular a la dirección de empaquetamiento (Moore y Reynolds, 1997; The Clay Minerals Society, 2018)

A su vez, los grupos son subdivididos en subgrupos (ej.: serpentina, caolinita, talco, pirofilita, esmectita trioctaédrica, esmectita dioctaédrica, etc.) de acuerdo al tipo de estructura de la hoja octaédrica (es decir, si la misma es dioctaédrica o trioctaédrica). Por último, los subgrupos pueden subdividirse de acuerdo a la composición química de las especies minerales (The Clay Minerals Society, 2018).

### **3.1.2 Minerales arcillosos presentes en este estudio**

#### **3.1.2.1 Esmectita**

El término esmectita se utiliza para denominar al grupo de filosilicatos de capa 2:1 y de carga superficial de aproximadamente -0.2 a 0.6 por fórmula unidad. Generalmente para muestras naturales, el espaciado en  $d(001)$  es de aproximadamente 12.5-15.6 Å, aunque otras dimensiones de espaciamento pueden tener lugar dependiendo de la retención de agua y los cationes en la intercapa. El grupo es a su vez dividido en subgrupos con miembros trioctaédricos (subgrupo saponita) o dioctaédricos (montmorillonita) y por

último estos subgrupos son divididos en especies minerales basados en su composición química (The Clay Minerals Society, 2018).

Las esmectitas poseen grandes superficies específicas (10 - 700 m<sup>2</sup>/g), alta capacidad de intercambio catiónico (CEC), y exhiben la capacidad de expandir o contraer sus estructuras manteniendo su integridad cristalográfica 2D. La expansión tienen lugar cuando el agua o algún componente orgánico polar entra al espacio intercapa. Tanto las esmectitas como las vermiculitas usualmente son referidas como minerales arcillosos expansivos (Moore y Reynolds 1997; The Clay Minerals Society, 2018).

Cabe destacar que dentro del grupo de minerales 2:1 con carga superficial menor a 1, se encuentran agrupados los minerales illita, glauconita, esmectita, vermiculita y clorita, los cuales son transicionales entre ellos. De hecho, usualmente se encuentran interstratificados entre sí y con minerales 1:1 (Moore y Reynolds, 1997).

Las esmectitas se pueden originar a partir de la devitrificación de vidrio volcánico en medios medianamente alcalinos o a partir de meteorización pedogenética (Moore y Reynolds, 1997).

### **3.1.2.2 Montmorillonita**

La montmorillonita es un miembro dioctaédrico del grupo de las esmectitas. Su fórmula representativa es



Este mineral es rico en aluminio y es capaz de intercambiar sus cationes. El origen de la carga superficial presente se encuentra en la hoja octaédrica (Moore y Reynolds, 1997; The Clay Minerals Society, 2018)

Cuando la carga superficial se origina como resultado de sustituciones en la hoja tetraédrica, se obtienen las variedades beidelita y nontronita (Moore y Reynolds, 1997).

### **3.1.2.3 Clorita**

El término clorita se utiliza para designar al grupo de filosilicatos 2:1 con una carga superficial variable. El material de intercapa consiste de una hoja octaédrica de hidroxilos que genera un valor  $d(001)$  de aproximadamente 14.0-14.4 Å. El grupo es subsecuentemente dividido en subgrupos que son trioctaédricos o dioctaédricos, y estos

subgrupos son a su vez divididos en especies minerales según su composición química (The Clay Minerals Society, 2018).

La fórmula general de la clorita es:



En donde R representa vacantes, x es el número de cationes  $R_{3+}$  tetraédricos, y es el número de cationes  $R_{3+}$  octaédricos y z es el número de vacantes (The Clay Minerals Society, 2018).

La estructura común consiste de capas trioctaédricas 2:1 negativamente cargadas alternando regularmente con hojas octaédricas en el espacio intercapa compuestas por cationes octaédricamente coordinados con hidroxilos (Moore y Reynolds 1997; The Clay Minerals Society, 2018).

Las cloritas se pueden encontrar en lutitas en los grados más altos de diagénesis, en suelos, como minerales de neoformación en la superficie de granos de arena en areniscas porosas, como reemplazo de granos de carbonato y en la matrix de rocas carbonáticas y en ambientes geotermales y en sistemas hidrotermales de baja temperatura (Moore y Reynolds, 1997).

#### **3.1.2.4 Caolinita**

La caolinita, de fórmula química  $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ , es un miembro del grupo del caolín, el cual engloba a un grupo de minerales ricos en aluminio de estructura tipo 1:1 dioctaédricos. Dentro de dicho grupo, se encuentran incluidas además las especies minerales halloysita, dickita y nacrita, siendo las dos últimas polimorfos de la caolinita (Moore y Reynolds, 1997; The Clay Minerals Society, 2018).

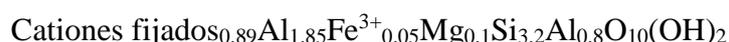
En general, no existen sustituciones en ninguna de las especies minerales del caolín. No obstante, si se analiza en detalle, pueden haber de 0.1 a 10% de capas vermiculíticas, micáceas, esmectíticas o alguna combinación de ellas presentes en la caolinita, lo que explicaría las cargas negativas que pueden encontrarse en algunas caolinitas. La caolinita y la halloysita poseen estructuras de capas simples, mientras que la dickita y la nacrita son politipos de doble capa (Moore y Reynolds, 1997).

La caolinita, la cual a diferencia de la halloysita no se hincha al contacto con el agua, es el aluminosilicato más ubicuo en suelos y basamentos permeables en regiones cálidas y

húmedas, formándose como residuo de productos de meteorización o por alteración hidrotermal de otros aluminosilicatos, como el feldespato. La dickita y la nacrita son menos comunes en la naturaleza y normalmente se restringen al ambiente hidrotermal.

### 3.1.2.5 Illita

La illita es una especie mineral 2:1 dioctaédrica no expansible, con carga superficial 0.89, cuya fórmula estructural es:



Por lo general, el principal catión fijado en el espacio intercapa es el potasio, aunque también puede encontrarse  $\text{NH}_4^+$  (Moore y Reynolds, 1997).

Composicionalmente, la muscovita se encuentra en un extremo de la illita, mientras que la esmectita se encuentra en el extremo contrario. A diferencia de la muscovita, la illita posee más Si, Mg y  $\text{H}_2\text{O}$  pero menos Al tetraédrico y menos K intercapa (Moore y Reynolds, 1997).

De acuerdo a la definición proporcionada en Srodon y Eberl (1984), se considera como material illítico a todo argilomineral que presenta un espaciado basal  $d(001) = 10 \text{ \AA}$  y que puede exhibir alguna expandibilidad ( $\text{IR} > 1$ , con porcentajes de esmectita de hasta 5%), con la consecuente variación del espaciado  $d(001)$  entre 9,92 y 10,4  $\text{ \AA}$ .

### 3.1.2.6 Interestratificado Illita/Esmectita (I/S)

Un interestratificado de filosilicatos se origina cuando existe un intercrecimiento de dos o más minerales, los cuales se empaquetan a lo largo de una línea perpendicular a (001). Los interestratificados exhiben una estructura ordenada o regular si las diferentes capas que los integran se empaquetan a lo largo del eje c siguiendo un patrón periódico. Por lo contrario, se dice que presentan una estructura desordenada o irregular si no existe una periodicidad en el patrón de empaquetamiento (Brigatti et al., 2006).

A aquellos individuos que exhiben una secuencia regular, se les asignan nombres específicos (p. ej. rectorita, tosudita, etc.) mientras que aquellos que poseen un empaquetamiento irregular son definidos utilizando un nombre compuesto por sus componentes (p. ej. illita/esmectita, illita/clorita, etc.), indicando para cada caso la relación de proporcionalidad existente entre cada componente (Brigatti et al., 2006).

El interestratificado illita/esmectita (comúnmente designado I/S) es una fase o mezcla de dos fases, que por lo general exhibe una interestratificación no regular de capas tipo illita con capas tipo esmectita (The Clay Minerals Society, 2018)

### **3.2 Definición de bentonita**

De acuerdo a la definición mineralógica y petrológica de The Clay Minerals Society (CMS), una bentonita es una roca suave, plástica, de color claro, compuesta principalmente por minerales arcillosos del grupo de las esmectitas, particularmente montmorillonita, la cual típicamente se forma por alteración química de ceniza volcánica vítrea o tufa bajo condiciones marinas o hidrotermales. Las bentonitas también pueden contener granos cristalinos que originalmente fueron fenocristales de la roca que les dio origen, así como minerales secundarios autigénicos como feldespatos potásicos. La diagénesis o la alteración metamórfica de bajo grado pueden transformar las esmectitas en una variedad de interestratificados illita-esmectita, resultando en materiales conocidos como bentonitas potásicas. Por otra parte, desde un punto de vista comercial, según la CMS una bentonita es un material arcilloso plástico, altamente coloidal, principalmente compuesto por montmorillonita, el cual es comúnmente utilizado en fangos de perforación, como aglomerante en arenas de moldeo, como constituyente de arenas para gato y alimento balanceado, en cementos, cerámicos, entre otros.

Las esmectitas se forman en diferentes tipos de ambientes (suelos, meteorización, actividad hidrotermal, océanos) independientemente de la edad geológica. No obstante, los depósitos de bentonitas se forman principalmente por la alteración de rocas volcánicas o por formación directa (autigénesis) en cuencas continentales alcalinas (Galán, 2006).

En el primer caso, las esmectitas pueden formarse por procesos supergénicos o por actividad hidrotermal, por lo general mediante mecanismos de disolución-precipitación en los que el vidrio volcánico juega un rol fundamental. En general, la temperatura y el tiempo promueven la formación de esmectitas, mientras que el  $Mg^{+2}$  controla su crecimiento. En ausencia de magnesio, la esmectita se puede formar a partir del vidrio por medio de una reacción en estado sólido. De esta manera, se originan esmectitas dioctaédricas, primero ricas en  $Fe^{+3}$  (nontronita) y luego ricas en  $Al^{+3}$  (montmorillonita-beidellita). En presencia de magnesio, es más probable que ocurra la generación directa de saponita (Galán, 2006).

Las bentonitas tipo Wyoming, Montana y Arizona (Cheto) se producen por la alteración de material volcánico (cenizas, tufa) a esmectitas. Las bentonitas tipo Wyoming se formaron en un ambiente marino cretácico de manera casi coetánea a la depositación de material riolítico. Las bentonitas tipo Arizona (Cheto), se formaron por la transformación de ceniza volcánica de composición cuarzo-latítica depositada en lagunas de una unidad de edad pliocena no marina denominada Fm Bidahochi (Galán 2006).

Por otra parte, las bentonitas del Cabo de Gata (España), se produjeron por devitrificación de andesitas y riocitas neógenas, primero a través de la acción de fluidos hidrotermales, y luego por la acción de aguas meteóricas (Galán, 2006).

## **4. METODOLOGÍA**

### **4.1 Trabajo de gabinete inicial**

Se realizó una búsqueda y recopilación de antecedentes bibliográficos sobre la geología regional de base del área de estudio y cartografía existente (carta geológica escala 1:200.000 del Dpto. de Añelo e imágenes satelitales).

### **4.2 Trabajo de campo**

Para realizar el trabajo de campo, se contó con la colaboración de la empresa Biotec Argentina S.R.L que opera el Yacimiento Justina. Dicha empresa no solo proveyó información previa del área de estudio, sino que también posibilitó el acceso a la misma.

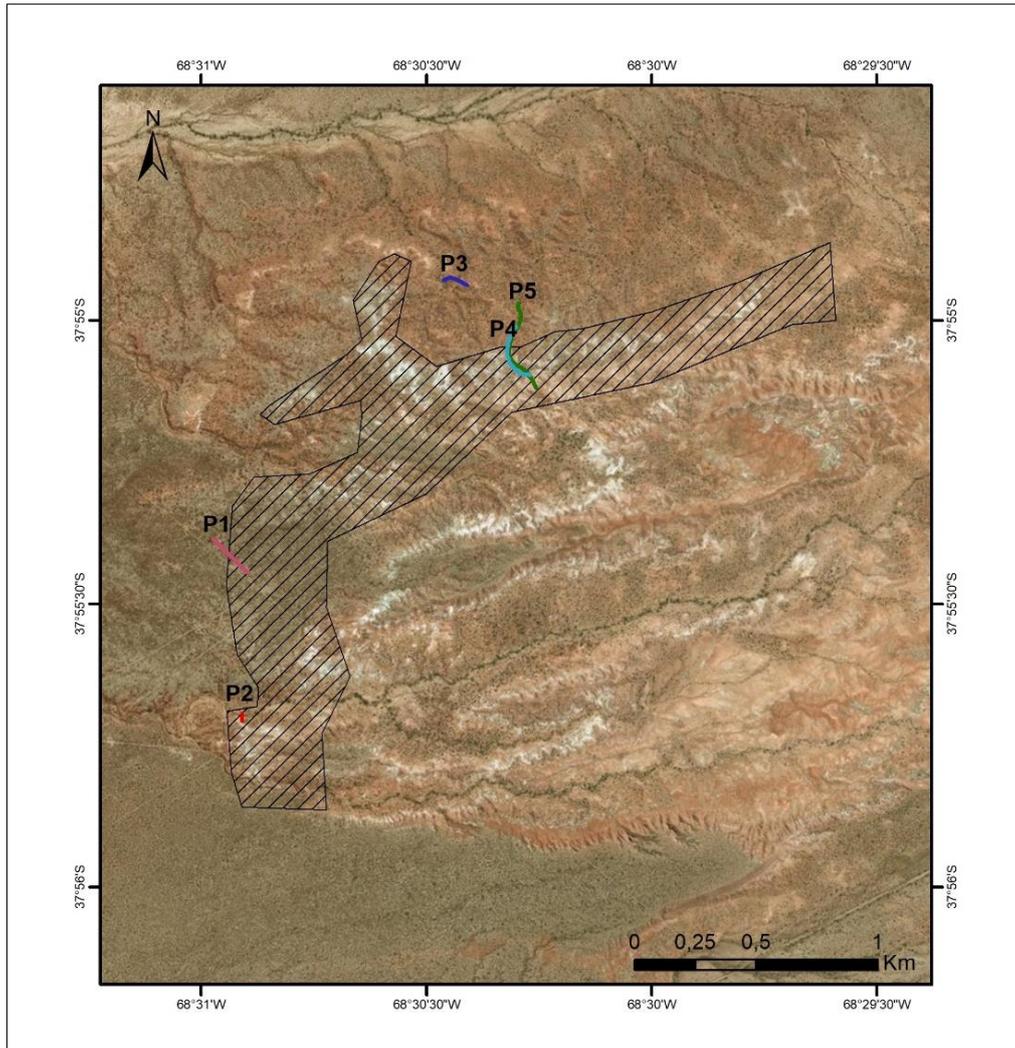


Figura 8: Ubicación de los perfiles Selley en el área delimitada del Yacimiento Justina. P1= Perfil 1; P2= Perfil 2; P3= Perfil 3; P4= Perfil 4; P5= Perfil 5.

Se levantaron 5 (cinco) perfiles sedimentológicos de detalle tipo Selley (Figura 8) a escala 1:100 y 1:40 y 1:20, estos últimos en el caso de afloramientos en los que la secuencia sedimentaria no era lo suficientemente potente. Para la realización de los mismos se utilizaron báculo de Jacob y cinta métrica para medir espesores y GPS para registrar la ubicación. Además, se realizaron descripciones de color, tamaño de grano, composición mineralógica, textura, estructuras sedimentarias, espesor, forma del cuerpo y tipo de contacto (Tucker, 1982). Adicionalmente, se muestrearon los lugares donde se observaban cambios litológicos relevantes y se tomaron fotografías ilustrativas. Por otro lado, se tomaron 10 (diez) muestras de bentonita en diferentes puntos representativos (Figura 9) y se midió el espesor del manto y del encape del depósito utilizando báculo y cinta métrica.

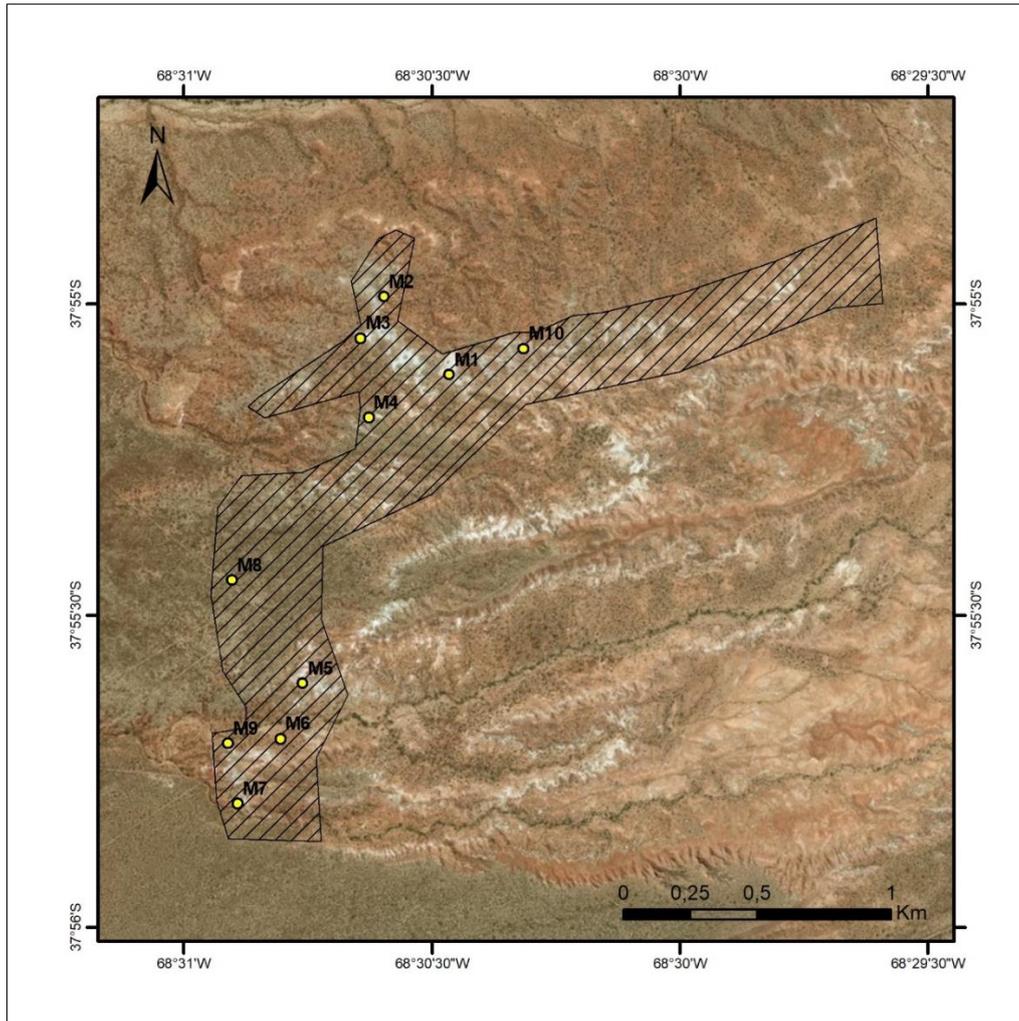


Figura 9: Ubicación de las muestras de bentonita recolectadas

### 4.3 Trabajo de laboratorio

En la Tabla 1, se presentan las diferentes muestras recolectadas en el campo y los respectivos estudios de laboratorio que se le efectuaron a cada una.

#### 4.3.1 Análisis Granulométrico

Se realizó el análisis granulométrico por el método del pipeteo según Carver (1971) en las muestras de bentonita especificadas en la Tabla 1. Previamente a todo ensayo, se tomaron porciones de la muestra de campo y se determinó la ausencia de materia orgánica y carbonatos en forma diseminada, por lo que no debieron extraerse por vía química.

a) Las porciones fueron cuarteadas hasta obtener aproximadamente 40 g de material con la ayuda de una balanza granataria de precisión 0,01 g marca Sartorius a efectos de determinar el peso exacto a usar en el análisis granulométrico.

b) Posteriormente, se colocó el material en un vaso de precipitado, añadiendo 100 mL de agua destilada y 100 mL de hexametáfosfato de sodio para lograr dispersión y se dejó reposar 24 h.

c) Se agitó de forma mecánica utilizando un multimixer de paletas rotativas durante 5'.

d) Las muestras se trasvasaron a probetas de 1000 mL y se enrasó con agua destilada, colocándolas en baño termostático.

e) Se extrajeron alícuotas de 20 mL por el método del pipeteo, a los tiempos y profundidad tabulados según la temperatura a partir de la Ley de Stokes, para obtener así los porcentajes de las fracciones menores a los 62  $\mu\text{m}$ .

f) Las alícuotas extraídas se colocaron en vasos de precipitados previamente tarados, se llevaron a estufa hasta desecación. Luego se pesaron en balanza de precisión 0,001 g marca Precisa HA 300, determinándose el peso de cada una de las fracciones.

g) El residuo de cada probeta se tamizó en húmedo utilizando los tamices ASTM malla 60, 120, 230 y 270. Cada fracción se pasó a un vaso de precipitado tarado que fue puesto a una estufa para que se evaporara el líquido. Una vez que las muestras se secaron, se procedió a pesarlas.

h) Metodología aplicada a los resultados obtenidos:

1)- Representación gráfica de porcentaje acumulado vs tamaño de grano (curva acumulada) para cada muestra analizada.

MUESTRA	Perfil	Litología	Análisis granulométrico	Observación con lupa binocular	Análisis microscópico de la fracción arena	DRX total	DRX <2µm	Homoionización con Mg <sup>2+</sup>	Calcinación a 375 y 550°C	MEB
M1		Bentonita	X	X	X					
M2		Bentonita	X	X	X					
M3		Bentonita	X	X	X	X	X			
M4		Bentonita	X	X	X	X	X			
M5		Bentonita	X	X	X					X
M6		Bentonita	X	X	X	X	X			X
M7inf		Bentonita	X	X	X	X	X			
M7sup		Bentonita	X	X	X	X	X			
M8	P1	Bentonita		X						
M9	P2	Bentonita		X						
M10	P4	Bentonita		X			X	X	X	
1A1	P1	Arenisca de grano fino		X			X			
2A1	P2	Arenisca de grano fino		X			X	X	X	
2A2	P2	Fangolita		X			X	X	X	
P1M1	P3	Arenisca de grano muy fino		X						
P1M2	P3	Arenisca de grano medio		X						
P1M3	P3	Arenisca de grano medio		X						
P1M4	P3	Arenisca de grano fino		X						
P1M5	P3	Arenisca de grano fino		X						
P2M1	P4	Arenisca de grano medio		X			X			
P2M2	P4	Arenisca de grano medio		X						
P2M3	P4	Arenisca de grano medio		X						

P2M4	P4	Arenisca de grano fino	X	X	X	X
P2M6	P4	Arenisca de grano fino	X	X		
P2M6a	P4	Arenisca de grano muy fino	X	X	X	X
P2M7	P4	Arenisca de grano fino	X			

Tabla 1: En esta tabla se indican las muestras extraídas en el campo y los tratamientos y estudios que se efectuaron en cada una de ellas. DRX: difracción de rayos X, MEB: microscopía electrónica de barrido.

2)- Obtención, a partir de estas curvas, de los porcentajes de las tres poblaciones de tamaño de grano principales de la muestra, es decir, arcilla, limo y arena.

3)- Se volcaron los porcentajes de los componentes arcilla-arena-limo en un diagrama ternario (Folk 1968) para poder clasificar adecuadamente las muestras estudiadas.

4) Confección de histogramas teniendo en cuenta las frecuencias relativas para cada tamaño de grano, lo que permitió deducir la moda o tamaño de grano más frecuente.

#### **4.3.2 Análisis mineralógico sobre muestra total y fracción arcilla**

Se siguieron los procedimientos de rutina de difracción de rayos X (DRX) según Moore y Reynolds (1997).

Análisis de rutina:

a) Fracción total en polvo orientado al azar.

b) Fracción < 2  $\mu\text{m}$  orientada

c) Expandida en vapor de etilen-glicol.

d) Calcinada a 550° C durante 2 h.

a) Para realizar el análisis de la muestra total en polvo orientada al azar, se tomó una porción de muestra molida y tamizada por tamiz # 200 que se montó en el soporte de aluminio con ventana de carga vertical. Los difractogramas se pasaron desde los 3° hasta los 60° 2 theta a una velocidad angular de 3°/minuto. En estos difractogramas se leyeron las reflexiones (00l) y (hkl) características de los minerales arcillosos y acompañantes.

b) Fracción < 2  $\mu\text{m}$  orientada: se realizó este análisis en muestras de bentonita, de arenisca y en una fangolita. Tanto en las areniscas como en la fangolita, con el fin de eliminar las sales que pudieran tener, se realizaron de 3 a 5 lavados de 6' a 3600 rpm utilizando una centrífuga previo a realizar la separación de la fracción menor a <2  $\mu\text{m}$ . Para el caso de la muestra P2M4, se efectuó un proceso adicional de lavado de carbonatos con ácido acético al 33%.

A efectos de resaltar los parámetros basales de los argilominerales, se prepararon dispersiones diluidas (30 gr/L de agua) de muestra natural, y en el caso de las bentonitas,

las mismas fueron dispersadas con hexametafosfato de sodio y agitación mecánica (multimixer de paletas rotativas). A continuación, se extrajo por pipeteo según Carver (1971) la fracción menor a 2 µm a 5 cm de profundidad a los tiempos tabulados y posteriormente se procedió a montar sobre vidrio portaobjeto una delgada película que se dejó secar a temperatura ambiente. Se corrieron los diagramas desde los 2° a 40° 2 theta.

c) Expandida en vapor de etilen-glicol: uno de los preparados orientados de la fracción < 2 µm se somete a vapores de etilen-glicol durante 24 h a 50 °C en un desecador. Se realizaron difractogramas desde los 2° a 40 ° 2 theta, identificándose las reflexiones basales (00l). Este tratamiento permite determinar la presencia de minerales arcillosos expansivos, ya que su presencia es observada en un aumento del valor de “d” hacia los bajos ángulos.

d) Calcinadas a 550°C: uno de los preparados orientados se calcina a 550 °C durante dos horas en la mufla, corriéndose los diagramas desde los 2° a 15° 2 theta, lo que permite verificar si hay colapso de los minerales arcillosos.

En la Tabla 2 se resumen los criterios de identificación para cada mineral.

	Cao			Ill			Sm sódica			Clo			
	001	002	003	001	002	003	001	002	003	001	002	003	004
AD	7.16 Å	3.58 Å	2.38 Å	9.9-10 Å	4.95- 5 Å	3.3 Å	12.5 Å	6.25 Å	3.12 Å	14.2 Å	7.1 Å	4.74 Å	3.55 Å
EG	7.16 Å	3.58 Å	2.38 Å	9.9-10 Å	4.95- 5 Å	3.3 Å	17 Å	8.5 Å	5.5 -5.6 Å	14 Å	7.1 Å	4.74 Å	3.55 Å
550°C	colapsa	colapsa	colapsa	9.9-10 Å	4.95- 5 Å	3.3 Å	9.9 Å			14 Å	7.1 Å		

Tabla 2: Criterios de identificación de minerales arcillosos mediante DRX. Cao= Caolinita, Ill= Illita, Sm Sódica = Esmectita sódica, Clo= Clorita.

#### 4.3.2.1 Homoionización

Se realizó una homoionización con  $Cl_2Mg^{2+}$  con el fin de distinguir esmectitas de vermiculitas. El procedimiento realizado fue el siguiente:

a) Preparación de una solución de  $Cl_2Mg$  1N.

b) Se pesaron 0,024 g de muestra fracción < 2 µm, cantidad suficiente para preparar 2 vidrios de cada muestra.

c) Se procedió a colocar los 0,024 g de muestra en tubos de ensayo, enrasándolos a 30 mL con la solución de  $\text{Cl}_2\text{Mg}$  preparada.

d) Posteriormente, se colocaron los tubos en un agitador plano orbital durante 12 h para que el material entrara en contacto.

e) Transcurridas las 12 h, las muestras se centrifugaron 10' a 3600 rpm para luego tirar el sobrenadante.

f) A continuación, se procedió a lavar las muestras con agua destilada, realizando 5 lavados utilizando la centrífuga.

e) Una vez lavadas las muestras, y habiendo tirado el sobrenadante, se añadieron 2 mL de agua destilada y luego de haber mezclado, se prepararon 2 vidrios.

f) Uno de los vidrios se dejó secar al aire. Se corrieron los difractogramas para ambas muestras de  $2^\circ$  a  $40^\circ$  2 theta.

El restante se sometió a vapores de glicerol durante 24 h en un desecador a temperatura ambiente. Se corrieron los difractogramas para ambas muestras de  $2^\circ$  a  $40^\circ$  2 theta.

g) Se calcinó primero a  $375^\circ\text{C}$  1 h y luego a  $550^\circ\text{C}$  1h, corriéndose los diagramas desde los  $2^\circ$  a  $15^\circ$  2 theta, lo que permite verificar la presencia de los minerales arcillosos.

	I/S	Ill	Cao	Clo	Sm	Ve
	001	001	001	001	001	001
AD	11-13 Å	9.9-10 Å	7-7.1 Å	14 Å	12.5 Å	14.4 Å
Glicerol	16-17 Å	9.9-10 Å	7-7.1 Å	14 Å	17 Å	14.4 Å
$375^\circ\text{C}$	9.9 Å	9.9 Å	7 Å	14 Å	9.8-9.9 Å	
$550^\circ\text{C}$	9.9 Å	9.9 Å	colapsa	14 Å	9.8-9.9 Å	

Tabla 3: Criterios de identificación de minerales arcillosos mediante DRX en muestras homoionizadas con Mg. I/S=Interestratificado Illita/Esmectita, Ill= Illita, Cao= Caolinita, Clo= Clorita, Sm= Esmectita, Ve= Vermiculita.

Para el análisis de DRX, se utilizó un difractómetro Rigaku DII Max C, ánodo Cu,  $\lambda=1,5414$  Å, filtro de Ni, 35 Kv, 20 mA, velocidad de barrido  $2^\circ$  /min, goniómetro vertical (perteneciente a CIMAR-CONICET).

### 4.3.2.2 Grado de cristalinidad

Para calcular el grado de cristalinidad de la esmectita, se utilizó el método publicado por Biscaye en 1965. Dicho método consiste en calcular la relación V/P en los difractogramas realizados para las muestras sometidas a vapores de etilen-glicol, en donde P es la altura del pico medida por encima del *background* y V es la profundidad del “valle” en el lado de menor ángulo del pico medido (Figura 10). Valores de V/P cercanos a la unidad indican la presencia de esmectitas perfectamente cristalizadas, y por el contrario, valores cercanos a cero indican un bajo grado de cristalinidad. Adicionalmente, los diagramas se compararon con las clases de cristalinidad de Thorez (1975).

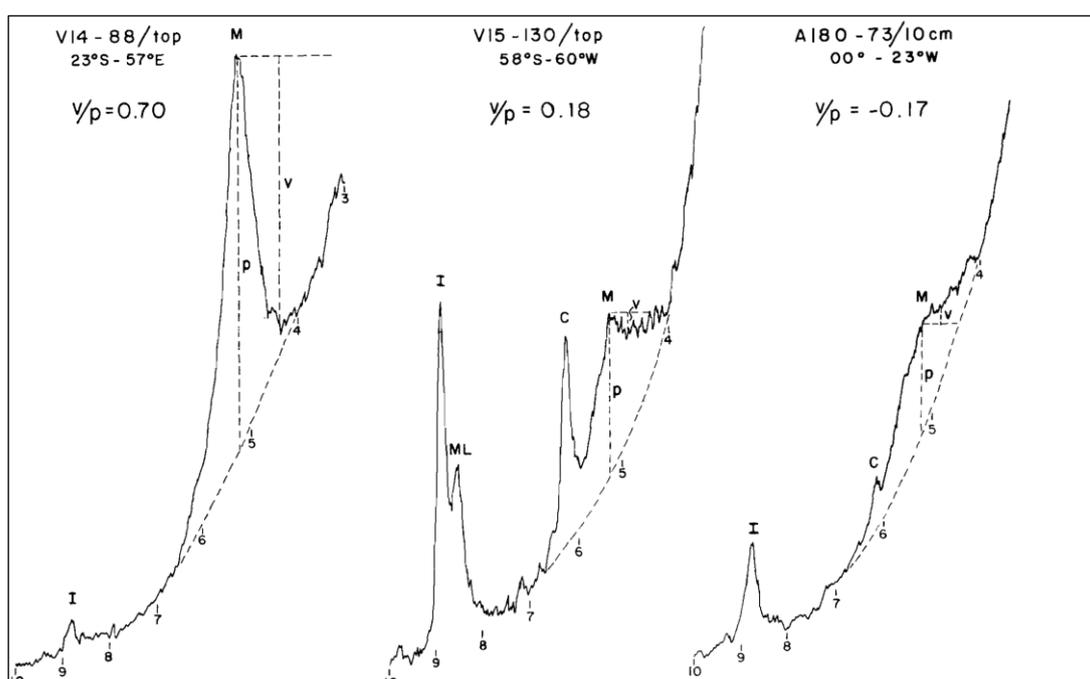


Figura 10: Ejemplos de difractogramas de bajo ángulo mostrando la relación V/P para diferentes grados de cristalinidad en preparados extendidos < 2 μm con etilen-glicol. V= profundidad del “valle”, P= altura del pico, M= montmorillonita, C= clorita, ML= interestratificado, I= illita (tomado de Biscaye, 1965).

En el caso de la illita, para medir su grado de cristalinidad se optó por medir el ancho en grados 2 theta de la reflexión (001) en el preparado glicolado a la mitad de su altura (*full width at half maximum-FWHM*), por encima del *background* de acuerdo a Kübler (1964). Cuanto mayor es el valor obtenido mediante este índice, menor es el grado de cristalinidad de la illita, ya que una illita bien cristalizada produciría reflexiones angostas.

### 4.3.2.3 Semicuantificación

Para determinar la proporción de cada especie mineral en las muestras, se realizó una semicuantificación por áreas de acuerdo a Moore y Reynolds (1995). El análisis semicuantitativo realizó sobre la muestra total aplicándose el método de Schultz (1964). De esta manera, sobre el diagrama en polvo se midieron las áreas de los picos más significativos de los minerales.

### **4.3.3 Microscopía óptica**

Se realizó la descripción y cuantificación de los minerales acompañantes de las bentonitas en los retenidos #60 (fracción arena gruesa), #120 (fracción arena fina), #230 (fracción arena muy fina) y #270 (limo grueso). Para realizar el conteo modal, cada vidrio se dividió en cuadrantes. De esta manera, se seleccionó un cuadrante y en el mismo se contaron 100 granos, determinando para cada uno de los minerales propiedades como color, hábito, forma, clivaje, maclas, ángulo de extinción. Los minerales de la fracción gruesa fueron descritos además utilizando lupa binocular.

En los casos en que fue posible se determinó el tipo de plagioclasa mediante el método de Michel-Levy.

### **4.3.4 Microscopia Electrónica de Barrido (SEM)**

Las observaciones se realizaron sobre esquirlas de muestra natural de bentonita (M5 y M6), previa metalización superficial con Au, siendo las condiciones de operación: 3Kv, 4Kv y 15Kv. Las microfotografías fueron tomadas en magnificaciones de hasta 12.000 X, en un microscopio marca Zeiss, modelo EVO LS15, perteneciente a la UNRN.

## **4.4 Trabajo de gabinete final**

### **4.4.1 Análisis de facies**

Con la información obtenida a partir de los perfiles sedimentológicos de detalle levantados en el campo, se realizó un reconocimiento de los diferentes tipos litológicos y los mismos se clasificaron en litofacies siguiendo el criterio de Miall (2010), adoptando las nomenclaturas propuestas por el mismo. En ciertos casos, ante la ausencia de una nomenclatura apropiada para ciertas litofacies identificadas, se optó por crear códigos nuevos afines al sistema propuesto por el mencionado autor. Adicionalmente, dichas facies se agruparon en elementos arquitecturales (Miall, 2010), utilizando como criterios

de discriminación características como escala, geometría interna y externa de los cuerpos, tipos de contactos inferior y superior y arreglo de facies.

#### 4.4.2 Elaboración de mapas isopáquicos

Se elaboraron mapas isopáquicos de espesor del manto y encape del depósito de bentonita utilizando el programa ArcGIS en su versión 10.1. Para este fin, se dispuso de los datos de calicatas realizadas por la empresa operadora Biotec Argentina S.R.L, los cuales incluían información de posición espacial y espesor y encape del manto de bentonita. A estos datos, se adicionaron aquellos que se obtuvieron al momento de realizar la toma de muestras en la primera campaña de campo, es decir, posición espacial mediante el uso de GPS y espesor de encape y manto utilizando cinta métrica y báculo de Jacob.

Para la elaboración de los mapas isopáquicos, se siguieron los siguientes pasos:

a) Adición al espacio de trabajo del programa (*data view*), de la nube de puntos correspondiente a las calicatas en formato *layer*. Un *layer* es un archivo que contiene los parámetros de visualización típicos de una capa.

b) Adición de los puntos GPS con coordenadas geográficas correspondientes a los sitios de toma de muestras, utilizando el comando “KML to layer” para transformar los datos de GPS en formato KML en un archivo tipo “*layer*”.

c) Conversión de los *layer* en archivos tipo *shapefile* con el comando *project*. El formato *shapefile* permite no solo almacenar localizaciones sino también asignarles atributos a los elementos espaciales.

d) Unificación de los sistemas de coordenadas de ambos *shapefiles* utilizando nuevamente la herramienta *project*, adoptándose de esta manera el sistema Gauss Krüger con datum POSGAR '94. La elección de un sistema de coordenadas planas posibilitó el cálculo posterior de medidas de área y volumen.

d) A continuación, se unificaron ambas capas de puntos para generar un único *shapefile*. De esta manera, se obtuvo una única tabla de atributos, la cual se editó para incorporar la información de espesor y encape.

e) Adición de puntos de valor de espesor nulo de manera aleatoria a aquellos lugares en los que no se encontró bentonita, con el fin de generar una nube de puntos más extensa y adecuada para efectuar medidas de interpolación.

f) Interpolación de los datos disponibles para elaborar los mapas mediante el uso de diferentes métodos, siendo estos *kriging*, inverso de la distancia ponderada y función de base radial.

g) Comparación de los resultados obtenidos y selección de los mapas más adecuados para el propósito de este trabajo.

Al realizar una comparación entre los tres métodos probados, se pudo observar que el que menor error cuadrático promedio generó fue el de función de base radial, mientras que *kriging* fue el que mayor error tenía asociado (se entiende por error a la diferencia entre el valor medido y el valor estimado). A su vez, al examinar el aspecto de los mapas, los que resultaron ser más coherentes con lo observado en el campo fueron los obtenidos mediante el método de función de base radial, razón por la cual el mismo fue elegido para el objetivo de este trabajo.

Las funciones de base radial (RBF), también conocidas como funciones no lineales o “*spline*” son una serie de técnicas de interpolación exacta, es decir: la superficie debe pasar por cada valor de muestra medido (ESRI, 2016a). Las curvas adaptativas o *splines* conforman una familia de métodos de interpolación exactos, determinísticos y locales. Desde un punto de vista físico pueden asemejarse a situar una superficie elástica sobre el área a interpolar, fijando esta sobre los puntos conocidos, creándose de esta manera superficies suavizadas (Olaya 2011, Alonso Sarría, 2016).

Desde un punto de vista matemático, los *splines* son funciones polinómicas por tramos, es decir, que en lugar de emplear un único polinomio para ajustar a todo un intervalo, se emplea uno distinto para cada tramo. Las curvas definidas por estos polinomios se enlazan entre sí en los denominados nudos o sitios con dato real (Olaya, 2011). La expresión general para una superficie de orden  $k$  es la siguiente:

$$\hat{z}_{x,y} = \sum_{i=0}^k \sum_{j=0}^{k-i} a_{i,j} \cdot x^i \cdot y^j$$

La elección de un valor  $k$  depende del equilibrio que se desee entre la complejidad de las operaciones y el mejor o peor ajuste a los datos originales (Felicísimo, 1994).

#### 4.4.3 Cálculo de reservas

El cálculo de reservas se realizó con el programa ArcGis utilizando los datos cargados para la elaboración de los mapas isópacos. Se emplearon dos métodos diferentes para este fin. El primero de ellos, es el denominado método de los polígonos o polígonos de Thiessen (Alfaro, 2007). Se trata de un método tradicional en minería para el cálculo de reservas, siendo además ampliamente utilizado en el campo de la hidrología superficial. La obtención de estos polígonos se basa en un método de interpolación sencillo denominado “vecino más cercano”, el cual consiste en asignar directamente a cada celda el valor del punto más cercano (Olaya, 2011). Se obtiene de esta manera una malla o estructura conocida como teselación de Voronoi, la cual asocia a cada punto un polígono que representa el lugar geométrico de las coordenadas que tienen a dicho punto como punto más cercano de todos los del conjunto (Olaya, 2011). El programa realiza de manera automática la triangulación del área uniendo los puntos mediante segmentos y luego genera los polígonos trazando mediatrices entre los segmentos de unión.

La metodología a seguir se detalla a continuación:

- a) Obtención de los polígonos de Thiessen de manera automática utilizando el programa.
- b) Recorte de la malla de polígonos con el fin de restringirla al área de estudio delimitada.
- c) Cálculo del área de cada polígono y multiplicación de cada una de ellas por el dato de espesor correspondiente para así obtener el volumen de bentonita en cada porción del área de estudio.
- d) Multiplicación de los volúmenes obtenidos por el peso específico para así obtener el tonelaje o masa de bentonita en cada subzona delimitada.

e) Suma de los datos de tonelaje de todos los polígonos para así obtener el tonelaje total del yacimiento.

El segundo método utilizado consistió en realizar una aplicación de la herramienta “*Cut/Fill*” o “Cortar/Rellenar” del programa ArcGIS para el cálculo de volumen de bentonita. La herramienta Cortar/Rellenar, tradicionalmente aplicada en la construcción de edificios y carreteras, resume las áreas y los volúmenes de cambio de una operación de corte y relleno. Al tomar superficies de una ubicación determinada en dos períodos de tiempo diferentes, se identifican las regiones en donde se quitó material de superficie, en donde se agregó material de superficie y donde no se modificó la superficie (ESRI, 2016b).

Para poder aplicar este método, se llevaron a cabo los siguientes pasos:

a) Extracción de los valores de cota topográfica en los puntos de interés mediante la herramienta “*Extract multi values to points*” y a partir de los modelos digitales de elevación (MDE) correspondientes a la zona de estudio, obtenidos de la web oficial del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

b) Una vez obtenidos los datos de cota en cada punto, los cuales se añadieron automáticamente a la tabla de atributos de los puntos, se crearon dos campos adicionales para añadir los valores de cota de techo y base del manto de bentonita. La cota del techo se obtuvo realizando una resta entre la cota topográfica y el espesor del encape, mientras que la cota de la base se obtuvo realizando una operación equivalente entre la cota del techo de la bentonita y el espesor de la misma.

c) Interpolación de los datos de cota del techo y cota de la base para generar dos superficies continuas de información. Para generar los mapas estructurales al techo y a la base del manto de bentonita, al igual que para la elaboración de los isopáquicos, se probaron los métodos de interpolación inverso a la distancia y función de base radial.

d) Realización de un corte de las superficies correspondientes al techo y base del manto de bentonitas para restringirlas al área de estudio.

e) Aplicación de la herramienta “Cortar/rellenar” para obtener el volumen total de bentonita contenido entre ambas superficies.

f) Multiplicación del volumen obtenido por el peso específico del material para obtener el tonelaje de bentonita.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 5.1. Análisis sedimentológico

Los perfiles estudiados pertenecen a la Formación Anacleto, Grupo Neuquén. Los mismos, se encuentran ubicados en los sectores norte (P3, P4 y P5), oeste (P1) y sur (P2) del yacimiento (Figura 11 y Tabla 4).

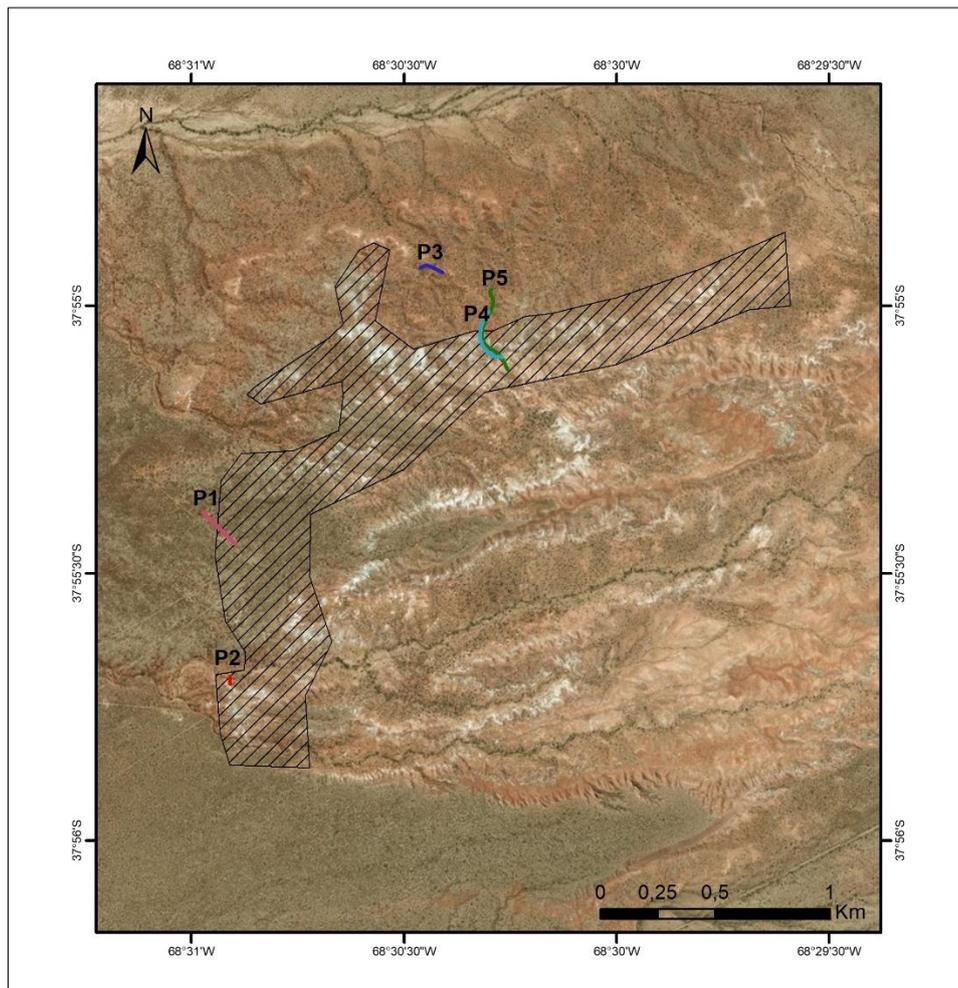


Figura 11: Ubicación de los perfiles Selley en el área delimitada del Yacimiento Justina. P1= Perfil 1; P2= Perfil 2; P3= Perfil 3; P4= Perfil 4; P5= Perfil 5.

Perfil	Coordenadas geográficas		Espesor (m)
	Base	Techo	
P1	37°55'23.24"S / 68°30'58.41"O	37°55'26.63"S / 68°30'54.19"O	4,2
P2	37°55'41.68"S / 68°30'55.09"O	37°55'42.33"S / 68°30'54.69"O	5,1
P3	37°54'55.80"S / 68°30'27.68"O	37°54'56.33"S / 68°30'24.56"O	7,2
P4	37°54'58.80"S / 68°30'17.65"O	37°55'5.65"S / 68°30'16.43"O	13
P5	37°54'58.15"S / 68°30'17.64"O	37°55'6.93"S / 68°30'15.21"O	24,8

Tabla 4: Nombres, coordenadas geográficas de la base y del techo, y espesor de los perfiles confeccionados.

Los perfiles (Figuras 12 a 16), confeccionados a partir de diferentes afloramientos, están integrados en su totalidad por una alternancia de capas de fangolitas y areniscas, predominando en proporción las primeras. La litología presente caracteriza condiciones energéticas diferentes de un ambiente continental-fluvial por lo que, como es de esperar, el conjunto de la sucesión sedimentaria presenta tonalidades rojizas a pardo amarillentas. El manto de bentonita, cuando se encuentra expuesto, resulta fácilmente reconocible en el terreno por la presencia de una capa blancuzca de meteorización superficial que lo recubre. La bentonita se destaca por su aspecto en general macizo, de fractura concoide, y coloraciones grises a pardo grisáceas, exhibiendo espesores de entre 40 y 50 cm.

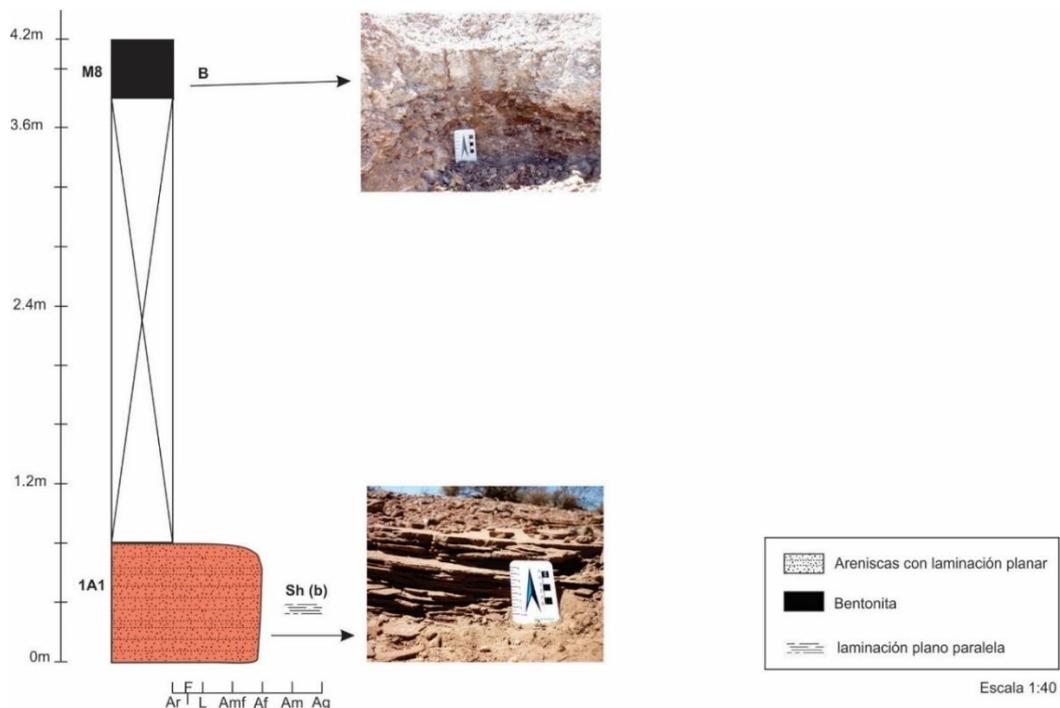


Figura 12: Perfil litoestratigráfico P1 ubicado en la zona oeste del Yacimiento Justina.

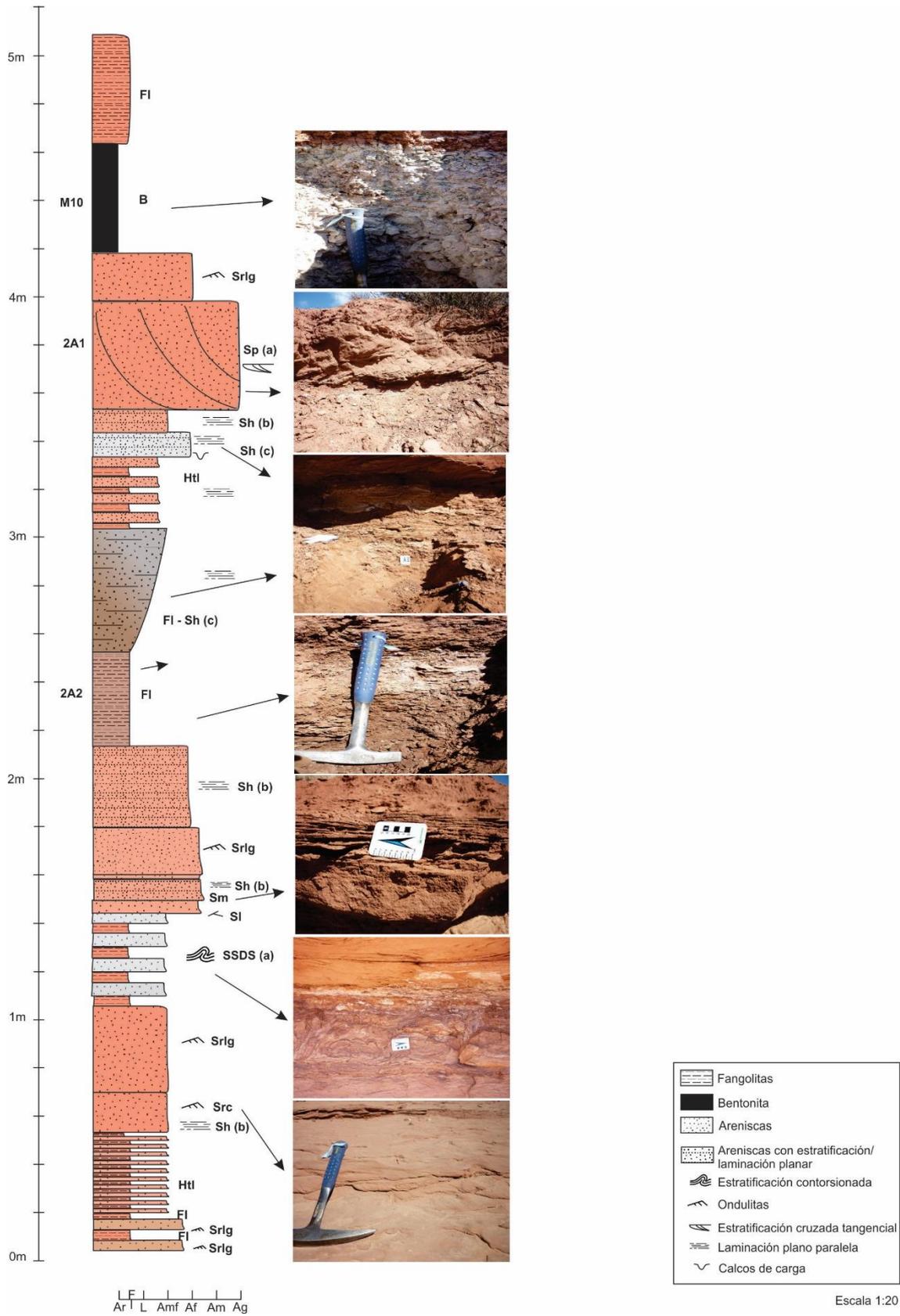


Figura 13: Perfil litoestratigráfico P2 ubicado en la zona sur del Yacimiento Justina.

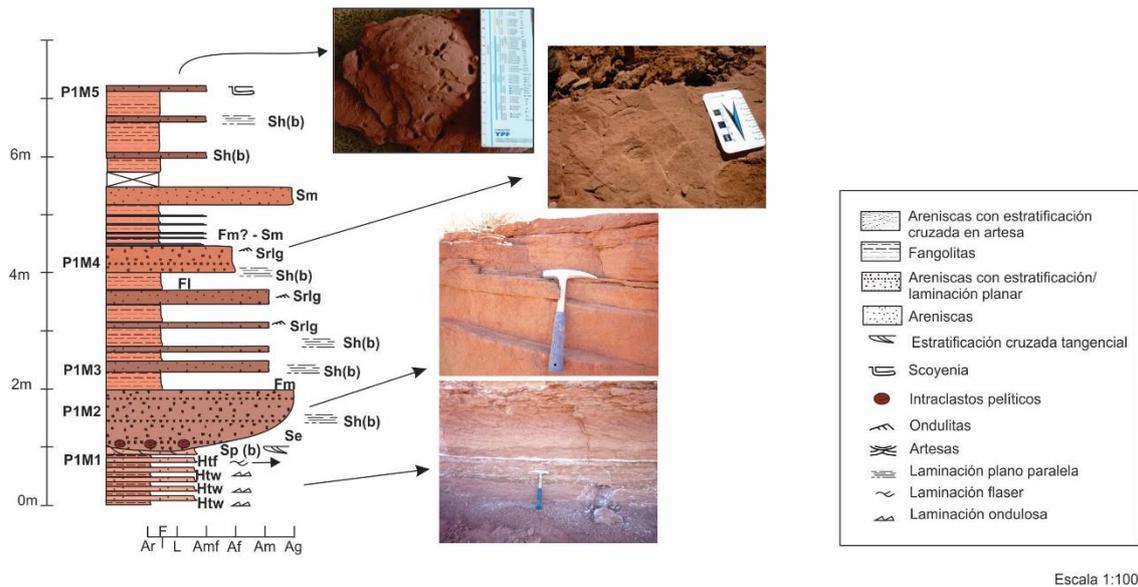


Figura 14: Perfil litoestratigráfico P3 ubicado en la zona norte del Yacimiento Justina.

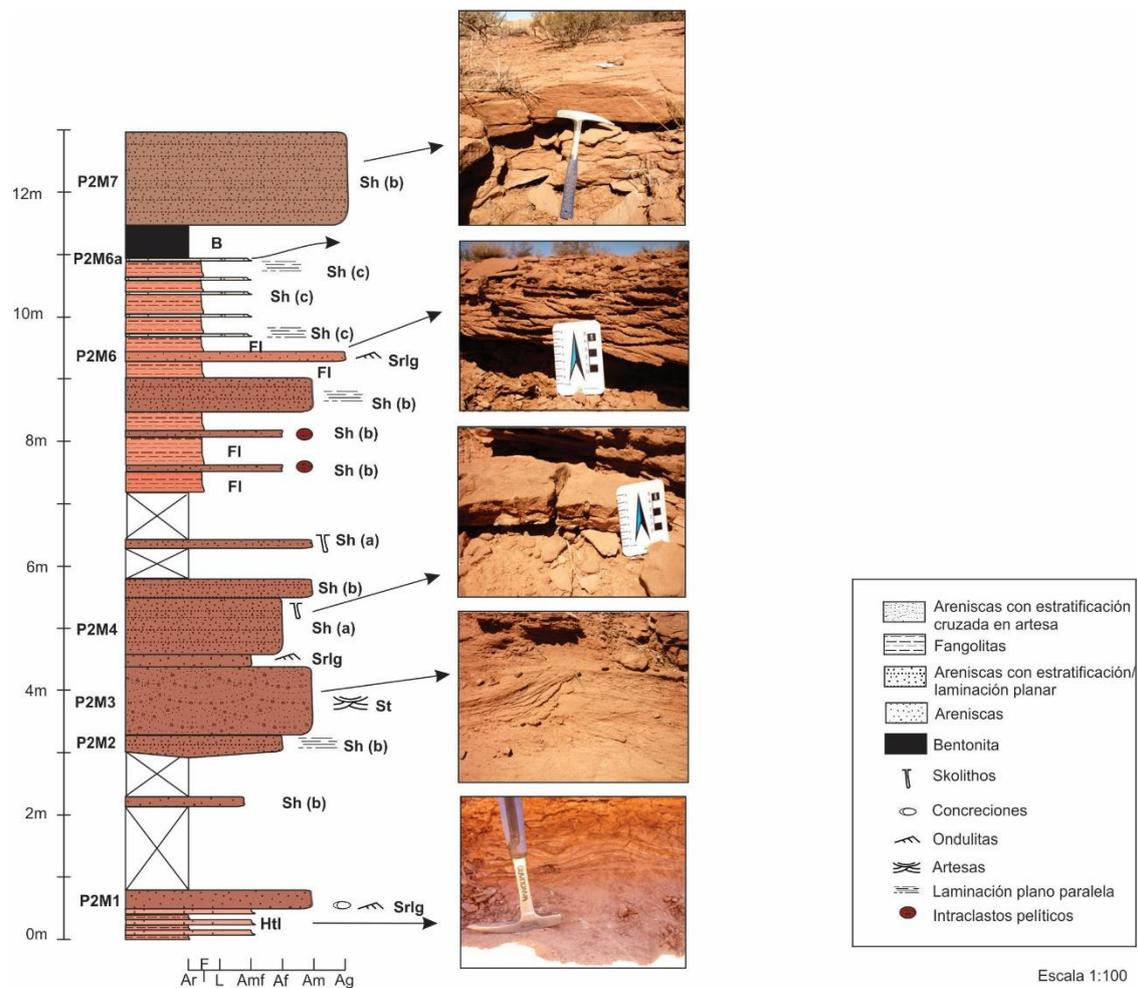


Figura 15: Perfil litoestratigráfico P4 ubicado en la zona norte del Yacimiento Justina.

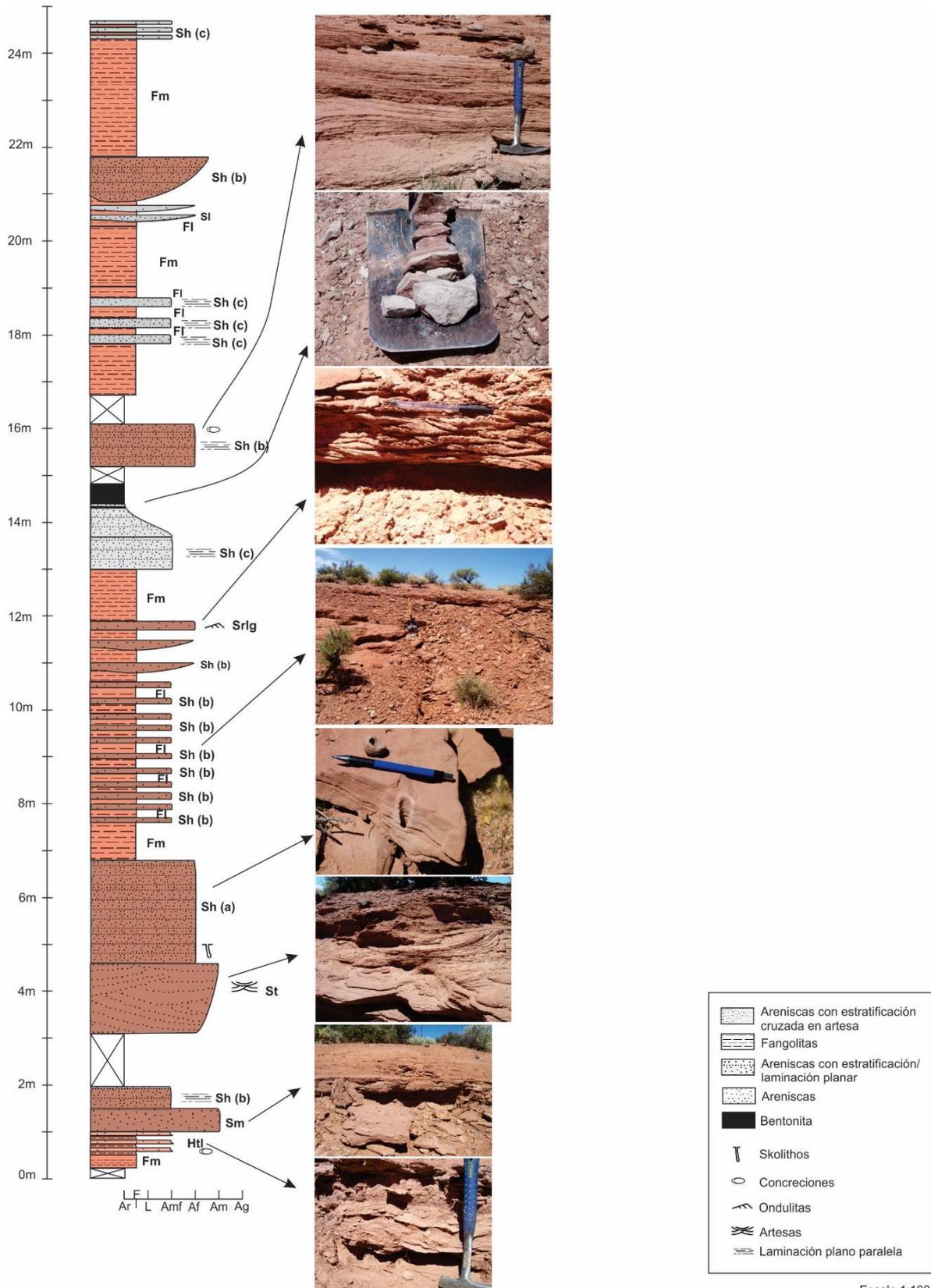
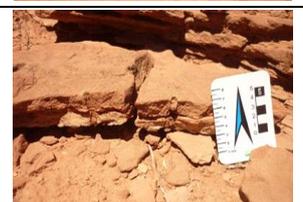


Figura 16: Perfil litoestratigráfico P5 ubicado en la zona norte del Yacimiento Justina.

### **5.1.1 Análisis de facies**

En función de las descripciones de los perfiles de campo, se identificaron diferentes tipos litológicos y los mismos se clasificaron en litofacies siguiendo el criterio de Miall (2010). En determinados casos, ante la ausencia de una nomenclatura apropiada, se crearon nuevos acrónimos afines al sistema propuesto por dicho autor. Estos acrónimos son Htw (heterolitas con laminación ondulítica), Htf (heterolitas con laminación flaser), Htl (heterolitas laminadas), Srlg (areniscas con laminación ondulítica linguoide), Src (areniscas con laminación ondulítica compleja) y B (bentonitas).

De esta manera, se identificaron 18 litofacies, resumidas en la Tabla 5 y posteriormente desarrolladas con mayor detalle.

Código	Litología	Estructuras	Geometría	Ilustración
Htw	Intercalación de fangolitas y areniscas muy finas	Laminación ondulítica asimétrica	Tabular, con contacto neto planar hacia la base	
Htf	Intercalación de fangolitas y areniscas muy finas	Laminación flaser sigmoidal	Tabular y contactos transicionales	
Htl	Intercalación de fangolitas y areniscas muy finas	Laminación paralela Evidencias de deformación por carga	Tabular, con continuidad lateral, contacto neto a la base	
St	Areniscas pardo-rojizas de grano fino a medio	Estratificación cruzada en artesa	Lenticular con techo plano. Contactos netos. Acuña lateralmente	
Sh (a)	Areniscas pardo-rojizas de grano fino a medio	Estratificación horizontal	Cuerpos de geometría tabular, con continuidad lateral y contactos netos planares	
Sh (b):	Areniscas pardo rojizas de grano fino a grueso.	Laminación plano paralela	Tabular, contactos netos planares y continuidad lateral o bien lenticular con contactos erosivos hacia la base	
Sh (c)	Areniscas grises de grano muy fino	Laminación plano paralela	Tabular a mantiforme, con continuidad lateral y contactos netos planares. Frecuentemente intercaladas dentro de niveles de fangolitas pardo rojizas.	

Sl	Areniscas pardo rojizas finas a medias	Estratificación cruzada planar de bajo ángulo	Tabular, contactos netos planares y continuidad lateral	
Fm	Fangolitas pardo-rojizas	Maciza	Tabular o mantiforme, con continuidad lateral y contactos netos	
Fl	Fangolitas pardo-rojizas a marrones	Laminación plano paralela	Tabular, con continuidad lateral y contactos netos planares o transicionales	
Sm	Areniscas macizas pardo rojizas de grano grueso	Maciza	Tabular o lenticular con contacto erosivo hacia la base	
Sp (a)	Areniscas gruesas pardo-rojizas	Estratificación cruzada tangencial	Tabular con continuidad lateral y contactos netos y planares. 45 cm de espesor	
Sp (b)	Areniscas finas pardo-rojizas	Estratificación cruzada tangencial	Tabular con continuidad lateral y contacto transicional hacia la base	
Srlg	Areniscas muy finas a medias pardo-rojizas	Laminación ondulítica linguoide	Tabular y lenticular con contactos netos a la base y continuidad lateral	
Src	Areniscas muy finas pardo-rojizas	Laminación ondulítica compleja	Tabular con contactos netos y planos y continuidad lateral	

B	Bentonita	Maciza	Mantiforme con contactos transicionales hacia la base y netos hacia el tope	
SSDS (a)	Heterolitas	Estratificación contorsionada Escape de fluidos	Contactos netos, geometría tabular	
SSDS (b)	Arenisca gris muy fina	Calcos de carga	Contactos netos, geometría lenticular	

Tabla 5: Síntesis de las litofacies identificadas en el área de estudio.

### 5.1.1.2 Descripción e interpretación de facies

**Heterolitas con laminación ondulítica Htw:** Alternancia de areniscas de grano muy fino y fango, con estratificación ondulítica de tipo asimétrica, sin crestas continuas. Con espesores variables entre 15 y 35 cm, esta facies se presenta en cuerpos con continuidad lateral y geometría tabular, con contacto neto planar hacia la base y erosivo o neto hacia el tope. Los clastos arenosos son subangulosos a subredondeados, de baja esfericidad y de composición cuarzo-feldespática con abundante muscovita. Color castaño rojizo oscuro 10R 3/4. Presentes en el perfil 1 (P1).

*Interpretación:* La laminación ondulítica tiene lugar cuando ocurren fluctuaciones periódicas en el nivel de energía de la corriente, depositándose en igual proporción areniscas finas con desarrollo de ondulitas, bajo condiciones de energía moderada, y luego fangolitas en el seno de las ondulitas y parcialmente en las crestas de las mismas al disminuir la energía de la corriente (Spalletti, 1980).

**Heterolitas con laminación de tipo flaser Htf:** Alternancia de areniscas de grano muy fino y fango. Se percibe una mayor cantidad de arena con respecto a la arcilla, depositándose esta última en la superficie de ondulitas de aspecto sigmoide. Esta facies presenta un espesor de 40 cm y posee geometría tabular, con continuidad lateral y

contactos transicionales. Los clastos arenosos son subangulosos a subredondeados, de baja esfericidad y de composición cuarzo-feldespática con abundante muscovita. Color rosa anaranjado moderado 10 R 7/4. Presentes en P1.

*Interpretación:* Al igual que en el caso anterior, su génesis se vincula a una diferencia en las tasas de velocidad del flujo y sedimentación, sólo que en el caso de estas facies, predominan los procesos tractivos por sobre los de decantación. De tal manera, la fracción más fina se deposita únicamente en los senos de las ondulitas de composición arenosa (Spalletti, 1980).

**Heterolitas con laminación Htl:** Consisten de una alternancia de fango y areniscas de grano muy fino, con laminación fina paralela en el caso de que no estén deformadas. Se encuentran presentes en cuerpos tabulares, con continuidad lateral y contactos netos o transicionales hacia la base y netos hacia el tope. En los casos en que se registra deformación, la misma se ve expresada en estructuras en forma de S “apaisada”. Los espesores medidos fueron de 30 cm para las heterolitas no deformadas, del perfil 2 (P2), y de 35 y 50 cm para aquellas que se encontraban deformadas, ubicadas próximas a la base de P2 y en la base del perfil 4 (P4).

*Interpretación:* Esta sucesión heterolítica se forma en condiciones de baja energía, cuando el sistema experimenta leves fluctuaciones. Cuando existe una energía suficiente, se depositan arenas de grano muy fino. Por el contrario, cuando el agente de transporte adquiere condiciones de baja o nula energía, los sedimentos finos que se encuentran en suspensión, comienzan a decantar, depositándose primero la fracción de arena muy fina y luego, la fracción fangosa (Dabrio González, 1984). Ante un nuevo pulso, el proceso vuelve a repetirse, generándose de esta manera alternancias de láminas de areniscas muy finas y fangolitas.

Resumiendo, esta facies responde a procesos de tracción-decantación asociados a posibles flujos de desborde muy distales.

**Areniscas con artesas St:** Areniscas pardo rojizas con estratificación cruzada en artesa, de grano fino a medio, friables, con escasa matriz de grano muy fino a fangosa. Se encuentran comprendidas en un cuerpo canalizado de geometría lenticular, con base cóncava hacia arriba y techo plano. No presentan continuidad lateral, ya que varían a

ondulitas de cresta linguoide y exhibe un espesor de 1.10 m. Los clastos de estas areniscas son subangulosos a subredondeados, de baja esfericidad y de composición cuarzo-feldespática con abundante muscovita y algunos líticos máficos y magnetita. El color de la facies es variable entre pardo rojizo moderado 10R 4/6 a naranja rojizo moderado 10R 6/6 y gris. Presentes en P2.

*Interpretación:* Las artesas se originan bajo condiciones de alta energía como producto de la migración de óndulas, megaóndulas o dunas de cresta sinuosa o linguoide (Miall, 2010). Al igual que en el caso de las ondulitas, esta forma de estratificación está controlada por la generación de superficies de socavamiento elongadas, las cuales son rellenadas con set de láminas curvadas (Harms, 1979).

**Areniscas con estratificación horizontal Sh (a):** Areniscas pardo-rojizas con estratificación horizontal que en ocasiones presentan trazas de *Skolithos*. Son de grano fino a medio, friables, con matriz de grano muy fino y cemento carbonático. Se presentan en cuerpos de geometría tabular, con continuidad lateral y contactos netos planares, con un espesor variable entre los 13 cm y los 2 m. Los granos son subangulosos a subredondeados, de composición cuarzo-feldespática con muscovita, magnetita y biotita. El relleno de los *Skolithos* es fangoso, con algunos granos de hematita. Color pardo rojizo moderado 10R 4/6. Presente en los perfiles P4 y P5.

*Interpretación:* La estratificación horizontal en areniscas de grano medio se produce por procesos tractivos o de tracción-decantación. Las icnofacies de *Skolithos*, las cuales constituyen habitaciones de organismos suspensívoros, detritívoros y en algunos casos depredadores, se caracterizan por exhibir formas cilíndricas constructivas predominantemente verticales (MacEachern et al., 2010). Indican la existencia de condiciones de energía moderada a alta en la corriente y la forma vertical en las estructuras sugiere una gran abundancia de material orgánico particulado y aguas bien oxigenadas (Ponce et al., 2018). Por lo tanto, se infiere que esta litofacies se habría depositado como consecuencia de un rápido desborde del canal principal del sistema (Viseras et al., 2010).

**Areniscas con laminación plano paralela Sh (b):** Areniscas pardo rojizas con laminación plano paralela, de grano fino a medio, friables. Se encuentran en cuerpos de

geometría tabular de contactos netos planares y con continuidad lateral o bien en cuerpos de geometría lenticular que algunos casos presentan contactos erosivos hacia la base con intraclastos pelíticos. En ocasiones pueden exhibir además estratificación horizontal y *parting lineation*. El espesor medido en dichos cuerpos fue extremadamente variable, entre los 2 cm hasta 1,5 m. Los clastos son subangulosos a subredondeados, de baja esfericidad y comprenden cuarzo, feldespato, muscovita y magnetita. Color pardo rojizo moderado 10R 4/6 a pardo rojizo claro 10R 5/4. Presente en el perfil 3, 4 y 5.

Cabe mencionar que los niveles con intraclastos pelíticos ubicados por debajo de las areniscas con laminación plano paralela, también pueden considerarse como una litofacies diferente denominada **Se** de acuerdo a Miall (1985). Esta consideración resulta importante al momento de realizar la asociación de facies, ya que la presencia de intraclastos pelíticos (**Se**) hacia la base de areniscas con laminación plano paralela **Sh(b)**, ambos en un cuerpo de geometría lenticular, permiten definir la presencia de un *crevasse channel*, con la litofacies **Se** representando la componente erosiva de dicho elemento arquitectural.

*Interpretación:* La laminación plano paralela de estas areniscas se produjo bajo condiciones de alto régimen de flujo y alta fluidez en el medio de transporte (Spalletti, 1980). Tal magnitud en la fluidez es puesta en evidencia por la presencia de estructuras tipo *parting lineation*. Las estructuras tipo *parting* se originan cuando, a partir de la propia turbulencia del flujo, se desarrollan pequeños vórtices helicoidales con sus ejes paralelos a la corriente. Dichos remolinos seleccionan los granos según sus tamaños o densidades, formándose en sutiles hileras que le proporcionan al lecho una apariencia estriada (Harms, 1979).

**Areniscas con laminación plano paralela Sh (c):** Areniscas con laminación plano paralela, de grano muy fino, friables. Describen cuerpos de geometría tabular a mantiforme, con continuidad lateral y contactos netos planares, que en ocasiones se encuentran intercalados dentro de niveles de fangolitas pardo rojizas. Los bancos exhiben espesores variables entre los 3 cm y los 20 cm. Los granos son subangulosos a angulosos, moderadamente a bien seleccionados, de composición cuarzo-feldespática con muscovita, magnetita, hematita. Color 5Y 8/1 gris amarillento. Presente en P2, P4 y P5.

*Interpretación:* Estas areniscas grises se depositaron a partir de un flujo de desborde rápido, el cual dio lugar al desarrollo de capas de inundación laminar o *sheetfloods* (Viseras et al., 2010), con estructuras de laminación plano paralela correspondiente al alto régimen de flujo de Simons et al. (1960) desarrolladas sobre un lecho plano.

**Areniscas con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (SI):** Areniscas finas a medias, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (~15°). Definen un cuerpo de geometría tabular de 7 cm de espesor, con contactos netos planares. Color pardo rojizo claro 10R 5/4. Presente en P2.

*Interpretación:* La estratificación cruzada de bajo ángulo indicaría la migración de formas de lecho de poco relieve, pequeña envergadura y baja energía durante las últimas etapas de circulación de agua (Sánchez-Moya et al., 2010).

**Fangolitas laminadas Fl:** Fangolitas con laminación plano paralela y en ocasiones con fractura concoide. Integran cuerpos de geometría tabular con espesores variables entre los 20 cm y 1,5 m, entre los que se encuentran intercalados niveles de 3 a 10 cm de espesor de areniscas finas con laminación plano paralela u ondulítica. Exhiben contactos netos a transicionales, verificándose para estos últimos casos la presencia de granos tamaño arena muy fina de composición cuarzo-feldespática con muscovita y magnetita asociadas. Color pardo moderado 5YR 4/4. Presente en P2, P3, P4 y P5.

*Interpretación:* La facies Fl se depositó a partir de procesos de decantación bajo condiciones de baja a nula energía en un medio con abundante material en suspensión de tamaño limo y arcilla. Estas partículas, al depositarse de manera dispersa generan una laminación paralela.

**Fangolitas macizas Fm:** Fangolitas macizas. Mayoritariamente conforman cuerpos potentes, del orden del metro de espesor, de geometría tabular o mantiforme y con contactos netos planares. A menudo se observan intercalados bancos de 3 a 10 cm de espesor de areniscas finas a medias con laminación plano paralela u ondulítica. Color pardo moderado 5YR 4/4. Presente en los perfiles 3 y 5

*Interpretación:* Al igual que en el caso de las facies Fl, esta litofacies constituye depósitos generados a partir de procesos de decantación en un medio de baja a nula energía con abundante material en suspensión. La ausencia de estructuras puede deberse a una sedimentación en un medio con mayor contenido de sales que hacen floccular a las arcillas, depositándose en forma de agregados (Ponce et al., 2018).

**Areniscas macizas Sm:** Areniscas macizas de grano grueso, con abundante contenido micáceo y cemento carbonático. Los cuerpos medidos de 10 y 30 cm de espesor son de geometría tabular o lenticular con contactos netos o erosivos. Color naranja rojizo moderado 10R 6/6. Presente en los perfiles P2, P4 y P5.

*Interpretación:* El origen de las estructuras macizas en las areniscas puede responder a una diversidad de factores, siendo estos: a) Una depositación rápida en un alto régimen de flujo debido a un cambio brusco en la pendiente, b) obliteración por bioturbación. c) ausencia de estructuras por procesos diagenéticos (Harms, 1979; Ponce et al., 2018). Debido a la inexistencia tanto de signos de bioturbación en el cuerpo arenoso como de evidencias de algún cambio brusco en el paleorrelieve que pudiera ocasionar un salto hidráulico, se concluyó que, probablemente, el origen de la estructura masiva radique en la ocurrencia de procesos diagenéticos o de exposición subaérea.

**Areniscas gruesas con estratificación cruzada tangencial Sp (a):** Areniscas gruesas con estratificación cruzada de tipo tangencial, friables, las cuales definen un cuerpo tabular de 45 cm con continuidad lateral y contactos netos y planares. Los granos son angulosos a subangulosos, moderadamente seleccionados, con baja esfericidad. Su composición es cuarzo-feldespática, con granos de muscovita, biotita y magnetita, se encuentran cementadas con cemento carbonático. Color pardo rojizo moderado 10R 4/6 a pardo rojizo pálido 10R 5/4. Presentes en P4 y P5.

**Areniscas finas con estratificación cruzada tangencial Sp (b):** Areniscas finas y fangosas pardo-rojizas con estratificación cruzada de tipo tangencial. Poseen un espesor de 22 cm y presentan continuidad lateral, geometría tabular y contacto transicional hacia la base y neto planar hacia el tope. Los clastos subangulosos a subredondeados son de composición cuarzo-feldespática. Color pardo rojizo moderado 10R 4/6. Presente en P3.

*Interpretación:* La estratificación cruzada tangencial se observa en un corte paralelo a la dirección del flujo. Esta estructura se forma cuando, ante un incremento en la velocidad del flujo, se forman pequeños remolinos que ocasionan que una mayor proporción de partículas entren en suspensión (Harms, 1979). De esta manera, dichas partículas son transportadas más allá de la cara de deslizamiento, depositándose en el seno de la onda (Spalletti, 1980). Como consecuencia, el ángulo de la cara de deslizamiento disminuye progresivamente, es decir, que esta cara se hace menos empinada o pronunciada. Estas estructuras se asocian a un régimen de flujo intermedio según Simons et al. (1960).

**Areniscas con laminación ondulítica linguoide Srlg:** Esta facies consiste de areniscas de grano muy fino, fino y medio, con laminación ondulítica de cresta linguoide. Las mismas definen cuerpos de geometría tabular y en algunos casos lenticular, con contactos netos en la base y en el techo y continuidad lateral. Los espesores medidos están comprendidos entre los 15 y los 50 cm. Los clastos arenosos son subangulosos a subredondeados, de composición cuarzo-feldespática con abundante muscovita y presencia de magnetita. Color pardo rojizo moderado 10R 4/6 a naranja rojizo moderado 10R 6/6. Presente en P2, P3, P4 y P5. Se pudo apreciar además la presencia de trazas de *Scoyenia* en esta litofacies en el perfil P3.

*Interpretación:* Las ondulitas de corriente o *ripples*, se originan por la acción de corrientes unidireccionales y se consideran formadas durante el bajo régimen de flujo de una corriente (Simons et al., 1960). No obstante, las ondulitas presentan diferentes morfologías a medida que la velocidad de la corriente aumenta. De esta manera, a menor velocidad se forman ondulitas de cresta recta y a medida que aumenta la misma, se forman ondulitas de cresta sinuosa y por último de cresta linguoide (Spalletti, 1980; Dabrio González, 1984). La migración de ondulitas de cresta linguoide genera una laminación en surco o artesa vista en sección transversal al tren de óndulas (Harms y Fahnestock, 1960).

Las trazas de *Scoyenia* se asocian a condiciones de sedimentación de baja energía con exposición subaérea, en terrenos que son inundados intermitentemente durante períodos de avenidas en un ambiente fluvial (MacEachern et al., 2010).

De esta manera, estas areniscas con ondulitas se habrían depositado al haberse producido una desaceleración en la velocidad de la corriente, con posterioridad a un rápido desborde del canal principal del sistema (Viseras et al., 2010).

**Areniscas con estratificación ondulítica compleja Src:** Areniscas de grano muy fino, con estructuras complejas tipo 3D de superposición de trenes de ondulitas. Definen un cuerpo de 15 cm de espesor de geometría tabular, con continuidad lateral y contacto netos y planos. Los clastos arenosos son de composición cuarzo-feldespática con abundante muscovita. Color pardo rojizo moderado 10R 4/6. Presente en P2.

*Interpretación:* La estructura de estas areniscas indica un bajo régimen de flujo con una superposición en las componentes del flujo principal, lo que genera una sobreimposición de diferentes trenes de ondulitas y por lo tanto de formas de lecho (Harms, 1979; Dabrio González, 1984). Como consecuencia, se formaron estas estructuras complejas tridimensionales.

**Bentonita B:** Depósitos de geometría mantiforme, con contactos transicionales hacia la base y netos planares hacia el tope, con un espesor variable entre los 40 y 50 cm. Dichas bentonitas presentan fracturas concoides a subconcooides y en escasos casos mostraron ser deleznable. Mineralógicamente, en las muestras de mano pudieron observarse mediante lupa granos de cuarzo, feldespatos, biotitas y trizas vítreas con fractura concoide, y en algunos casos las muestras se encuentran tapizadas por dendritas de manganeso. Exhiben una diversa gama de colores (en general grises y pardo grisáceos), siendo estos pardo-rojizo oscuro 10R 3/4, gris parduzco claro 5YR 6/1, rojo grisáceo 10R 4/2, rosa grisáceo 5R 8/2, gris rosáceo 5YR 8/1, rojo pálido 10R 6/2 y marrón pálido 5YR 5/2. Descriptas en P1, P2, P4 y P5.

*Interpretación:* Los depósitos de bentonitas, en el caso de ser autigénicas, se generan a partir de la desvitrificación de material volcánico en ambientes cerrados, de baja energía en los que existe un bajo aporte de detritos. Además, para que tal proceso sea posible, es necesario que existan condiciones medianamente alcalinas, es decir que haya cierta concentración de sales en solución (Moore y Reynolds, 1997). Los estratos de bentonita representan diferentes eventos de aporte de cenizas volcánicas a la cuenca, que sufrieron una alteración rápida luego de la sedimentación.

## **Estructuras SSDS (*Soft-sediment deformation structures*, estructuras de deformación en sedimentos blandos)**

- Estratificación contorsionada SSDS (a): Se presenta en un nivel donde se observa una interlaminación de arenisca gris y fango rojizo. Las láminas se encuentran intensamente plegadas pero sin perder su continuidad. Ubicados en P2.
- Calcos de carga SSDS (b): Estructuras en forma de nódulos que sobresalen del piso de una arenisca gris muy fina, penetrando un nivel de heterolitas de laminación plano paralela. Ubicados en P2.
- Escapes de fluidos: Se encuentran asociados al nivel con estratificación contorsionada.

*Interpretación:* Actualmente, existe un amplio debate en cuanto a la formación de las SSDS. Shanmugan (2017), realizó una síntesis a partir de diferentes hipótesis propuestas por una amplia gama de autores, y concluyó que las SSDS consisten de deformaciones que ocurren previo a la litificación de los sedimentos, las cuales acaecen bajo un estado de licuidización. El término licuidización engloba los mecanismos de licuefacción y fluidización. La licuefacción ocurre cuando un material granular, bien seleccionado y pobremente empaquetado colapsa como consecuencia de un incremento en la presión de fluido poral (Shanmugan, 2017). Esta disrupción en la fábrica original de la roca resulta en la reducción de los esfuerzos de cizalla. Por otra parte, la fluidización ocurre cuando, como consecuencia de una rápida perturbación, el fluido del sistema es forzado a migrar hacia arriba a través de la masa de granos hasta que el peso de los granos sumergidos es balanceado por el arrastre total del fluido (Shanmugan, 2017). A diferencia de la licuefacción, la fluidización requiere de un influjo externo de fluido.

Teniendo en cuenta estos procesos, la presencia de estructuras SSDS en el área de estudio podría indicar la presencia de terrenos fuertemente saturados en agua y su génesis podría vincularse a una rápida presión por carga debido a un aporte repentino y brusco de sedimentos luego de una avenida por desborde del canal.

### **5.1.2 Asociación de facies**

Nuevamente, para realizar la asociación de facies se optó por adoptar el criterio de clasificación de Miall (2010), identificándose de esta manera cinco elementos

arquitecturales que se resumen en la Tabla 6. En el caso de la asociación de facies para *overbank distal*, ante la ausencia de un acrónimo apropiado, se optó por adoptar las siglas OD para referirse para la misma.

Elemento arquitectural	Símbolo	Geometría	Arreglo de facies	Interpretación
<i>Laminated sand sheet</i>	LS	Tabular a mantiforme	Sh (a), Sh (b), Sh (c), Sl, Srlg, Src	Depósitos de <i>crevasse</i> distales y <i>sheetfloods</i> (avenidas mantiformes)
<i>Sandy bedforms</i>	SB	Tabular (barra de canal secundario) y lenticular (relleno de canal efímero)	Sh (b), Sp(a), St, Srlg	Depósitos de relleno de canal, Barras de mediana envergadura
<i>Crevasse channel</i>	CR	Lenticular a subtabular	Sh (b), Se. Nota: suprayace al cuerpo Sp(b)	Depósitos de desborde
<i>Overbank fines</i>	FF	Tabular a mantiforme	Fl, Fm, Htw, Htf	Depósitos finos de llanura de inundación
<i>Overbank distal</i>	OD	Tabular	Htl, SSDS(a), SSDS (b), B	Depósitos de <i>floodbasin</i>

Tabla 6: Elementos arquitecturales identificados

***Laminated sand sheet:*** Se observa en todos los perfiles como conjuntos de estratos arenosos que definen cuerpos de geometrías tabulares y mantiformes (la geometría mantiforme se exhibe en cuerpos arenosos muy finos, del orden los 3 cm de espesor con laminación plano paralela, facies Sh(c). Se observan como facies integrantes Sh(a) (areniscas con estratificación horizontal y skolithos), Sh (b) y Sh (c) (areniscas con laminación plano paralela), Sl (areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo), Srlg (areniscas con ondulitas linguoides) y Src (areniscas con ondulitas complejas).

***Interpretación:*** Esta asociación de facies se interpreta como depósitos de *crevasse splay* distales asociados al desarrollo de avenidas mantiformes (*sheetfloods*). La depositación en la llanura de inundación alejada del canal de sedimentación ocurre de manera esporádica al producirse desbordes importantes desde el canal principal (Viseras et al., 2010). Las capas de inundación laminar poseen una asociación de facies típica Sh-Sr. La facies Sh indica un flujo inicial muy rápido, mientras que Sr representa los estadios de desaceleración y pérdida de energía de la corriente (Viseras et al., 2010). La presencia de

facies S1 indica la migración de formas de lecho de poco relieve y baja energía en los estadios finales de circulación de agua en terrenos semicanalizados (Sánchez-Moya et al., 2010).

**Sandy bedforms:** Se incluyeron dentro de esta clasificación macroformas canaliformes y barras arenosas. Para el primer caso, en los perfiles 4 y 5, se observa un depósito con forma de canal, de geometría lenticular con borde inferior cóncavo hacia arriba. El mismo presenta hacia la base areniscas con laminación plano paralela Sh (b), seguidas por areniscas con estratificación cruzada en artesa St hacia el tope (Figura 17). Este cuerpo exhibe una variación lateral de facies, de manera que las areniscas con artesas gradan a areniscas con laminación ondulítica (Srlg). A su vez, esta variación se encuentra acompañada por un acuñamiento lateral del cuerpo.



Figura 17: Detalle de la litofacies St presente en la macroforma canaliforme.

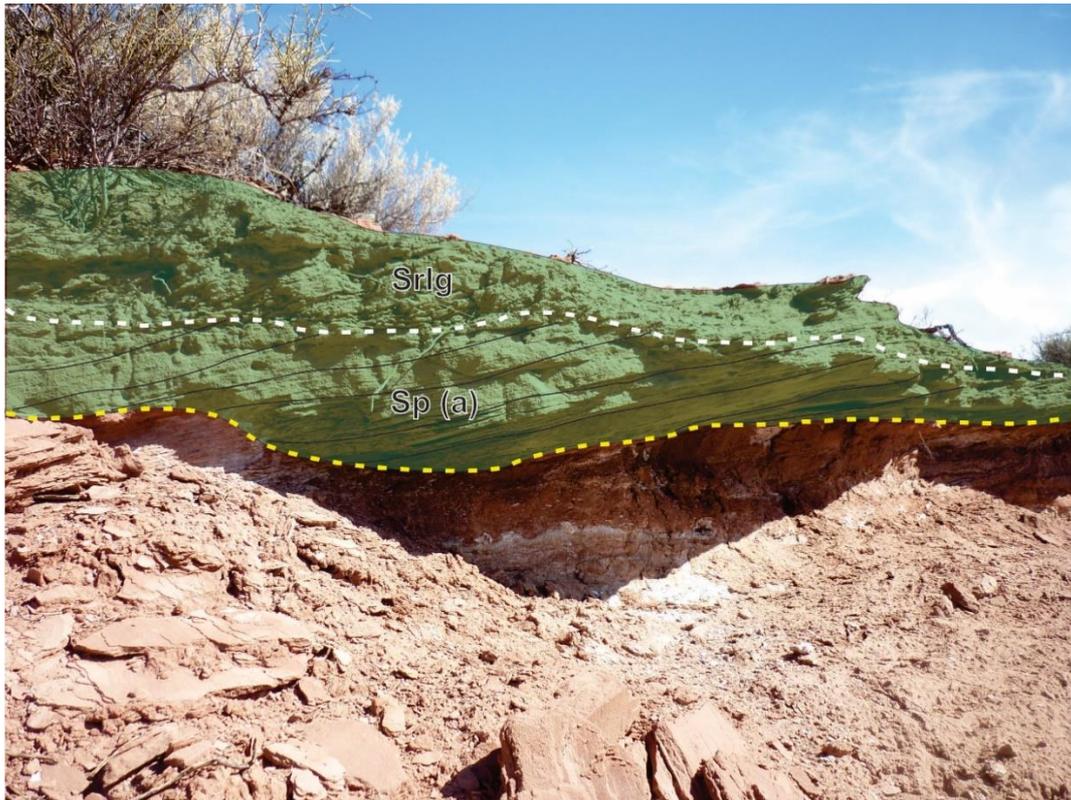


Figura 18: Barra arenosa de acreción frontal.

Por otra parte, en el perfil 2, se identificó una barra de geometría tabular, con contacto neto planar hacia la base (Figura 18). En cuanto a la asociación de facies, se observan hacia la base del cuerpo areniscas con laminación plano paralela Sh(b), seguidas por areniscas de grano grueso con estratificación cruzada tangencial Sp(a), culminando con areniscas con ondulitas linguoides Srlg.

*Interpretación:* En base a la asociación de facies observada, se infiere la presencia de un depósito de relleno de canal efímero de pequeñas dimensiones en los perfiles 4 y 5.

Por otra parte, la barra arenosa identificada en el perfil 2 constituye un cuerpo de mediana envergadura, pudiéndose asociarse a un canal secundario. Se trataría entonces de una barra de acreción frontal la cual posee hacia su base formas de lecho de baja energía, seguida por una facies Sp originada por la migración de dunas, culminando con ondulitas de cresta linguoide las cuales se formaron a medida que desaceleraba la velocidad del flujo inicial.

**Crevasse channel:** Se encuentra representado (en el Perfil 3) por un cuerpo de geometría lenticular con laminación plano paralela Sh(b) e intraclastos pelíticos hacia la base (Se),

el cual descansa sobre las areniscas finas, fangosas, pardo rojizas que tienen estratificación cruzada tangencial Sp(b) (Figura 19).

*Interpretación:* En base a la presencia de intraclastos pelíticos hacia la base de la macroforma, se infiere que la misma representaría un depósito de crevasse proximal, Hacia el techo, se observan depósitos tractivos de carácter mermante y de alta energía representados por las facies Sh.

**Overbank fines:** Se incluye dentro de esta asociación a las fangolitas, tanto laminadas como masivas (Fl y Fm) y a depósitos de laminación mixta (Htw y Htf) que se encuentran englobados dentro de cuerpos de geometría tabular a mantiforme.

*Interpretación:* Esta asociación de facies se encuentra incluida por una gran proporción de sedimentos finos que se depositaron a partir de la decantación en condiciones de baja energía en la planicie de inundación. Se incluyen además, debido al carácter mixto del sistema, depósitos heterolíticos también originados en condiciones de bajo régimen de flujo.

**Overbank distal:** Se incluyen dentro de esta asociación a depósitos finos (Htl) muy finos (B) y también deformados (SSDS (a), SSDS(b), Htl) correspondientes a los sectores más deprimidos de la planicie de inundación, afectada únicamente por flujos de desborde con baja energía que conforman terrenos fuertemente saturados en agua. Comprende la asociación de facies Htl, Htf, Htw, SSDS(a), SSDS (b) y B.

*Interpretación:* La asociación de facies existente se corresponde con los sectores más deprimidos de la planicie de inundación, la cual es afectada únicamente por flujos de desborde con baja energía que conforman terrenos fuertemente saturados en agua. Como consecuencia de las avenidas, se produce un shock en el terreno debido a un brusco aporte de agua y sedimentos, lo que genera la licuidización de los depósitos aún no consolidados, generándose como consecuencia estructuras de deformación sinsedimentarias.

Por otra parte, las bentonitas se habrían generado en cuerpos de agua someros y posiblemente estancos ubicados en la zona más deprimida de la planicie de inundación o *floodbasin*. Los cuerpos de aguas estancas de la planicie de inundación pueden persistir

durante meses e incluso años en climas donde no se produce importante evaporación o bien por la presencia de un nivel freático elevado (Viseras et al. 2010).

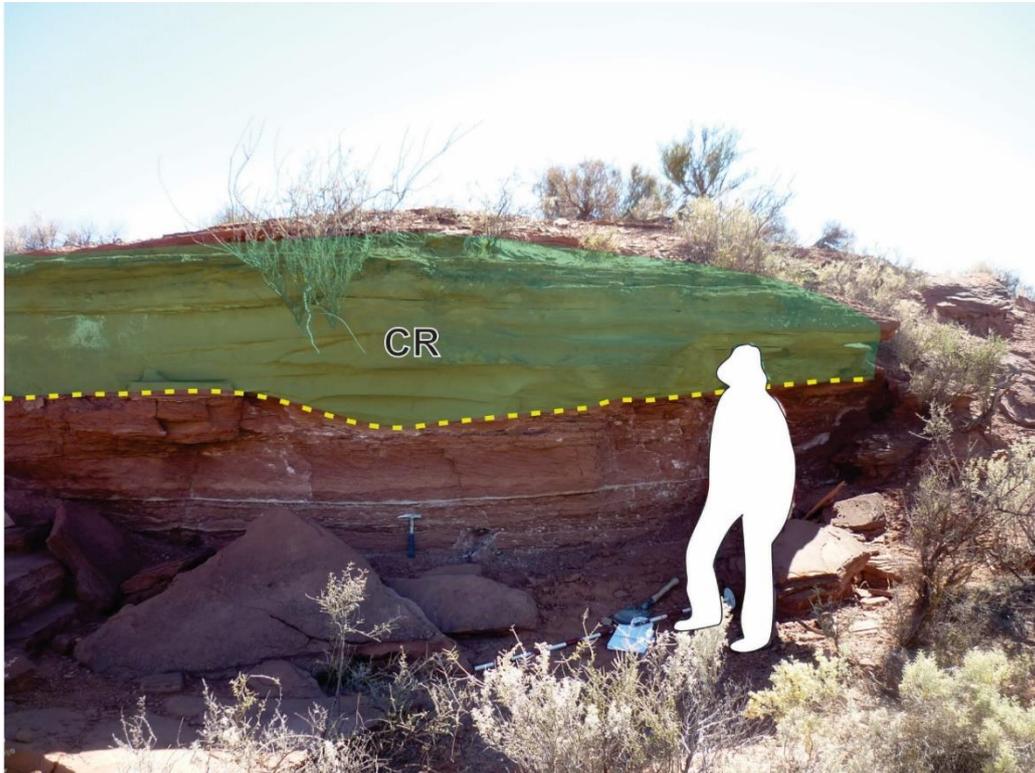


Figura 19: Macroforma CR (*crevasse channel*).

## 5.2 Análisis granulométrico

La determinación del tamaño de grano de una sedimentita y el estudio de la distribución de frecuencias resulta crucial en cualquier análisis estratigráfico, ya que constituye un factor descriptivo de las rocas que componen las sucesiones sedimentarias, tiene valor sistemático y reúne una serie de conceptos de gran utilidad en las reconstrucciones ambientales (Spalletti, 1980).

Los primeros resultados obtenidos de los análisis granulométricos de las bentonitas mostraron que los valores porcentuales de arcilla obtenidos a partir de los ensayos no resultaron ser coherentes con aquellos registrados por medio de DRX en trabajos previos al presente. Por este motivo, se decidió repetir las mediciones en algunas de las muestras previa determinación de conductividad y pH para corroborar si un contenido elevado de sales podría haber floculado la fracción arcillosa.

Los valores de conductividad así medidos variaron entre los 3.29 y los 12.2 mS, mientras que los de pH entre 6.1 y 7.6. Por lo tanto, se optó por realizar un lavado de las sales antes de repetir los granulométricos en M3, M5, M6 y M7 inf.

De las muestras M1, M2 y M4, en las cuales no se repitieron los ensayos, únicamente sería válido concluir que, al igual que en las otras muestras, el contenido de arena es mínimo, encontrándose en un rango de 0,27 a 0,4%.

	<b>M3</b>	<b>M5</b>	<b>M6</b>	<b>M7</b>
Fracción arcilla %	94,838	92,43	93,56	91,15
Fracción limo %	5,0975	6,26	6,3925	8,6425
Fracción arena %	0,065	1,31	0,0475	0,2075

Tabla 7: Porcentajes de arcilla, limo y arena de las bentonitas.

Los análisis de tamaño de partícula muestran que el tamaño predominante es la fracción arcilla en las bentonitas del yacimiento Justina. En contraposición, la fracción gruesa mayor a 62 micrones, y la fracción limo presentan un valor máximo del 0,4% y 8.64%, respectivamente (Tabla 7). La forma de las curvas granulométricas indica casi exclusivamente la presencia de material arcilloso transportado por suspensión (Spalletti, 1980) (Figura 20).

Debido a la escasez de individuos tamaño limo o superior, la determinación de los parámetros estadísticos de Folk y Ward (1957) a partir de las curvas granulométricas no fue posible.

A partir del análisis de los histogramas obtenidos, se determinó una moda de  $3.9\mu\text{m}$  (arcilla) para las muestras M5, M6 y M7, mientras que para la muestra M3 la misma fue  $0.49\mu\text{m}$  (Figura 21). Las distribuciones granulométricas para todos los casos demostraron ser unimodales, y en la muestra M3, se pudo observar además que la distribución es asimétrica hacia la izquierda (cola de gruesos) (Figura 21A).

Por último, los porcentajes de las tres poblaciones de tamaño de grano se representaron en un diagrama ternario arcilla-limo-arena según Folk (1968) (Figura 22) y de esta manera se logró clasificar a las muestras como arcilitas.

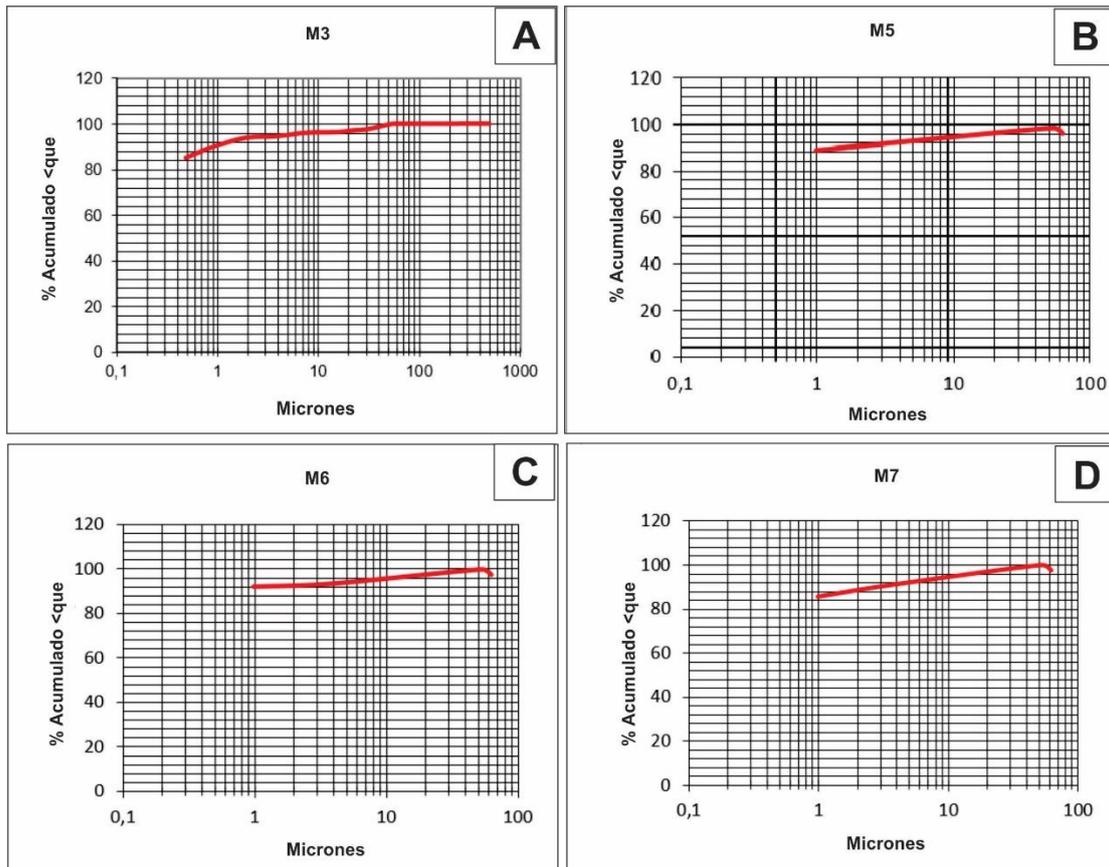


Figura 20: Curvas acumuladas obtenidas a partir del análisis granulométrico: a) Curva granulométrica de la muestra M3, b) Curva granulométrica de la muestra M5, c) Curva granulométrica de la muestra M6, d) Curva granulométrica de la muestra M7.

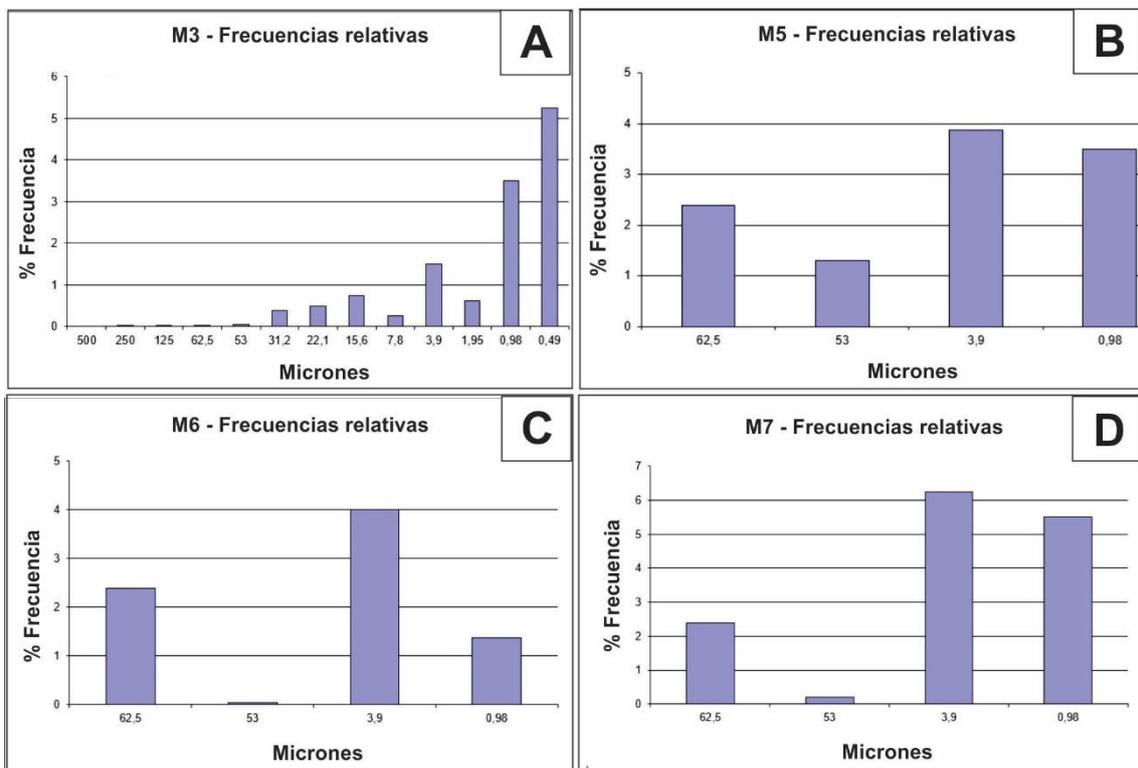


Figura 21: Histogramas de frecuencias acumuladas obtenidos mediante el análisis granulométrico: a) Histograma de la muestra M3, b) Histograma de la muestra M5, c) Histograma de la muestra M6 y d) Histograma de la muestra M7.

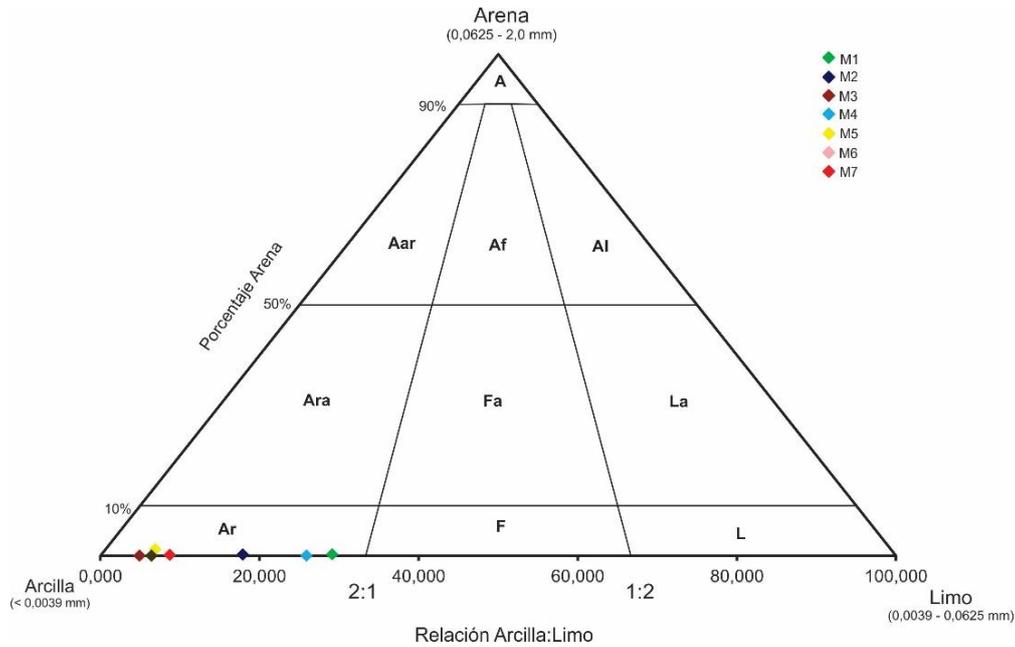


Figura 22: Diagrama ternario arcilla-limo-arena para las muestras del yacimiento Justina. Se observa que todas las muestras caen dentro del campo de las arcillas.

### 5.3 Mineralogía

Las bentonitas del yacimiento Justina tienen como principal componente mineralógico una esmectita (>96%) y escasos minerales acompañantes. Por otra parte, los argilominerales presentes en las areniscas y fangolita subyacentes al nivel de bentonita del Perfil P4 mostraron interesantes variaciones composicionales, siendo la illita y el interestratificado Illita/Esmectita (I/S) mayoritarios, y la caolinita y la clorita minoritarias.

#### 5.3.1 Mineralogía de las bentonitas

##### 5.3.1.1 Análisis por DRX de la muestra total

Minerales %	M3	M4	M6	M7	M10
Minerales arcillosos + mica	97	98	97	98	96
Cuarzo	1	<1	1	1	1
Cristobalita	1	1	1	1	<1
Feldespato potásico					<1
Ceolita					1
Plagioclasa	<1	<1	<1	<1	1
Lepidocrosita	Ac.	Ac.	Ac.	Ac.	Ac.
Goethita	Ac.	Ac.	Ac.	Ac.	Ac.

Tabla 8: Composición mineralógica de cinco muestras de bentonita del Yacimiento Justina. Ac.=accesorio, <1%=Traza.

Las bentonitas de la región de estudio están constituidas por un 96 a 98% de minerales arcillosos + mica según semicuantificación por DRX, lo que demuestra un alto grado de pureza mineralógica (Tabla 8; Figura 23). Como minerales acompañantes se identificaron en todas las muestras cristobalita y cuarzo en una abundancia de aproximadamente 1% y ceolita en la muestra M10. Por otra parte, como traza se identificó plagioclasa en todas las muestras y feldespato potásico en M10. Por último, la lepidocrocita y la goethita se presentan como minerales accesorios, los cuales no son cuantificables mediante este método.

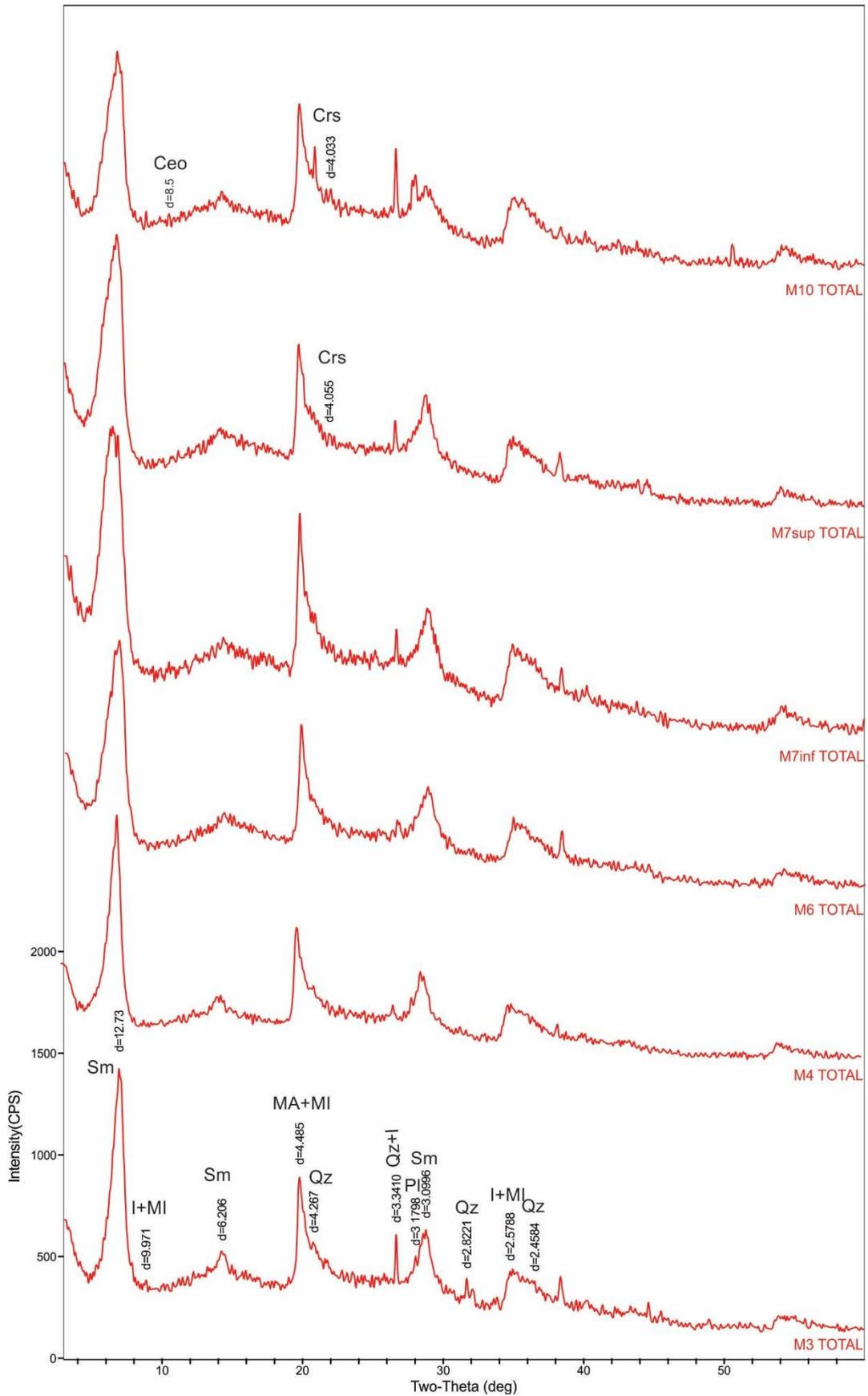


Figura 23: Patrones de difracción de rayos X de muestra en polvo total de diferentes muestras del manto de bentonita. Sm= esmectita, I+MI= illita y micas, MA+MI= minerales arcillosos y micas, Qz= cuarzo, Qz+I= cuarzo e illita, Crs= cristobalita, Ceo= ceolita.

### 5.3.1.2 Petrografía de grano suelto de los minerales acompañantes

En base al conteo modal realizado para el retenido en el tamiz #120 (fracción arena fina) de todas las muestras (Tabla 9), resulta notorio el abundante contenido de líticos (Figura 24G, 24H, 24I) que exhiben las muestras, encontrándose en general en una proporción mayor al 40% y excediendo el 60% en las muestras M3, M6 y M7inf. Algunos de estos líticos se pudieron identificar como granos de andesita debido a que presentan una textura hialo-ofítica, en la que las tablillas de plagioclasa no se tocan entre sí, en una pasta rica en vidrio (Figura 24I).

Muestra (retenido #120)	Qz%	Fk%	Pl%	Bt %	Ag. fibro. de Qz %	Líticos %	Vidrio %	Op %
M1	20	1	12	8	5	50	3	1
M2	31		7	56	2	4		
M3	7		5	22	4	61		1
M4	31		14	7	7	41		
M5	28	3	7	42	3	15	2	
M6	14		4	14		67	1	
M7inf	2	1	8	10	4	75		
M7sup	10	1	4	30		53	1	

Tabla 9: Conteo modal de los minerales de la fracción arena retenida en el tamiz ASTM #120 (fracción arena fina). Qz: cuarzo, Fk: feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Bt: biotita, Ag. fibro. de Qz: agregado fibro-radial de cuarzo, Op: opacos.

El segundo individuo más importante en abundancia es la biotita. La misma se presenta en proporciones variables, registrándose una mayor abundancia en las muestras M5 y M2, con un 42% y 56% respectivamente. Los cristales de este mineral son subhedrales, a veces anhedrales y en su mayoría se encuentran desferritizados, exhibiendo un color verdoso y algunas manchas de óxidos superficiales (Figura 24A).

Los cristales de cuarzo se encontraron en una abundancia de entre el 20 y 30% para las muestras M1, M2, M4 y M5, en tanto que para las muestras M3, M6 y M7 su abundancia demostró ser menor al 14%. En todos los casos, los cuarzos se presentan anhedrales, subredondeados, con inclusiones fluidas y extinción ondulosa, lo que sugiere que los mismos tienen un origen plutónico (Figura 24C).

Las plagioclasas, con maclas polisintéticas y zonaciones, se identificaron como andesinas y oligoclasas, de manera que tendrían origen en magmas intermedios y básicos (Figura 24B). En general, la abundancia registrada varió entre un 4 y un 14%.

Los agregados de cuarzo fibro-radial se identificaron para todas las muestras excepto en M6 y M7sup, registrándose una mayor abundancia en la muestra M4. Los mismos se presentan como cristales anhedrales y subangulosos, con un aspecto puntillado (Figura 24F).

En menor abundancia, se observaron trizas vítreas en M1, M5, M6 y M7sup (Figuras 24D y 24E), feldespatos potásicos subhedrales en las muestras M1, M5 y M7 y opacos en las muestras M1 y M3.

En la Tabla 10 se muestran los minerales acompañantes retenidos en el tamiz #230 (fracción arena muy fina), correspondientes a la fracción arena muy fina. Se observó que los individuos más abundantes son los líticos, los cuales, salvo en las muestras M3, M4 y M5, se registraron en una abundancia de entre el 48 y 66%. Al igual que en la fracción descrita previamente, parte de estos líticos se pudieron clasificar como granos de andesita.

<b>MUESTRA (retenido #230)</b>	Qz%	Fk%	Pl%	Bt %	Ag. Fibro. de Qz %	Líticos %	Vidrio %	Op %
M1	19	4	20	6	4	48	1	
M2	12		2	13	9	63	1	
M3	30		6	30	4	25	4	1
M4	25	1	30	1	1	34		8
M5	19	2	13	38		25	2	1
M6	9	2	13	10		66		
M7inf	4		4	29	5	55	2	
M7sup	23	1	6	10	2	56		2

Tabla 10: Conteo modal de los minerales de la fracción arena retenida en el tamiz ASTM #230 (fracción arena muy fina). Qz: cuarzo, Fk: feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Bt: biotita, Ag. fibro. de Qz: agregado fibro-radial de cuarzo, Op: opacos.

La siguiente población más sobresaliente es la de cuarzo. Los granos de cuarzo comprenden entre un 19 al 30% del total, excepto para las muestras M6 y M7inf. Los mismos, al igual que en los retenidos en la malla #120, exhiben características que permiten inferir un origen plutónico. Únicamente en la muestra M2 se observaron cuarzoes engolfados que demostrarían ser de origen volcánico

La biotita se encuentra en proporciones variables, siendo más abundante en las muestras M5 y M3 y más escasa en las muestras M4 y M1. En las muestras M3 y M7sup se encontraron individuos con inclusiones de rutilo en forma de agujas.

La plagioclasa, también de una abundancia intermedia pero menos variable que la biotita, se presentó como cristales anhedrales a subhedrales, con maclas polisintéticas y zonaciones, y al igual que para la fracción arena fina, se determinó una composición promedio andesina.

Agregados fibro-radiales de cuarzo se pudieron identificar en todas las muestras salvo en las M5 y M6, y en menor proporción, se encontraron feldespatos potásicos tipo microclino con su típica macla enrejada (Figura 24J), trizas de vidrio y opacos, encontrándose la mayor cantidad de estos últimos en la muestra M4.

En la Figura 24, se ilustra con imágenes los individuos identificados en los retenidos de los tamices #120 y #230.

En base a lo observado, se puede afirmar que no se detectaron diferencias significativas en la proporción de las diferentes especies minerales en los retenidos #120 y #230, siendo el orden de abundancia relativa el siguiente: líticos >> bt > pl=qz > Ag. fibro. de Qz > vidrio=Fk > Op.

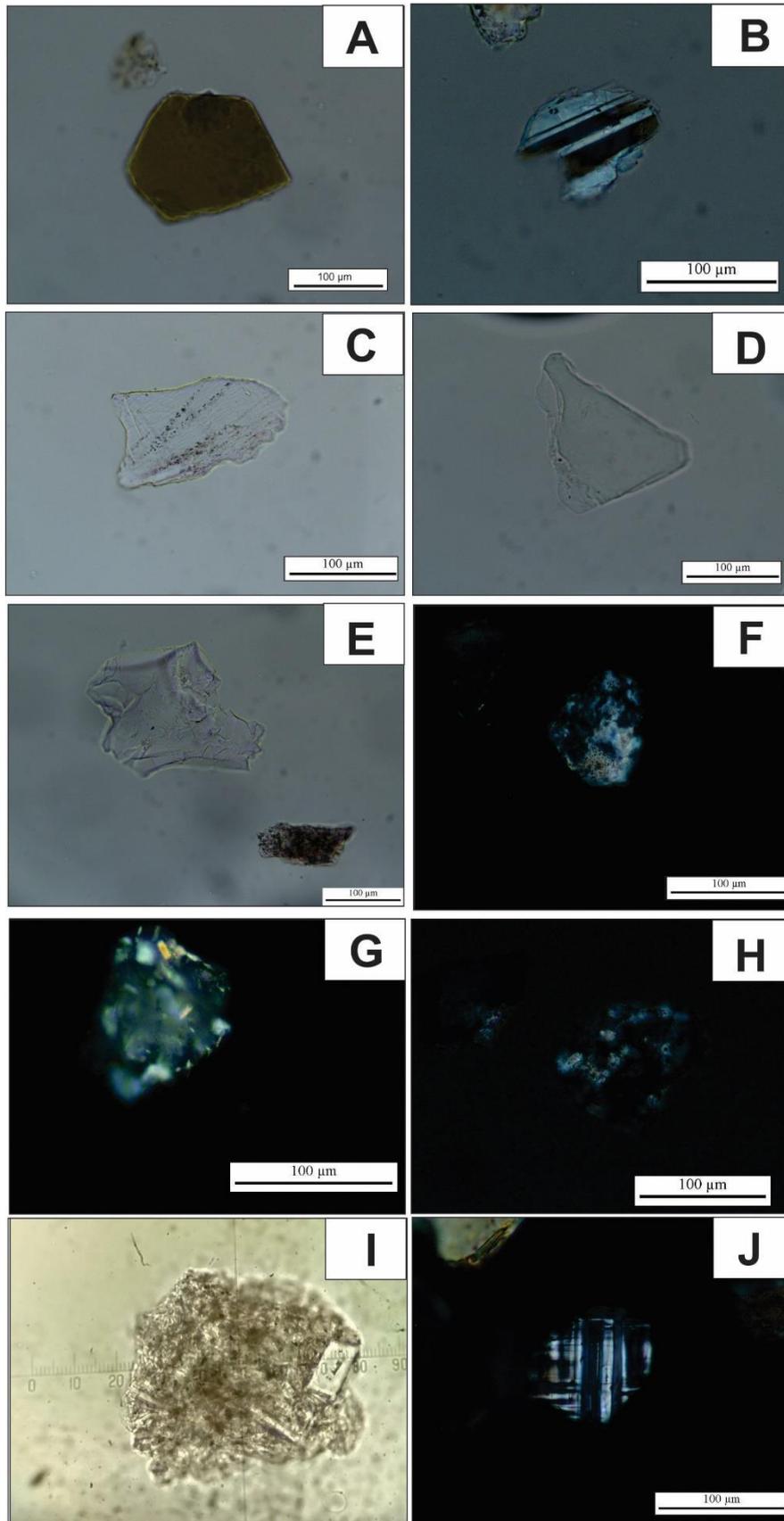


Figura 24: a) Biotita subhedral, b) Plagioclasa con maclas polisintéticas, c) Cuarzo con inclusiones fluidas, d) y e) Triza vítrea, f) Agregado fibroradial de cuarzo g), h) i) Líticos, j) Microclino con macla enrejada.

### 5.3.1.3 Análisis por DRX de la fracción <2 $\mu\text{m}$

El estudio mineralógico por medio de DRX en las muestras de bentonita, revela que el mineral arcilloso más abundante de la fracción <2  $\mu\text{m}$  es una esmectita. Para el caso de los preparados secos al aire, se identificaron las reflexiones basales (001) diagnósticas con  $d \sim 12,5 \text{ \AA}$  mientras que en los preparados sometidos a vapores de etilen-glicol, las reflexiones basales (001) varían desde  $d=16.92 \text{ \AA}$  a  $d=17.31 \text{ \AA}$ , verificándose el aumento del espacio intercapa de las esmectitas (Figura 25).

La homoionización con Mg de la muestra M10, permitió confirmar la presencia de esmectita, ya que la reflexión basal (001) del preparado homoionizado y seco al aire corresponde a  $d= 14.29 \text{ \AA}$ , en contraposición con el preparado homoionizado y sometido a vapores de glicerol, con  $d= 15.02 \text{ \AA}$ , verificándose expansión (Figura 4). Se descartó de esta manera que hubiera vermiculita, ya que la misma exhibe reflexiones basales (001) para  $d \sim 14.29 \text{ \AA}$  en preparado tanto seco al aire como sometido a vapores de etilen-glicol. La posterior calcinación de la muestra M10 permitió observar el colapso del argilomineral a  $375^\circ\text{C}$  y luego a  $500^\circ\text{C}$  con reflexiones basales (001)  $d= 9.904 \text{ \AA}$  y  $d= 9.835 \text{ \AA}$  respectivamente, lo que constituye un comportamiento característico de una esmectita (Figura 26). Esta observación se encuentra en concordancia con lo concluido por Martínez et al. (2014), quienes caracterizaron al argilomineral presente en la bentonita como una esmectita dioctaédrica del tipo montmorillonita.

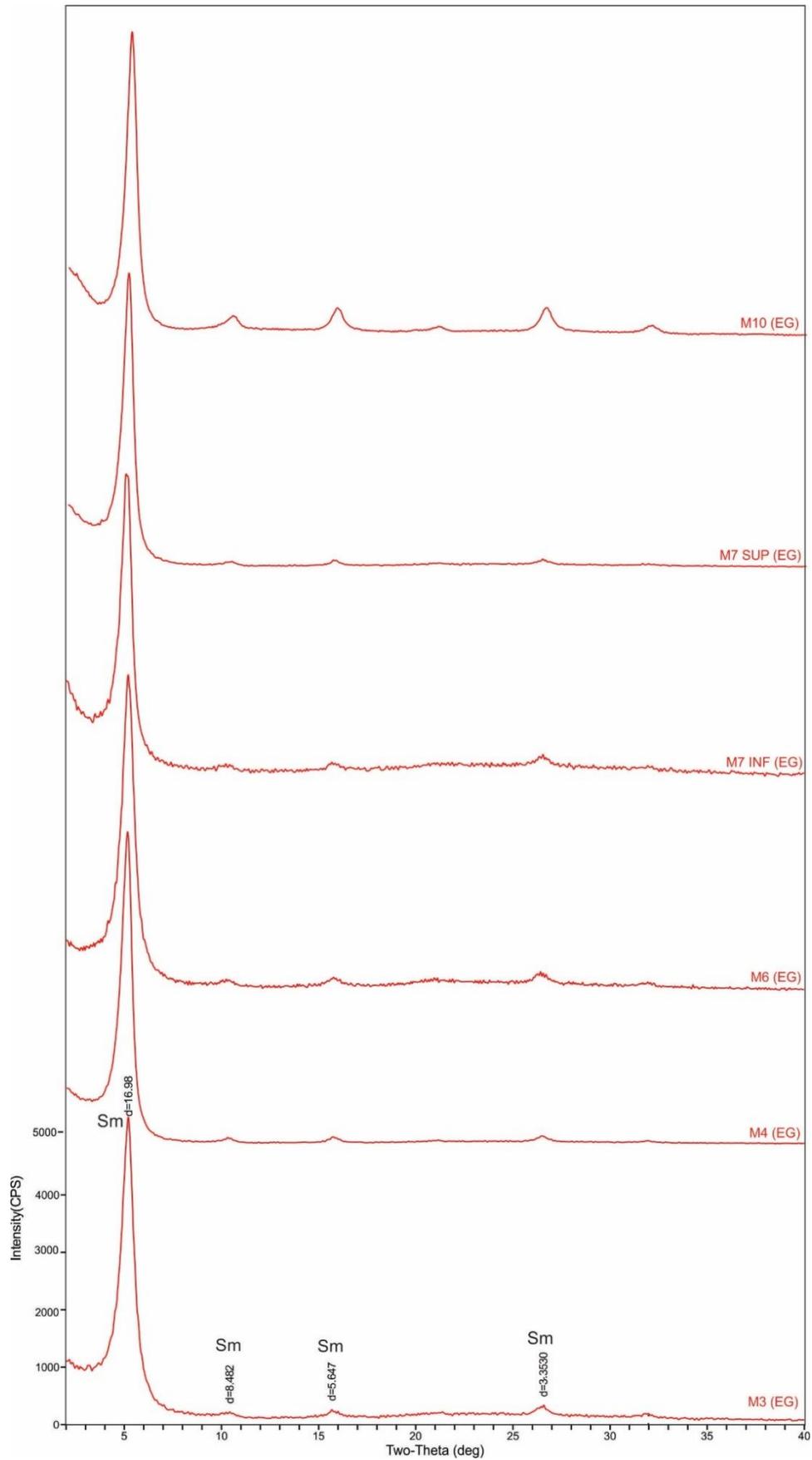


Figura 25: Patrones de difracción de rayos X para muestras orientadas <2 μm de bentonita sometidas a vapores de etilen-glicol. Sm= esmectita, EG= etilen-glicol.

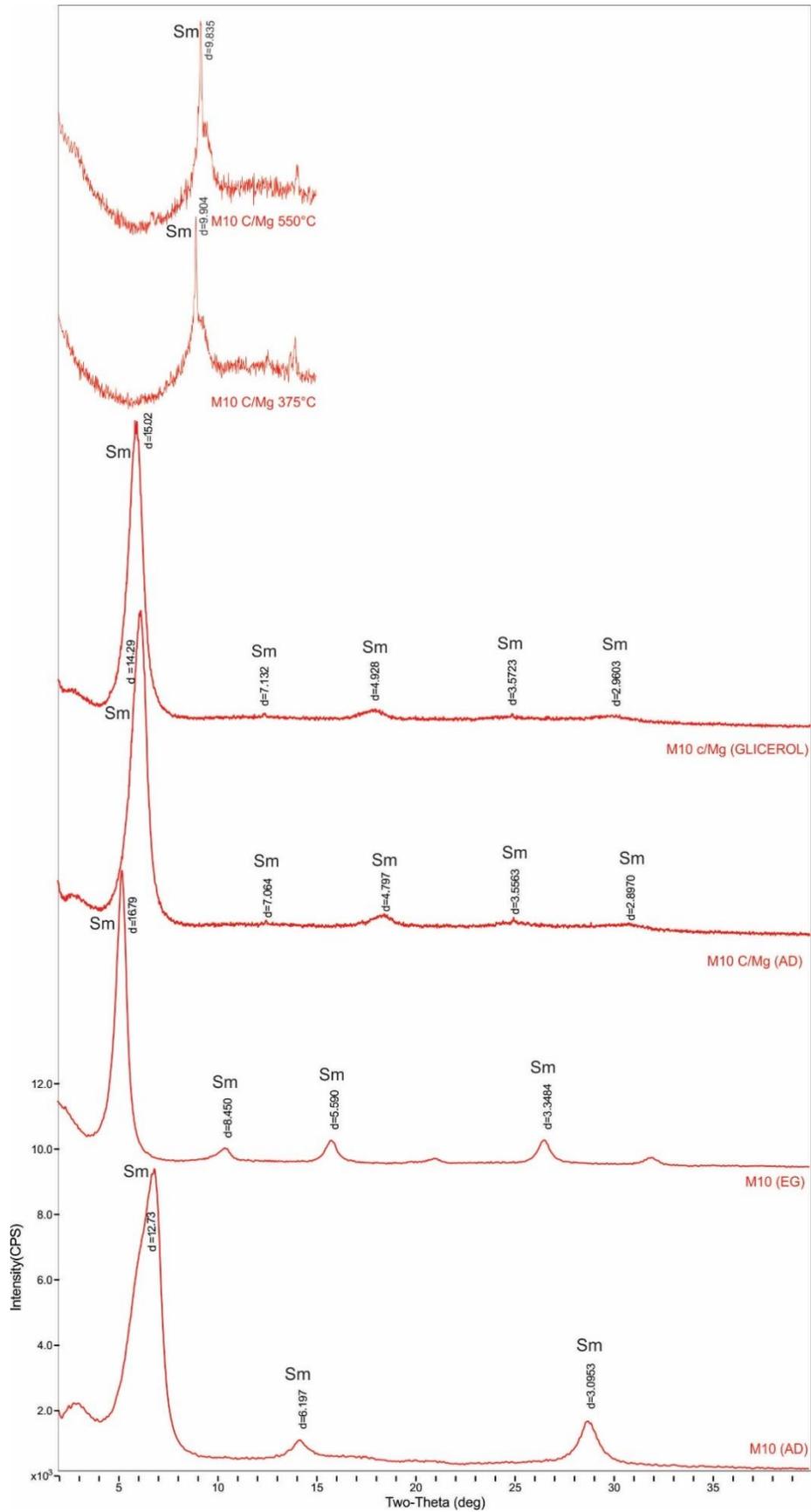


Figura 26: Patrones de difracción de rayos X de la muestra M10 para la fracción <math>< 2 \mu\text{m}</math>. De abajo hacia arriba: seco al aire (AD), sometida a vapores de etilenglicol (EG), homoionizada con Mg y seco al aire, homoionizada con Mg y sometida a vapores de glicerol, calcinada a 375°C y calcinada a 500°C.

### Grado de cristalinidad de la esmectita

Al determinar el grado de cristalinidad de las esmectitas utilizando el índice de Biscaye (1965), se pudo observar que las mismas poseen un elevado grado de cristalinidad, con una relación  $V/P > 0.93$ . Por otra parte, al comparar las reflexiones basales (001) de los diagramas glicolados con las clases de cristalinidad propuestas por Thorez (1975), se observó que todas las muestras analizadas se encuentran incluidas dentro de la clase A, de buena cristalinidad, caracterizada por difractogramas con reflexiones bien definidas y agudas. En la Figura 27 se ilustra un ejemplo de análisis del grado de cristalinidad mediante el índice de Biscaye en la muestra M10.

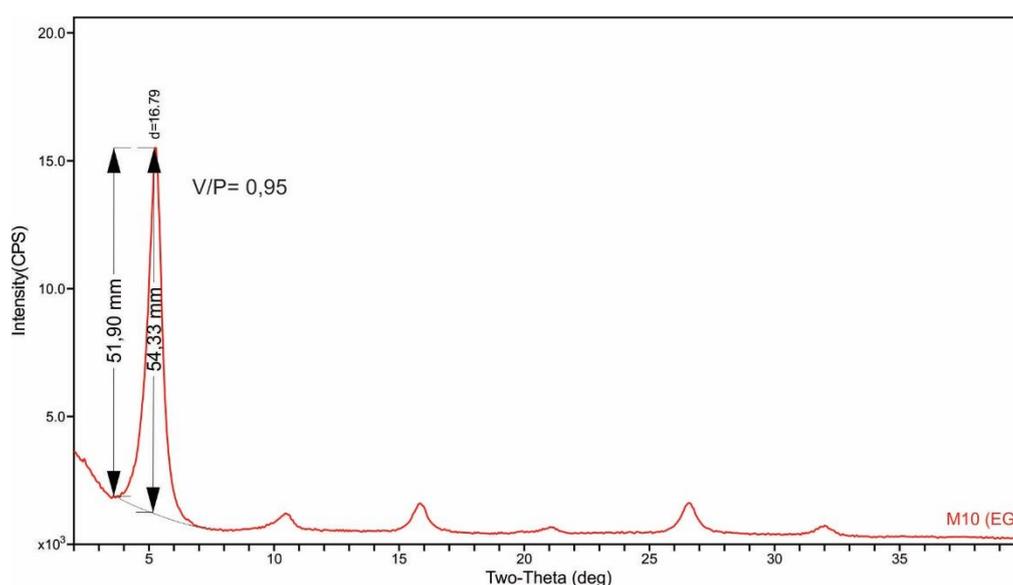


Figura 27: Ejemplo de cálculo del índice de Biscaye en la muestra de bentonita M10.

#### 5.3.1.4 Análisis de microfábrica por medio de MEB

La bentonita tiene un aspecto general de tipo masivo constituida por partículas arcillosas de tamaño de entre 2 y 3 micrones de bordes crenulados, con arreglos entre partículas de tipo cara-cara, predominante, y borde-cara en menor proporción. Se identificaron dos tipos de dominios, uno de ellos con disposición de las partículas cara-cara en forma de cadena tipo H y el otro de borde-cara tipo G (Bennet et al. 1990) (Figura 28). El primero de ellos le otorga a la muestra un aspecto macizo, mientras que el segundo le confiere una apariencia más abierta.

Por otra parte, se identificaron múltiples espacios interporales. Los poros más pequeños poseen un diámetro de entre 0.96 a 1.48  $\mu\text{m}$  mientras que los más grandes rondan entre los 3.17 hasta los 6.05  $\mu\text{m}$  (Figura 28).

De acuerdo a las observaciones realizadas se podría inferir que el mecanismo que favoreció la microfábrica de estas bentonitas sería de tipo electroquímico. Este mecanismo se produce en medios acuosos con alto contenido de sales y, según varía la salinidad del medio y la concentración de sedimentos, las partículas se agregan dando lugar a los arreglos antes descritos (Bennett et al, 1990).

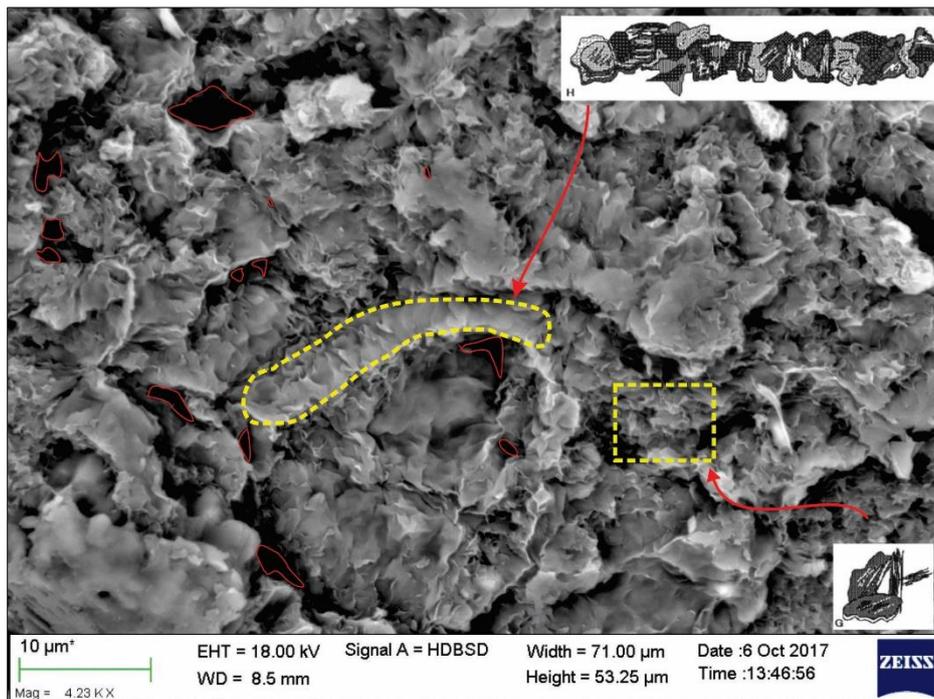


Figura 28: Imagen SEM de la muestra M6 de bentonita. Entre líneas punteadas amarillas, se señalan, de manera separada, los dominios cara-cara en cadena tipo H y borde-cara tipo G según Bennet et al. (1990). Englobados en líneas llenas rojas, se indican los espacios interporales

Por último, en la Figura 29, se indican a modo de ejemplo dos minerales acompañantes, siendo estos plagioclasa y mica de acuerdo a su hábito y su análisis de espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS) (Figura 30).

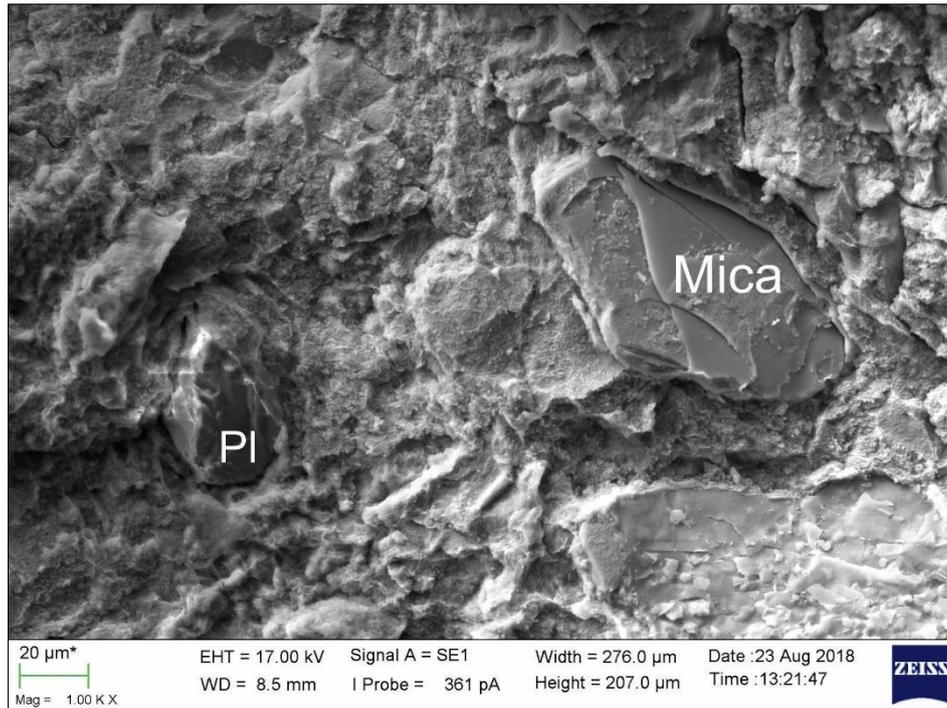


Figura 29: Imagen SEM mostrando los minerales acompañantes plagioclasa y mica biotita. Plg= plagioclasa.

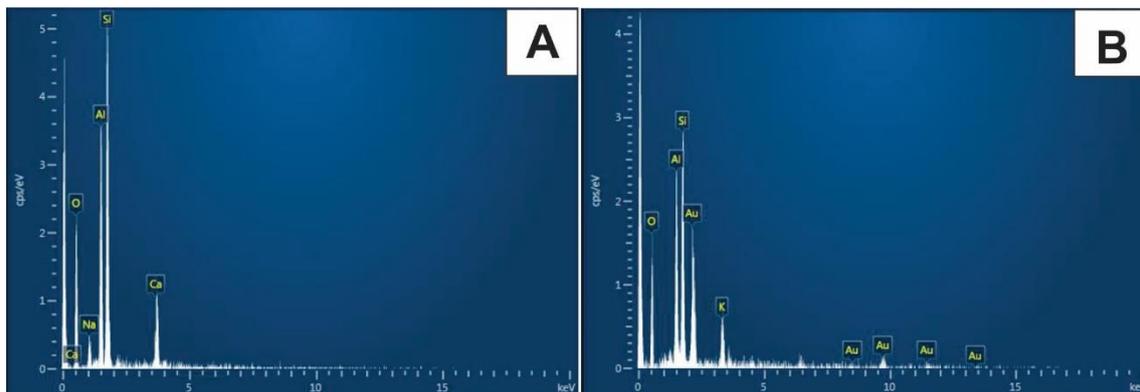


Figura 30: Gráficos de EDS correspondientes a los minerales acompañantes identificados por MEB. 8a) plagioclasa y 8b) mica muscovita

### 5.3.2 Mineralogía de psamitas y fangolita

#### 5.3.2.1 Análisis por DRX de la fracción <math><2\ \mu\text{m}</math>

El estudio mineralógico por medio de DRX de la fracción <math><2\ \mu\text{m}</math> de las muestras de psamitas y de la fangolita, permitió confirmar la presencia de diversos minerales arcillosos, siendo estos material illítico, un interestratificado Illita/Esmectita (I/S), caolinita y clorita (Tabla 11). Si bien las abundancias relativas de los mismos variaron para cada muestra, se verificó que las dos especies más abundantes son el I/S y el material illítico. De esta manera, el I/S predomina en las muestras P2M1, P2M6 y P2M6a mientras

que el material illítico lo hace en las muestras 1A1, 2A1 y P2M4. En las muestras P2M7, 2A1 y 2A2, la proporción I/S: material illítico es dentro de todo homogénea.

Muestra	I/S		Material Illítico	Cao+Clo	Cao	Clo
	%	%Sm				
1A1	19	50	74		6	1
2A1	32	50	48		17	3
2A2	48	70-80	48		2	1
P2M1	85	50	15			
P2M4	23	50	73	4		
P2M6	72	50	26		1	1
P2M6a	87	50	13	T		
P2M7	45	50	49	6		

Tabla 11: Composición mineralógica de muestras de psamita y fangolita del Yacimiento Justina, obtenida mediante semicuantificación. I/S= interestratificado illita/esmectita, Cao+Clo= caolinita y clorita, Cao= caolinita, Clo= clorita, <1%=traza.

Mediante el análisis de los difractogramas, se pudieron identificar reflexiones basales (001) con valores  $d=12$  a  $d=15\text{Å}$  para el I/S en los preparados secos al aire, mientras que en los sometidos vapores de etilen-glicol, dichas reflexiones varían desde  $d=16.79\text{Å}$  a  $d=17.52\text{Å}$ , verificándose el aumento del espacio intercapa de la esmectita del interestratificado (Figura 31). Cabe mencionar que al determinar el porcentaje relativo de esmectita en el I/S, se concluyó que la proporción illita:esmectita en todas las muestras de areniscas es 50:50, mientras que en la fangolita es de 30:70/20:80 (Tabla 11).

Por otra parte, en el caso del material illítico se identificaron reflexiones (001) con  $d=9,9\text{Å}$  a  $d=10\text{Å}$  tanto en los preparados secos al aire como en los sometidos a vapores de etilenglicol. El mismo comportamiento se registró para las reflexiones (001) de la clorita (con valores  $d=13.67$  a  $d=14.87$ ) y de la caolinita (con  $d=7.08$  a  $d=7.16$ ).

#### *Grado de cristalinidad de la Illita*

El índice de Kubler -IK- (1964) se calculó sobre la reflexión (001) de la illita, la que en la totalidad de las muestras se observó ensanchada y asimétrica hacia los bajos ángulos por lo que se trataría de material illítico. Los valores de IK varían entre 0,1 y 0,613, lo que permitiría clasificar a este mineral arcilloso, según sea el caso, como pertenecientes a la anquizona (muestra P2M4), a la epizona (muestras P2M6, P2M6a, P2M7 y 2A1) y a la zona diagenética (muestras P2M1, 2A2 y 1A1) (Eberl y Velde 1989). En base a la

diversidad de los resultados obtenidos, se asume que el material illítico presente en las areniscas y en la fangolitas sería de origen detrítico.

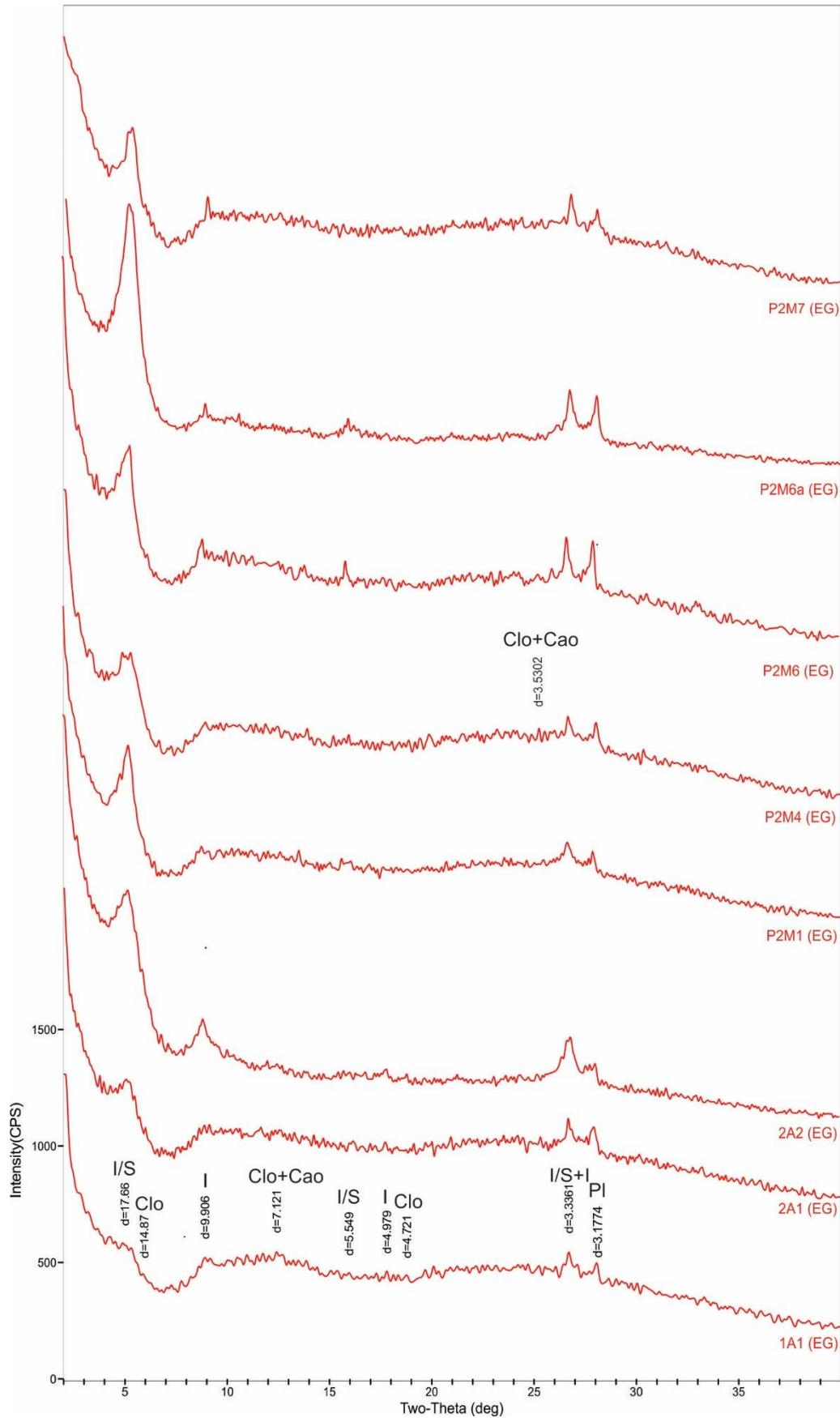


Figura 31: Patrones de difracción de rayos X para muestras orientadas <math><2\ \mu\text{m}</math> sometidas a vapores de etilen-glicol de areniscas y una pelita (Muestra 2A2). I/S= illita/esmectita, I=material illítico, Cao+Clo= caolinita y clorita, Cao= caolinita, Clo= clorita, Pl=plagioclasa

## 5.4 Estimación de Reservas

### 5.4.1 Mapas isopáquicos

Como se mencionó en el apartado de metodología, para la elaboración de los mapas isopáquicos de espesor y encape del depósito, se probaron diferentes métodos de interpolación, siendo estos *kriging*, inverso de la distancia y función de base radial. Con los mapas obtenidos, se analizaron diferentes parámetros, haciendo énfasis en el error cuadrático promedio del método utilizado para su elaboración y en el aspecto de los mismos (se entiende como error cuadrático promedio al cuadrado de la diferencia entre el estimador y el parámetro que se intenta estimar).

Al comparar los diferentes resultados obtenidos, en primera instancia se pudo observar que el método que menor error cuadrático tiene aparejado es el de función de base radial, mientras que el que posee mayor error es el de *kriging* (Tabla 12). Este aspecto se ve reflejado además en la apariencia de los mapas, ya que se obtuvo un mejor resultado con función de base radial, obteniéndose curvas suaves que no solo incluyen a la totalidad de los datos obtenidos, sino que también reflejan el aspecto del manto observado en el campo (Figuras 1A y 2A). Por el contrario, con *kriging*, se obtuvieron mapas que, debido a la insuficiente cantidad de datos, excluyen una importante área con información y que además no reflejan las sutiles diferencias existentes en el espesor del manto (Figuras 32C y 33C).

ISOPÁQUICO MANTO		ISOPÁQUICO ENCAPE	
Método	ECP	Método	ECP
FBR	0,25	FBR	0,62
ID	0,28	ID	0,67
Krigging	1,03	Krigging	1,24

Tabla 12: Errores cuadráticos promedio asociados a los métodos utilizados para realizar la elaboración de los mapas isopáquicos.

Por otra parte, con el método del inverso de la distancia no solo se obtiene un mayor error asociado que con función de base radial, sino que el aspecto de los mapas se encuentra fuertemente afectado por el efecto de “ojos” alrededor de los datos (Figuras 32B y 33B). Por lo mencionado en los párrafos anteriores, se optó por seleccionar el método de función de base radial para obtener los mapas isopáquicos finales del manto (Figura 34) y encape del depósito (Figura 35).

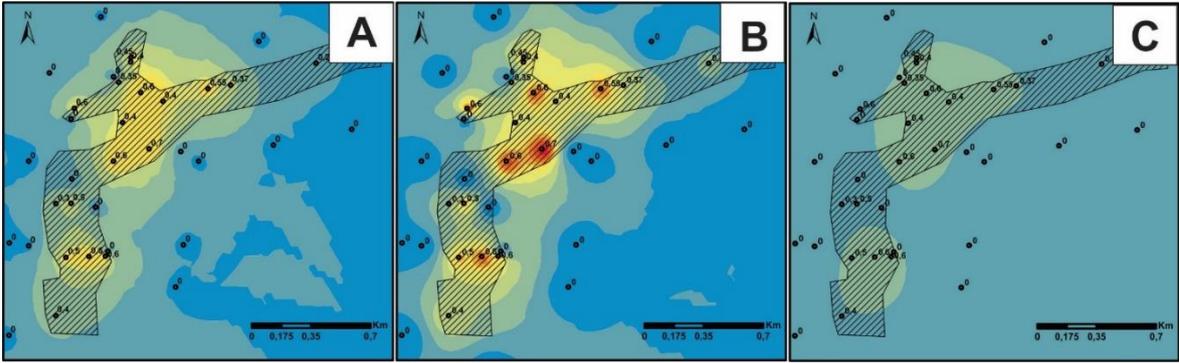


Figura 32: Comparación de los mapas isopáquicos del manto de bentonita obtenidos mediante diferentes métodos: A) función de base radial, B) inverso de la distancia y C) *kriging*.

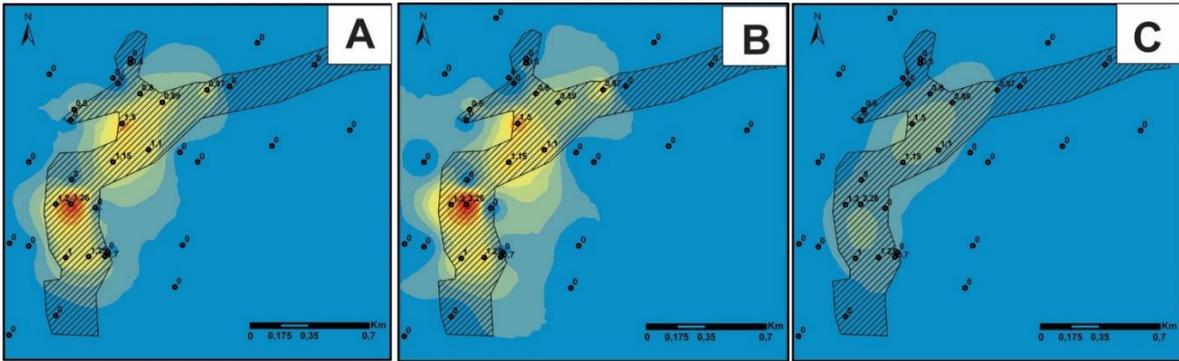


Figura 33: Comparación de los mapas isopáquicos del encape del depósito obtenidos mediante diferentes métodos: A) función de base radial, B) inverso de la distancia y C) *kriging*.

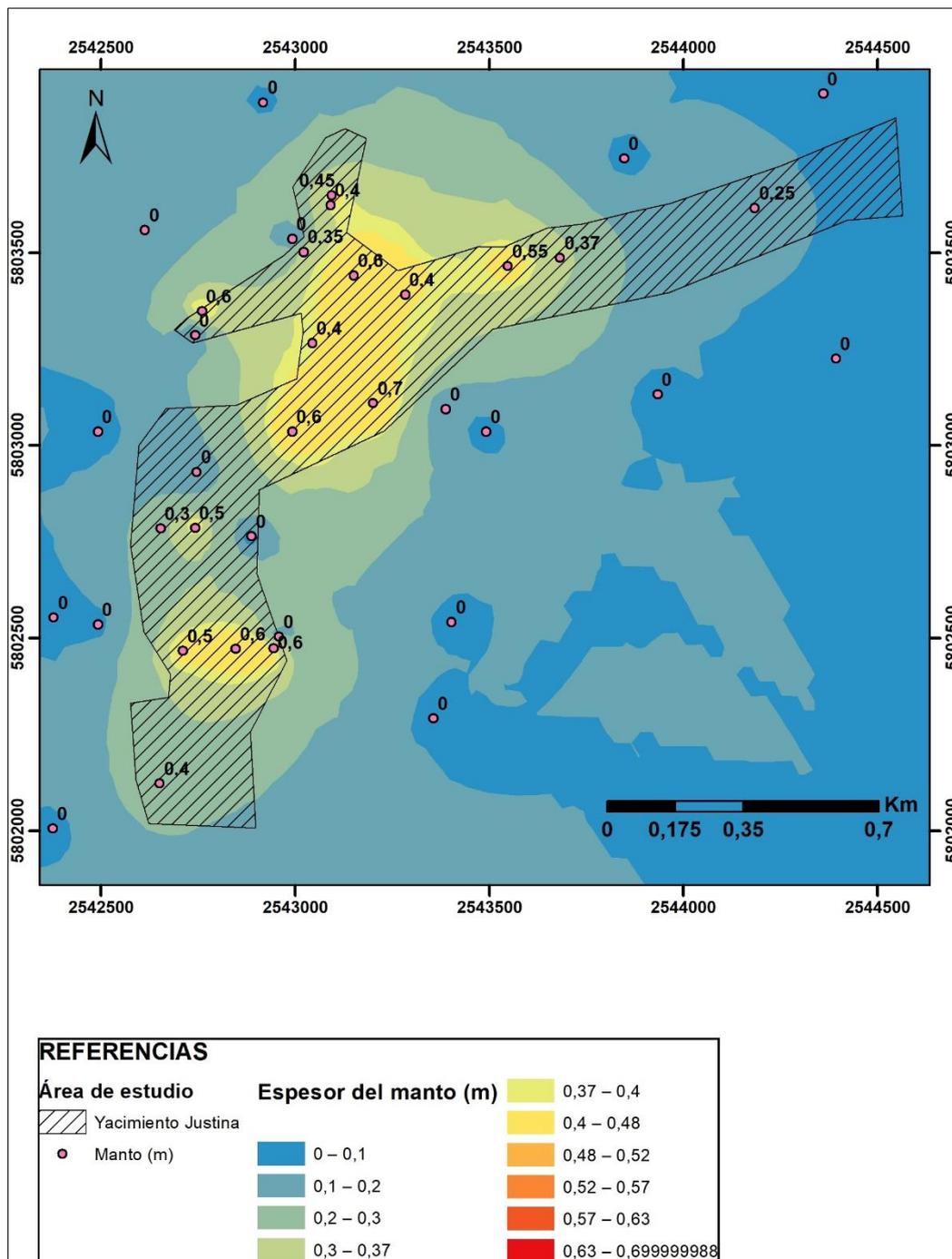


Figura 34: Mapa isopáquico del manto de bentonita



m y coincidentes con los lugares en donde se registra un mayor espesor en el manto. No obstante, en el área central se registró un espesor máximo de 3,26m de encape. Por lo anteriormente mencionado, se recomienda enfocar las labores de explotación del recurso hacia el norte y sur del yacimiento.

#### 5.4.2 Cálculo de las reservas

Se obtuvieron tres resultados posibles de tonelaje del depósito de bentonita a partir de dos métodos diferentes de estimación (Tabla 13).

El primer método utilizado fue el clásico “método de los polígonos” (también conocido como polígonos de Thiessen o teselación de Voronoi). Por medio del mismo, se estimó que el volumen del depósito en cuestión es de 296856,84 m<sup>3</sup>, obteniéndose de esta manera un tonelaje de 534342,312 T de bentonita pura (Figura 36 y Tabla 13).

Metodo	Volumen (m3)	Tonelaje (T)
Thiessen	296856,84	534342,312
cut fill FBR	339328,42	610791,156
cut fill ID	283936,64	511085,952

Tabla 13: Comparación de los resultados obtenidos para volumen y tonelaje del depósito según los diferentes métodos utilizados.



S.R.L, siendo ampliamente utilizado en la industria para estimar in situ el material a explotar.

En la Figura 37, se ilustra el aspecto de un mapa confeccionado con la herramienta “cortar/rellenar” utilizando mapas estructurales interpolados con función de base radial. La llamada “ganancia neta” calculada por el programa correspondería a las áreas estériles del depósito, mientras que la “pérdida neta” constituiría el volumen aprovechable del manto.

Dada la homogeneidad de los espesores medidos en los puntos de control y la poca variabilidad en las propiedades mineralógicas, petrográficas y granulométricas exhibidas en diferentes muestras de bentonita, se podría afirmar que no existen discontinuidades severas en el proceso de formación de las mismas. La escasa variabilidad lateral que se pudiera observar podría estar influenciada por el paleorrelieve de la cuenca en la cual se formaron. Debido a lo mencionado anteriormente, y a fines de adoptar un criterio conservador, se optó por seleccionar el método de los polígonos como el más adecuado para estimar las reservas del prospecto minero. Adicionalmente, cabe mencionar que los demás métodos deberían contar con un mayor soporte de datos para ser efectivos con un mayor nivel de confianza.

De esta manera, teniendo en cuenta la exploración efectuada hasta el día de la fecha, el tonelaje de reservas comprobadas en el Yacimiento Justina obtenido mediante el método de los polígonos y utilizando una densidad aparente de  $1.8 \text{ T/m}^3$  sería de 534342,312 T. Si se considera una densidad real de  $1.4 \text{ T/m}^3$  debido a la posible presencia de fallas y pérdidas de explotación, el tonelaje es de 397511,296 T. Considerando que una producción de 750 T por mes resulta atractiva de acuerdo al escenario económico actual, se podría decir que de ser explotado, el yacimiento tendría una vida útil de 59 años aproximadamente considerando un tonelaje de 534342,312 T.

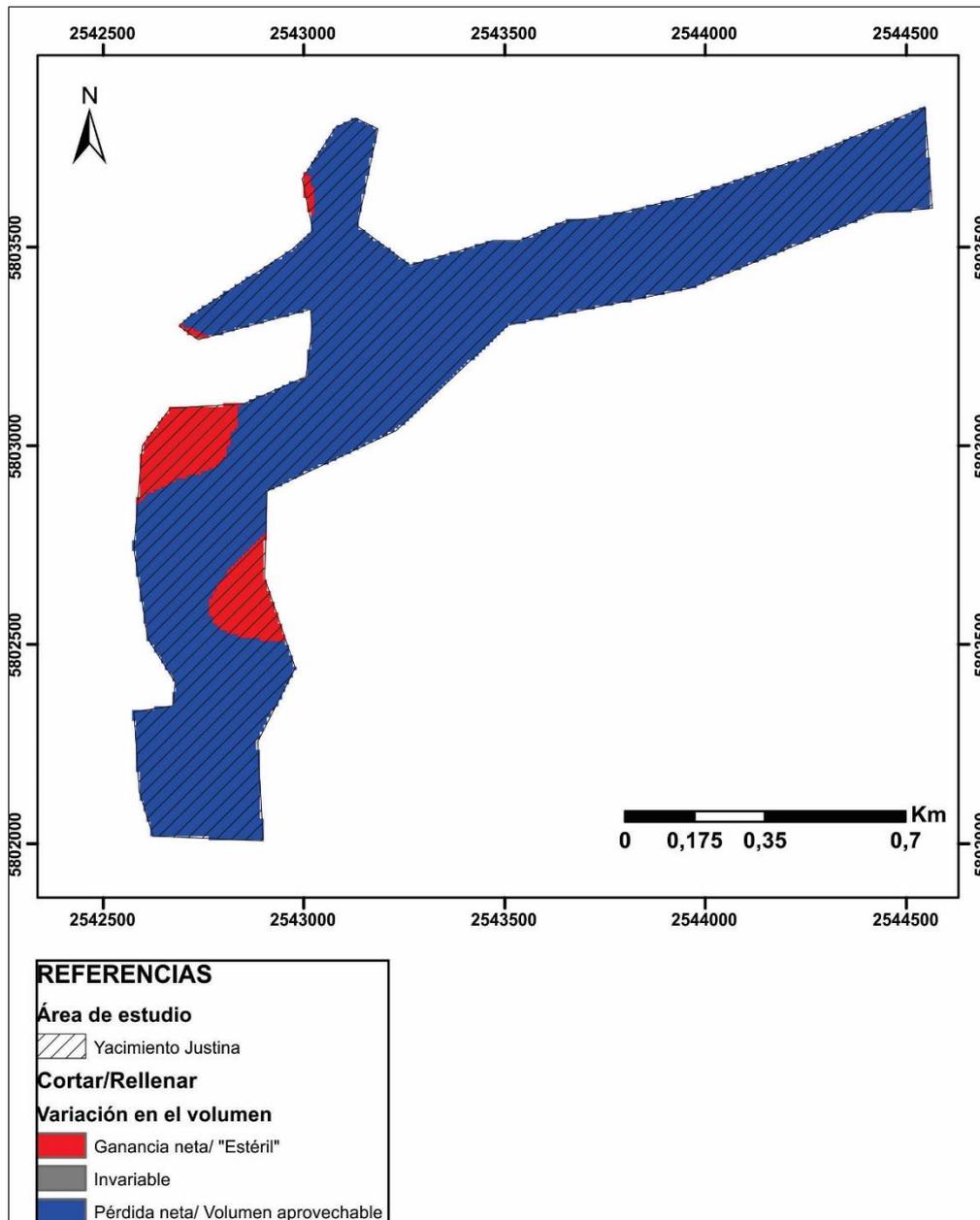


Figura 37: Mapa obtenido al aplicar "Cortar/Rellenar" mediante el uso de mapas estructurales confeccionados con interpolación de función de base radial.

## 5.5 Contexto de depositación de la bentonita: paleoambiente y génesis.

### 5.5.1 Interpretación paleoambiental

En base a los resultados obtenidos, estableciendo una relación entre los elementos arquitecturales y analizando además la proporción relativa de los mismos, se observó que los depósitos de fangolitas, heterolitas y bentonita comprenden el 60% del espesor de los afloramientos. Por otra parte, los niveles arenosos más frecuentes están representados por barras de bajo relieve y pequeña envergadura y cuerpos de geometría tabular a mantiforme que se interpretan como depósitos de *crevasse splay*s distales. Finalmente,

con mucha menor frecuencia se hallan cuerpos arenosos que corresponderían a canales de *crevasse* proximales.

En base a lo anteriormente expuesto, toda la sección estudiada correspondería a depósitos de intercanal con predominio de depósitos finos de planicie de inundación interrumpidos por canales efímeros de desborde. Bajo este contexto, las bentonitas se habrían formado en una serie de cuerpos de agua someros, posiblemente estanques y parcialmente conectados ubicados en la zona más deprimida de la planicie de inundación (*floodbasin*), en la que sólo llegarían flujos de desborde distales con baja energía (Viseras et al. 2010). La presencia de los cuerpos de agua mencionados se ve justificada además por el aspecto del mapa isopáquico del manto de bentonita confeccionado para el presente trabajo.

El ambiente de depositación propuesto para la zona de estudio, se ilustra mediante un *block diagrama* esquemático en la Figura 38 con sus respectivos elementos arquitecturales.

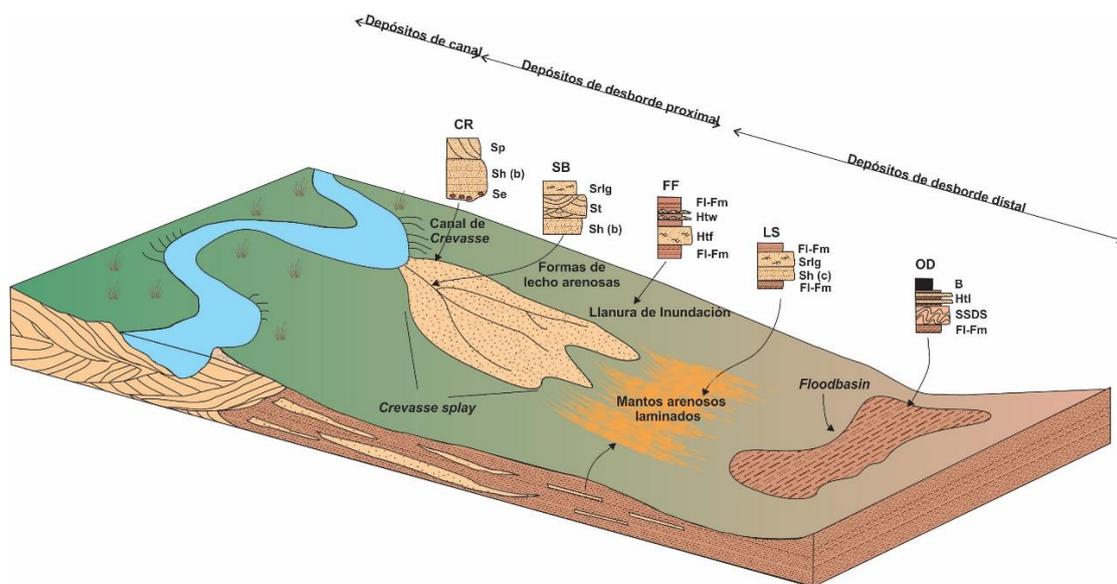


Figura 38: Ambiente de depositación propuesto para la Fm. Anacleto en el Yacimiento Justina (block diagrama esquemático). CR= *crevasse channel*, SB= *sandy bedforms*, FF= *overbank fines*, LS= *laminated sand-sheets*, OD= *overbank distal* (modificado de Garrido, 2010b).

La sección estudiada se encuentra inmediatamente por debajo del perfil descrito en la zona de Auca Mahuevo por Garrido (2010b), pudiéndose establecer un correlato directo entre el tope del perfil más extenso de la zona de estudio del presente trabajo y la base del perfil confeccionado por dicho autor (Figura 39). De esta manera, el manto de bentonita se encuentra estratigráficamente ubicado en la sección basal de la Fm. Anacleto. Los resultados mineralógicos obtenidos en la fracción menor a dos micrones en las areniscas

y fangolita del área de estudio favorecen esta afirmación, en coincidencia con los obtenidos para la Fm. Anacleto en trabajos previos (Pettinari y Giusano, 2011).

No obstante, las facies y subambientes identificados en Justina poseen un mayor correlato con lo identificado por Garrido (2010b) en Barreales Sur y Barreales Escondido, en donde predominan depósitos de planicie de inundación distal. Dicho correlato tendría origen en la dinámica misma del sistema fluvial, en la que los procesos autigénicos, como lo es la avulsión, juegan un papel importante en la distribución de facies. Adicionalmente, cabe mencionar que, como parte de los procesos alogénicos, a mediados del Campaniano se registró un control tectónico dominante asociado a la reactivación del arco magmático occidental, lo cual también influyó a la dinámica del sistema fluvial a escala de cuenca (Garrido 2010a; Miall, 2010).

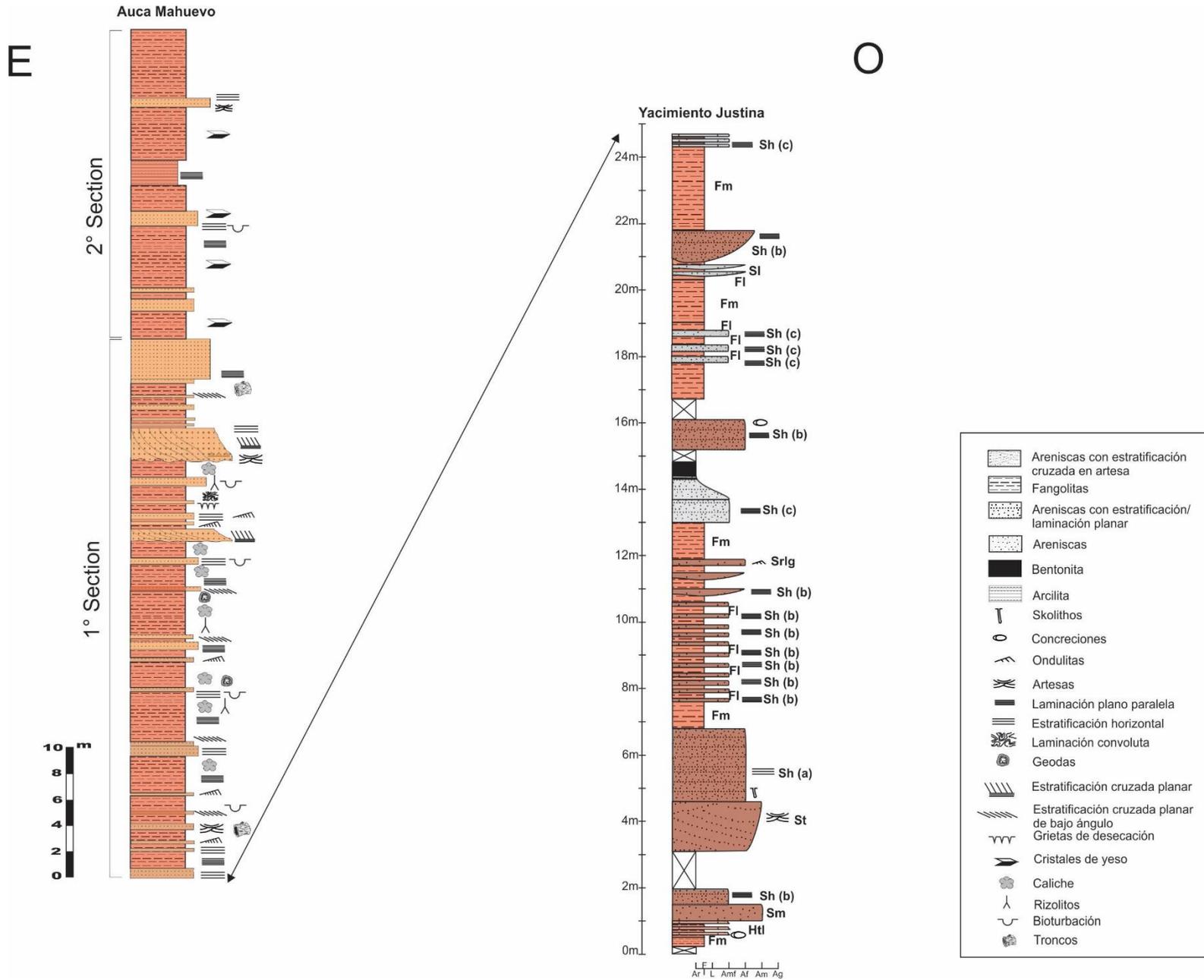


Figura 39: Correlación estratigráfica entre el perfil correspondiente al área Auca Mahuevo (Garrido 2010b) y el perfil más extenso del Yacimiento Justina elaborada para el presente trabajo.

### 5.5.2 Génesis de la bentonita

De los análisis granulométricos y mineralogía realizados en el presente trabajo, se desprende que la sedimentita analizada es una arcilita, con más de un 90% de minerales arcillosos en su composición. El único argilomineral presente es una esmectita que de acuerdo a estudios anteriores es dioctaédrica del tipo montmorillonita, (Martínez et al. 2014).

Para que la formación de bentonita a partir de desvitrificación *in-situ* de material piroclástico sea efectiva, se necesita de la presencia de un ambiente medianamente aislado, de baja energía y en el que exista no solo un bajo aporte de detritos, sino también condiciones medianamente alcalinas (Moore y Reynolds, 1997).

El material piroclástico que dio origen a este depósito es el resultado de la actividad volcánica registrada hacia mediados del Campaniano, la cual, asociada con una reactivación y migración hacia el este del arco volcánico occidental, trajo aparejada un importante aporte de ceniza volcánica desde el oeste hacia la zona de estudio (Garrido 2010a). La existencia de condiciones salinas suficientes para la formación de bentonita en la planicie de inundación, se evidenció mediante el alto valor de conductividad eléctrica de las suspensiones agua-bentonita. Tal concentración de sales en los cuerpos de agua podría tener explicación en las condiciones paleoclimáticas establecidas para el área de estudio según Garrido (2010b). De acuerdo a este autor, los indicadores paleoclimáticos sugieren que los niveles correspondientes a la sección inferior de la Fm. Anacleto se desarrollaron bajo condiciones climáticas cálidas, con marcadas alternancias de estaciones húmedas y secas. De esta manera, durante períodos excepcionalmente húmedos, se habrían acumulado aguas de desborde en los sectores más deprimidos de la planicie de inundación, produciéndose cuerpos de agua más bien someros y de morfología lenticular, marcadamente influenciados por el paleorrelieve y, de acuerdo al aspecto del mapa isopáquico, parcialmente conectados.

En conjunto, la pureza mineralógica de la bentonita, el elevado grado de cristalinidad de la esmectita presente, la morfología de las partículas observadas en MEB, y la presencia de trizas vítreas, plagioclasas y líticos volcánicos entre los minerales acompañantes, son evidencias que coadyuvan a la hipótesis de un origen autigénico. Adicionalmente, la marcada diferencia mineralógica observada con respecto a las areniscas y fangolita por encima y por debajo del manto, en las cuales predomina el material illítico de origen detrítico, daría soporte a esta hipótesis.

## 6. CONCLUSIONES

- El área de estudio se encuentra estratigráficamente ubicada en la sección basal de la Fm. Anacleto (Grupo Neuquén), depositada en un ambiente fluvial meandroso de carga mixta, inmediatamente por debajo del perfil descrito en la zona de Auca Mahuevo por Garrido (2010b).
- El análisis litofacial permitió identificar 18 litofacies y 5 elementos arquitecturales: mantos arenosos laminados, formas de lecho arenosas, canal de *crevasse*, depósitos finos de desborde proximales y depósitos de desborde distales.
- Los depósitos de fangolitas, heterolitas y bentonita comprenden el 60% del espesor de los afloramientos. Los niveles arenosos más frecuentes están representados por barras de bajo relieve y pequeña envergadura y cuerpos de geometría tabular a mantiforme que se interpretan como depósitos de *crevasse splays* distales. Finalmente, con mucha menor frecuencia se observan cuerpos arenosos que corresponderían a canales de *crevasse* proximales. De esta manera, toda la sección estudiada correspondería a depósitos de intercanal con predominio de depósitos finos de planicie de inundación interrumpidos por canales efímeros de desborde. La bentonita forma parte de los depósitos de desborde distales, ubicados en la zona más deprimida de la planicie de inundación.
- El manto de bentonita posee una geometría en forma de L rotada e irregular, y en general, es continuo. Cuando se encuentra expuesto, resulta fácilmente reconocible en el terreno por la presencia de una capa que resalta entre secuencias de coloración rojiza. La bentonita se destaca por su aspecto en general macizo, fractura concoide, y coloraciones grises a pardo grisáceas, exhibiendo espesores de entre 40 y 50 cm.
- Granulométricamente consta de 92% (valor promedio) de fracción arcilla, 5-8% de fracción limo y hasta un 0,2% de fracción arena. La forma de las curvas granulométricas indica casi exclusivamente la presencia de material arcilloso transportado por suspensión.

- Mineralógicamente, la bentonita está constituida por el 97% (valor promedio) de una esmectita dioctaédrica del tipo montmorillonita, con cuarzo (1%) y cristobalita (1%) como acompañantes, y plagioclasa y feldespato potásico como trazas. La mineralogía de la fracción arena está representada, en orden relativo de abundancia, por: líticos >> biotita > plagioclasa=cuarzo > agregados fibroradiados de cuarzo > vidrio=feldespato K > opacos.
- La microfábrica y morfología de las esmectitas observadas en el MEB indican un origen autigénico de las mismas con predominio de un mecanismo de formación de la fábrica del tipo electroquímico.
- Considerando que el manto posee una forma de L rotada, los mayores espesores de bentonita se encuentran localizados en el norte, (en la “esquina” de la L) y hacia el sur del yacimiento así delimitado. Por otro lado, si bien los valores de espesor del encape son por lo general variables entre 0,8 m y 1,25 m, el espesor máximo de 3,26 m se registró en el área centro-sur del yacimiento. Por lo tanto se recomienda enfocar las labores de explotación del recurso hacia el norte y sur del yacimiento.
- Las reservas comprobadas en el yacimiento Justina ascenderían a las 534342,312 T. Considerando una producción rentable de 750 T por mes, de ser explotado, el yacimiento tendría una vida útil de 59 años aproximadamente.
- En base a la pureza mineralógica y granulométrica de la bentonita, el alto grado de cristalinidad de la esmectita, la morfología de las partículas observadas en MEB, la presencia de trizas vítreas, plagioclasas y líticos volcánicos entre los minerales acompañantes, la abundancia de sales solubles, el paleoambiente definido para el manto de bentonita y la geometría del depósito, se concluye que la misma se habría formado por desvitrificación *in situ* de cenizas volcánicas en una serie de cuerpos de agua someros ubicados en las zonas más deprimidas de la planicie de inundación. El aporte de material piroclástico provendría del arco magmático ubicado hacia el oeste de la cuenca, el cual, hacia mediados del

Campaniano, experimentó una reactivación y migración hacia el este (Legarreta y Gulisano, 1989; Garrido 2010a), estando en concordancia con la edad estimada para la depositación de la Fm. Anacleto (Campaniano inferior a medio).

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, M. A. 2007. Estimación de Recursos Mineros. Libro. Dpto. Ingeniería en Minas. Universidad de Santiago. 125pp.
- Alonso Sarría, F. 2016. Sistemas de Información Geográfica. Universidad de Murcia. 239pp. Recuperado de <http://www.um.es/geograf/sigmur/sigpdf/temario.pdf>
- Andreis, R. R., Iñíguez Rodríguez, A. M., Lluch, J. J y Sabio, D. A. 1974. Estudio sedimentológico de las formaciones del Cretácico superior del área del Lago Pellegrini (Provincia de Río Negro, República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina. Tomo XXIX, N° 1: 85-104.
- Ardolino, A., Franchi, M., Fauqué, L. 1996. Carta Geológica del Departamento de Añelo, escala 1:200.000. Geología y Recursos Minerales del Departamento de Añelo. Subsecretaría de Minería de la Nación. Boletín N°3. Buenos Aires. 211pp.
- Armas, P. y Sánchez, M. L. 2011. Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Anacleto y Allen (Cretácico Tardío) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina. *Andean Geology* 38 (1): 119- 155.
- Arregui, C., Carbone, O., Leanza, H. A. 2011. Contexto tectosedimentario. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 29-36.
- Benedetto, J. L. 2010. El continente de Gondwana a través del tiempo. Una introducción a la geología histórica. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba, Argentina. 384pp.
- Bennet, R. H., O'Brien, N. R. y Hulbert, M. H. 1990. Determinants of clay and shale microfabric signatures: Processes and mechanisms. En Bennet, R. H., Bryant, W. R. y Hulbert, M. H. (Eds.). *Microstructure of fine grained sediments*. Springer-Verlag, New York. Pp 5-33.
- Biscaye, P. E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, 803-831.
- Brigatti, M. F. Galan, E. y Theng B. K. G. 2006. Structures and mineralogy of clay minerals. En Bergaya, F. Theng, B. K. G. y Lagaly, G. *Handbook of Clay Science. Developments in Clay Science, Vol 1*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands. Pp: 19-86.
- Carver, R., 1971. *Procedures in Sedimentary Petrology*. John Wiley, New York, 653 pp.
- Cazau, L. B. y Uliana, M. A. 1973. El Cretácico superior continental de la Cuenca Neuquina. V Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163. Buenos Aires.

- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. Córdoba.
- Dabrio González, C. J. 1984. Estructuras sedimentarias primarias. En Gabaldón, V. (Ed). Sedimentación fluvial / M. Díaz Molina. Sedimentación lacustre / P. Anadón Monzón. Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros / C. J. Dabrio González. Ciclos de Seminarios de Sedimentología-I.G.M.E. Ministerio de Industria y Energía. Madrid. (1): 13-26.
- Dingus, L., Garrido, A. C, Scott, G. R., Chiappe, L. M., Clarke, J. y Schmitt, J. G. 2009. The litho-, bio-, and magnetostratigraphy of titanosaurian nesting sites in the Anacleto Formation at Auca Mahuevo (Campanian, Neuquén Province, Argentina) En: Albright Barry III, L (Ed.): Papers of Geology, Vertebrate Paleontology and Biostratigraphy in Honor of Michael O. Woodburne, Museum of Northern Arizona Bulletin 65: 237-258.
- Eberl, D. D. y Velde, B. 1989. Beyond the Kubler index. Clay Minerals. 24: 571:577.
- Environmental Systems Research Institute (ESRI), Inc. 2016a. How radial basis functions work. Recuperado de <http://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-cut-fill-works.htm>
- Environmental Systems Research Institute (ESRI), Inc. 2016b. Cómo funciona Cortar/Rellenar. Recuperado de <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/help/analysis/geostatistical-analyst/how-radial-basis-functions-work.htm>
- Felicísimo, A. M. 1994. Modelos Digitales del Terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Biblioteca de Historia Natural, 3. 220pp. Pentalfa Ediciones. Oviedo.
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Spagnuolo, M., García Morabito, E., Valcarce Zamora, G., Bottesi, G., Zapata, T. y Ramos, V. 2011a. Depósitos sinorogénicos y tafrogénicos neógenos a cuaternarios. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 287-294.
- Folguera, A., Spagnuolo, M, Rojas Vera, E., Litvak, V., Orts, D., Ramos, V.A. 2011b. Magmatismo Neógeno y Cuaternario. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 275-286.
- Folk, R. L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas (Hemphills Book Store).
- Folk, R. L. y Ward, W. C, 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, v. 27: 3-26.

- Fregenal Martínez, M. A. y Meléndez, N. 2010. Lagos y sistemas lacustres. En Arche, A. (Ed.). Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Textos Universitarios 46. CSIC. Madrid. Pp.: 298-396.
- Galán, E. Genesis of clay minerals. 2006. In Bergaya, F., Theng, B. K. G. and Lagaly, G. (Ed). Handbook of Clay Science. Developments in Clay Science, Vol. 1. Elsevier, Amsterdam, Netherlands. Pp: 1129 -1162.
- Garrido, A. C. 2010a. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 12 (2): 122-177.
- Garrido, A. C. 2010b. Paleoenvironment of the Auca Mahuevo and Los Barreales sauropod nesting-sites (Late Cretaceous, Neuquén, Province, Argentina). Ameghiniana 47: 99-106.
- Garrido, A. C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 231-244.
- Guggenheim, S. y Martin, R. T. 1995. Definition of clay and clay mineral: Joint report of the AIPEA nomenclature and CMS nomenclature committees. Clay and Clay Minerals (2) 43: 255-256.
- Harms, J. C. 1979. Primary Sedimentary Structures. Ann. Rev. Earth Planet. (7): 227-248.
- Harms, J. C. y Fahnestock, R. K. 1960. Stratification, bedforms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). En Middleton, G (Ed.). Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication No. 12: 34-52.
- Heredia, S. y Calvo, J. O. 2002. Estratigrafía de las bardas de la Ciudad de Neuquén, Argentina. XV° Congreso Geológico Argentino. Actas: 699-705.
- Herrero Ducloux, A. 1938. Reconocimiento de la zona situada entre la vía férrea, el río Neuquén y el meridiano de Plaza Huincul. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. 23pp. Inédito.
- Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. Boletín de Informaciones Petroleras 23(226): 245-281. Buenos Aires.
- Impiccini, A., 1995. Mineralogía de la Fracción no Arcillosa de las Bentonitas del Cretácico Superior de la Región Norpatagónica. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Inédito. 191 pp.
- Impiccini, A. y Vallés, J.M., 2011. Bentonitas. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la

Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 755-762.

Kubler, B. 1964. Les argiles, indicaterurs de métamorphisme. Rev. Inst. Fran. Pétrol. 19: 1093- 112.

Legarreta L. y C. A. Gulisano, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En Chebli G.A. y L.A. Spalletti (Eds.) Cuencas sedimentarias argentinas. Serie Correlación Geológica N° 6. Inst. Sup. de Corr. Geol., Univ. Nac. de Tucumán. 221-243.

Llambías, E. J., Aragón, E. 2011. Volcanismo paleógeno. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 265-274.

MacEachern, J. A., Pemberton, Gingras, M. K. y Bann, K. L. 2010. Ichnology and facies models. En James, N. P. y Dalrymple, R. W. (Ed). Facies Models 4. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland. 4th edition. GEOText 6. Pp 19-58.

Martínez, A., Pettinari, G.R., Musso, T.B., Parolo, M.E y Vallés, J. M. 2014. Geología, Mineralogía y Propiedades Tecnológicas de Bentonitas del Grupo Neuquén, Yacimiento Justina. En Martino, Lira, Guerreschi, Baldo, Franzese, Krohling, Manassero, Ortega, Pinotti (Eds.). Actas del IXX Congreso Geológico Argentino. Córdoba. pp S1-5.

Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. En Flores, R. M., Ethridge, F.G., Miall, A. D., Galloway, W.E. y Fouch, T. D. (Eds.). Sedimentology of gravels and conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memorias 10: 189-202.

Miall, A. D. 2010. Alluvial deposits. En James, N. P. y Dalrymple, R. W. (Ed). Facies Models 4. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland. 4th edition. GEOText 6. Pp 105-137.

Moore, D.M., Reynolds, R.C., Jr. (1997) X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press. Oxford. 378 pp.

Musso, T.B. 2011. Minerales Arcillosos de la región Norpatagónica para ser usados como Barreras Impermeables en la Disposición de Residuos. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Río Cuarto. Inédito. 465pp.

Olaya, V. 2011. Sistemas de Información Geográfica. CreateSpace Independent Publishing Platform (Amazon). 877pp. Recuperado de <http://volaya.github.io/libro-sig/>

Pángaro, F., Martínez, R., Sattler, F. y Bettini, F. 2011. El Bajo de Añelo. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y

Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 399-405.

Pettinari, G. R. y Giusiano, A. 2011. Arcillas rojas del Grupo Neuquén. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 767-770.

Ponce, J. J. Carmona, N y Montagna, A. O. 2018. Atlas de estructuras sedimentarias orgánicas y biogénicas. Descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo. Fundación YPF. CABA. 166pp.

Ramos, V. A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 1-103. Buenos Aires.

Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (Ed). Geología Argentina. SEGEMAR. Anales N° 29: 41-96

Ramos, V. A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 335-348.

Rodríguez, M. F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico tardío – Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds.). Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 245-264.

Rodríguez, M. F., Leanza, H. A. y Salvarredy Aranguren, M. 2007. Hoja Geológica 3969-II, Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 360, 165pp. Buenos Aires.

Sánchez, M. L., Gómez, M. J. y Heredia, S. 2006. Sedimentología y paleoambientes del Subgrupo Río Colorado (Cretácico Superior), Grupo Neuquén, en las bardas de la Ciudad de Neuquén y alrededores. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (2): 236-255.

Sánchez-Moya, Y. y Sopeña, A. 2010. Sistemas aluviales de baja sinuosidad. En Arche, A. (Ed.). Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Textos Universitarios 46. CSIC. Madrid. Pp. 260-297.

Schultz, L. G., 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale: U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 291-C, 31 pp

- Shanmugan, G. 2017. Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems. *Journal of paleogeography* 6(4): 251-320.
- Simons, D. B., Richardson, E. V., Nordin, C. F Jr. 1965. Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. En Middleton, G (Ed.). Primary sedimentary structures and their hidrodinamic interpretation. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication No. 12: 34-52.
- Spalletti, L. A. 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclasticas. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina: Serie B didáctica y complementaria. Asociación Geológica Argentina. 175pp.
- Srodon, J. y Eberl, D., 1984. Illite. In: Micas. Bailey, S. (Ed.). *Reviews in mineralogy*. Mineralogical Society of America, 13: 495-539.
- The Clay Minerals Society. 2018. The 2018 version of the Glossary of Clay Science. Recuperado de [http://www.clays.org/Clay\\_Glossary.htm](http://www.clays.org/Clay_Glossary.htm)
- Thorez, J. 1975. Practical identification of clay minerals. A handbook for teachers and students in clay mineralogy. Lelotte G. Editions. Belgique. 90pp.
- Tucker, M. 1982. The field description of sedimentary rocks. Open University Press. Gran Bretaña. 112 pp.
- Vallés, J.M. e Impiccini, A., 1999. Bentonitas de la Cuenca Neuquina, Río Negro, Neuquén y La Pampa y Depósitos de bentonitas terciarias de Zapala y Añelo, Neuquén. En: Zappettini, E. (Ed.). *Recursos Minerales de la República Argentina*. Tomo I y II. Servicio Geológico Minero Argentino. Bs. As. Anales N° 35: 1113-1125.
- Viseras, C., Fernández, J. 2010. Sistemas aluviales de alta sinuosidad. En Arche, A. (Ed.). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Textos Universitarios 46. CSIC. Madrid. Pp. 260-297.