Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis de Grado

Arquitectura depositacional de facies dominadas por mareas en la Formación Balcarce (Paleozoico Inferior), Provincia de Buenos Aires

Soldati, Daniel

2019

Este documento forma parte de las colecciones digitales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en bibliotecadigital.exactas.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the digital collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in bibliotecadigital.exactas.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Soldati, Daniel. (2019). Arquitectura depositacional de facies dominadas por mareas en la Formación Balcarce (Paleozoico Inferior), Provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001125_Soldati

Cita tipo Chicago:
Soldati, Daniel. "Arquitectura depositacional de facies dominadas por mareas en la Formación Balcarce (Paleozoico Inferior), Provincia de Buenos Aires". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2019.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001125_Soldati

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. **Contacto:** bibliotecadigital.exactas.uba.ar
Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Departamento de Ciencias Geológicas

Arquitectura depositacional de facies dominadas por mareas en la Formación Balcarce (Paleozoico Inferior), Provincia de Buenos Aires

Trabajo Final de Licenciatura

Daniel Soldati

Director: Pablo Pazos.

2019

1. RESUMEN **4**

2. INTRODUCCIÓN **5**

2.1. Objetivos **5**
2.1.1. Objetivo general 5
2.1.2. Objetivos específicos 5

2.2. Ubicación geográfica **6**

2.3. Materiales y metodología de trabajo **7**
2.3.1. Primera etapa de trabajo de gabinete 7
2.3.2. Etapa de trabajo de campo 8
2.3.3. Segunda etapa de trabajo de gabinete 8

2.4. Antecedentes **11**

3. ESTRATIGRAFÍA **15**

3.1. Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975) **16**

3.2. Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez, 1979) **17**
3.2.1. Formación Villa Mónica (Poiré, 1987) 18
3.2.2. Formación Cerro Largo (Poiré, 1987) 19
3.2.3. Formación Olavarría (Andreis *et al*., 1996) - Las Águilas (Zalba, 1978) 21
3.2.4. Formación Loma Negra (Borrello, 1966) 22
3.3.1. Formación Cerro Negro (Íñiguez Rodríguez y Zalba, 1974) 23
3.3.2. Formación Sierra del Volcán (Spalletti y Del Valle, 1984) 25
3.3.3. Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez, 1979) 27

4. SEDIMENTOLOGÍA **28**

4.1. Análisis de Facies **29**
4.1.1. Litofacies 30
4.1.1.1. Litofacies psefíticas 31
4.1.1.2. Litofacies psamíticas 31
4.1.1.3. Litofacies pelíticas 35
4.1.2. Facies 36
4.1.3. Asociación de facies 39

4.2. Arquitectura depositacional **40**
4.2.1. Macroformas 40
4.2.1.1. Dunas de marea compuestas (Compound tidal dunes) 40
4.2.1.2. Barras de marea (Tidal bars) 42
4.2.1.3. Mantos de arena (Sand sheets/Sandstones sheets) 43
4.2.1.4. Parches de dunas aisladas (Isolated dunes patches) 44
4.2.1.5. Cordones de arena (Sandridges) 44
4.2.1.6. Superficies de erosión transgresivas (Superficies de Ravinement) 45

4.2.1.7. Canales de marea 46
4.2.2. Paneles 47

5. PETROGRAFÍA 50

5.1. Mineralogía de Arenicas 50

5.2. Mineralogía de arcillas 65

6. DISCUSIÓN 66

6.1. Estratigráfica 66

6.2. Sedimentológica 70

7. CONCLUSIONES 71

8. BIBLIOGRAFÍA 73

9. AGRADECIMIENTOS 84

ANEXOS

Anexo I

Anexo II

Anexo III

Anexo IV

1. Resumen

Este Trabajo Final de Licenciatura se llevó a cabo con el fin de realizar un estudio en detalle de los afloramientos correspondientes a la Formación Balcarce ubicados en Cabo Corrientes, Mar del Plata, Buenos Aires. Se hizo énfasis principalmente en el estudio de la arquitectura de depositación y las evidencias de paleocorrientes debido a los escasos trabajos previos de esta índole. En el presente trabajo se realizaron paneles fotográficos, un perfil estratigráfico y se relevaron muestras tanto de arcillas (se analizó su composición) como de areniscas (a partir de los cuales se realizaron cortes delgados), y posteriormente se analizaron todos estos elementos para obtener mayor información sobre la Formación Balcarce en Cabo Corrientes. Se realizó una recopilación de información sobre las características de los depósitos originados en ambientes mareales con el fin de poder analizar lo previamente expresado en un contexto adecuado, a partir de esto fue propuesto un ambiente de depositación para la unidad. Se realizó una discusión estratigráfica teniendo en cuenta los diferentes esquemas estratigráficos que se han desarrollado a lo largo del tiempo para la Formación Balcarce. Por último se sentaron las bases para un posterior análisis en mayor profundidad con respecto a la configuración de paleocorrientes de la Formación Balcarce en Cabo Corrientes.

Por otro lado en este trabajo se realizó una descripción en detalle de las principales macroformas presentes en ambientes mareales y también se caracterizaron con precisión las macroformas que conforman a la Formación Balcarce (barras de marea, canales de marea y superficies de *ravinement)*.Si bien este trabajo no está enfocado a la estratigrafía secuencial, se utilizan términos propios de esta como superficie de *ravinement* o *máximum flood surfaces* (MFS) debido a su importancia en el registro estratigráfico.

2. Introducción

El presente Trabajo Final de Licenciatura tiene como fin cumplir con los requisitos para obtener el título de Licenciado en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

El trabajo comprende el estudio geológico de la Formación Balcarce en los afloramientos ubicados en Cabo Corrientes, Ciudad de Mar del Plata y sus proximidades. El análisis incluye la caracterización sedimentológica macroscópica, para la interpretación paleoambiental, la realización de arquitectura de cuerpos sedimentarios para entender la geometría depositacional y la evolución vertical y la caracterización petrográfica y de la mineralogía de la unidad. El trabajo de campo se realizó durante el mes de septiembre del año 2016.

2.1. Objetivos

2.1.1. Objetivo general

Realizar un relevamiento geológico del área de Cabo Corrientes (Provincia de Buenos Aires) con especial detalle en la sedimentología, la arquitectura depositacional y la estratigrafía de la Formación Balcarce. El trabajo estuvo enfocado en la caracterización de los procesos sedimentarios actuantes durante la sedimentación de la unidad objeto de estudio, para una posterior caracterización paleoambiental y morfología de los cuerpos sedimentarios reconocidos y sus implicancias en la evolución estratigráfica de la unidad.

2.1.2. Objetivos específicos

- Realizar el levantamiento de un perfil sedimentológico, con el análisis de litofacies, facies y asociaciones de facies.
- Confeccionar dos paneles fotográficos de afloramiento y analizar sus principales elementos arquitecturales y evolución vertical.

- Estudio petrográfico de muestras de areniscas y mineralógico de muestras de arcillas.

2.2. Ubicación geográfica

La zona de estudio se encuentra ubicada en la zona centro-sudeste de la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires, que pertenece a la ciudad de Mar del Plata, Partido de General Pueyrredón. Se trabajó principalmente en cuatro sectores ubicados en la zona cercana a Cabo Corrientes. Se observa la ubicación de dichos sectores en la Figura 1, siendo la misma un bosquejo geológico en el cual se observan los principales afloramientos de la Formación Balcarce en el área de estudio, mostrando tanto la continuidad lateral observada como la supuesta, en el Anexo I se observan los afloramientos en mayor detalle.

Sector 1: Es el que se encuentra ubicado más al norte del área de estudio (37°59'46.94"S, 57°32'29.80"O). En dicho sector se tomaron las fotografías que dieron lugar al panel fotográfico Cabo Corrientes (CC).

Sector 2: Es coincidente con el Paseo Jesús de Galindez (38° 0'36.69"S, 57°31'55.78"O) y se encuentra ubicado aproximadamente 2 km hacia el sur del primer sector. En esta zona se tomaron las fotografías que se utilizaron para realizar el panel fotográfico Punta Iglesia (PI).

Sector 3: Está ubicado hacia el sur de los dos primeros sectores y se corresponde con la localidad geo-icnológica conocida como Cabo Corrientes (38° 1'0.92"S, 57°31'28.00"O). A partir de los datos obtenidos en este sector se confeccionó un perfil sedimentológico en detalle.

Sector 4: Se encuentra aproximadamente 1 km hacia el sur del sector 3 y se corresponde con el Parque San Martín (38° 1'26.27"S, 57°31'45.54"O). En el mismo se relevaron datos complementarios para la resolución de este trabajo.

Figura 1: Bosquejo geológico de la zona estudiada con los sectores de interés. Observar el Anexo I para un mayor detalle de cada sector.

2.3. Materiales y metodología de trabajo

El trabajo fue dividido en tres etapas que se describen a continuación con mayor precisión:

2.3.1. Primera etapa de trabajo de gabinete

En esta etapa se llevaron a cabo diversas tareas de gabinete previas al viaje de campo, entre las cuales se destacan la búsqueda de antecedentes sobre estudios sedimentológicos y estratigráficos de la zona de interés, el análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas (con el objetivo de realizar un reconocimiento previo del

sector de trabajo) y por último se realizó un plan de trabajo a seguir para optimizar los tiempos y calidad de los datos durante el trabajo de campo.

2.3.2. Etapa de trabajo de campo

El trabajo de campo se efectuó durante el mes de septiembre del año 2016. En dicha salida al campo se realizaron dos tareas principales:

Se fotografiaron dos afloramientos verticales con el fin de confeccionar sendos paneles fotográficos (PI y CC), a partir de los cuales realizar posteriormente la interpretación de la arquitectura depositacional. Las fotografías (12 en total) para realizar el panel Cabo Corrientes fueron tomadas en el sector 1, donde se fotografiaron 140 metros laterales de uno de los afloramientos. En el sector 2 se fotografiaron casi 200 metros (22 fotografías en total) de otro afloramiento y se confeccionó el panel Punta Iglesia. En ambos sectores se realizaron representaciones esquemáticas de las principales superficies observadas, se extrajeron muestras, tanto de arcillas como de areniscas, y también se realizó una descripción sobre las estructuras sedimentarias, litologías y contactos de los bancos accesibles.

En el sector 3 se realizó un relevamiento sedimentológico con el fin de confeccionar un perfil vertical (38° 1'0.92"S, 57°31'28.00"O). Para ello se recopilaron las principales características de los bancos aflorantes en la zona, tales como granulometría, estructuras sedimentarias, contactos, espesores, evidencias biológicas y al mismo tiempo se tomaron muestras de los niveles más representativos. Se tomaron fotografías de detalle de las características más distintivas de los afloramientos. Por ultimo en el sector 4 debido a la pobre representación de los mismos no se pudo realizar el relevamiento de ningún perfil pero si fue posible la obtención de datos complementarios.

2.3.3. Segunda etapa de trabajo de gabinete

Una vez realizado el trabajo de campo, se realizaron nuevas tareas en gabinete a fines de analizar e interpretar los datos obtenidos durante el viaje de campo:

Se analizaron las características de las principales geoformas asociadas a los ambientes mareales, como así también nomenclaturas y relaciones de las mismas con el fin de poder unificar los términos utilizados y poder simplificar el análisis correspondiente a este trabajo.

Se esquematizó inicialmente un perfil sedimentológico con el programa SedLog y posteriormente se modificó con el programa de diseño gráfico CorelDRAW, a partir de los datos relevados en el sector 3. También con el programa CorelDRAW se confeccionaron los dos paneles fotográficos previamente nombrados, los cuales fueron realizados a través de la superposición parcial de las fotografías obtenidas. Se realizó una interpretación individual de los mismos y se definieron las jerarquías de las superficies definidas en los paneles. Las de primer orden corresponden a las estructuras presentes en los cuerpos; las de segundo orden representan los límites de los sets que conforman los cuerpos; y las de tercer orden que hacen referencia a las superficies que separan los diferentes cuerpos. También se realizaron bosquejos geológicos, a partir de imágenes obtenidas con GoogleEarth, en los que se observan los afloramientos de la Formación Balcarce en los sectores de estudio del presente trabajo.

Se llevó a cabo un análisis del perfil vertical y de los paneles con el fin de asignar litofacies, basándose en el modelo de códigos propuesto por Miall (1996). En dicho modelo se utiliza una letra mayúscula la cual hace referencia al tamaño de grano (conglomerado, arenisca, pelita) y una letra minúscula que corresponde a la estructura sedimentaria dominante, con una tercera letra que puede representar una estructura subordinada. Así mismo si dos o más litofacies comparten tamaño de grano y estructura sedimentaria dominante pero son diferenciadas por alguna otra característica se le agrega un número en orden ascendente a medida que avanza la descripción de las mismas. La litofacies Sp2 hace referencia a una arenisca, con

estratificación entrecruzada tabular planar y el número indica que se diferencia por tener otro rasgo particular, por ejemplo en la granulometría o espesor de los estratos. En caso de que haya una sola litofacies con determinado tamaño de grano y estructura sedimentaria su código no se le agrega un número. Posteriormente, a partir de un análisis en conjunto de las litofacies y arreglo depositacional de los cuerpos descriptos se propone una interpretación paleoambiental.

Con respecto al análisis de trazas fósiles se utilizó la clasificación propuesta por Martinsson (1970) la cual reconoce cuatro grupos basándose en la posición de la traza dentro del estrato y la mecánica de su origen:

- *Epichnia:* las trazas son desarrolladas en la superficie del estrato.
- *Endichnia:* las trazas son desarrolladas dentro del estrato.
- *Hypichnia:* las trazas son desarrolladas en la base del estrato.
- *Exichnia:* las trazas son desarrolladas por fuera del estrato y en material ajeno al relleno del mismo.

Se realizaron siete cortes petrográficos a partir de las muestras de roca extraídas en los principales niveles de interés y posteriormente se describieron tanto los cortes como las muestras de mano. Las muestras fueron clasificada según la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1987).

Se realizó un análisis a las muestras de arcillas por difracción de rayos X (DRX) utilizando un goniómetro Philips 3020. La mineralogía de la fracción de arcilla se analizó en muestras orientadas. A partir de este análisis se obtuvo una composición mineralógica con predominancias de argilominerales (alrededor del 75%), con predominio de caolinita (60%) y en menor medida esmectita e illita.

Por último se realizó una discusión a partir de los datos recopilados previamente y los resultados obtenidos en el presente trabajo, principalmente sedimentológicos y estratigráficos, con el fin de proponer un modelo paleoambiental de depositación y arquitectural.

2.4. Antecedentes

Los principales trabajos geológicos que involucran a la Formación Balcarce se realizaron en el marco de la relación de la unidad con el ampliamente estudiado Sistema de Tandilia. Según Dalla Salda *et al*. (2006) el mismo corre con un eje general noroeste-sudeste y abarca aproximadamente 350 km. Se reconocen tres grupos serranos principales y en su mayoría el basamento cristalino está expuesto a excepción de los extremos Norte y Sur donde se encuentra cubierto por las sedimentitas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas y las eopaleozoicas de la Formación Balcarce, respectivamente.

Tapia (1937) realizó una descripción de las muestras de la perforación en la zona de Punta Mogotes efectuada por la Dirección General de Minas y Geología. De dichas descripciones se desprende la presencia de dos unidades geológicas. Las describe como “cuarcitas que reposan en discordancia sobre esquistos filíticos y pizarras azuladas grises y sedosas comprimidas tectónicamente y con silicificación parcial”. Posteriormente, Tapia (1938) sugirió la edad cámbrica de estratos entre 413,79 metros y 500 m, siendo silúrica para los estratos que se encuentren por encima de los 413,79 m. Más tarde, Borrello (1962) definiría los estratos cámbricos como Formación Punta Mogotes, obviando en ésta interpretación la discordancia señalada por Tapia entre los depósitos de la Formación Punta Mogotes y las cuarcitas que yacen sobre ellos. El mismo Borrello (1966) definió a las cuarcitas previamente mencionadas como Formación La Tinta y agrupo esta unidad junto a la Formación Punta Mogotes, definiendo así el Grupo Tandil. Durante mucho tiempo la Formación Balcarce fue considerada equivalente a los depósitos superiores de la Formación la Tinta, a los cuales Borrello (1966) le asignó una edad ordovícica a silúrica temprana de acuerdo al estudio de trazas fósiles presentes. Hasta que Dalla Salda e Iñiguez (1979) definieron

formalmente a la Formación Balcarce como unidad independiente de los depósitos de la Formación La Tinta.

Teruggi (1964) estudió tanto las paleocorrientes de las ortocuarcitas de la Formación La Tinta como la procedencia de los materiales que la conforman, siendo uno de los pocos trabajos con este enfoque. En el mismo, se realizaron diversas mediciones tanto de rumbo como de inclinación de las caras frontales de las estratificaciones entrecruzadas, las cuales son las estructuras dominantes en los afloramientos de la zona. Dividió el trabajo en cuatro zonas de estudio (Mar del Plata y Chapadmalal; Sierra Peregrina, Balcarce y Lobería; La Juanita y Barker; Sierras Bayas y Quillalauquen) obteniendo una paleocorriente regional hacia el sudoeste coincidente con la paleopendiente de la cuenca, y sugirió que la procedencia de los materiales era desde el Norte y Este de las Sierras de Tandil.

Holmberg (1972) agrupó los estratos de la perforación Punta Mogotes en una unidad denominada Formación La Tinta, la cual subdividió en dos miembros: el inferior, compuesto por lutitas variocolores, el cual se interpretó como el equivalente a la Formación Punta Mogotes, y otro superior denominado “cuarcitas inferiores”.

Posteriormente Marchese y Di Paola (1975) realizaron una revisión de los trabajos previamente realizados a partir del análisis de testigos de la perforación Punta Mogotes. Concluyeron que la Formación La Tinta corresponde a un evento sedimentario diferente a la Formación Punta Mogotes, por lo que el Grupo Tandil, definido por Borrello (1966) anteriormente, estaba mal interpretado. Propusieron renombrar a la Formación Punta Mogotes como Metapelitas Punta Mogotes e incluirlas dentro del basamento de la zona, o Complejo Buenos Aires.

Cingolani y Bonhomme (1982) realizaron dataciones con el fin de obtener la edad de la cobertura sedimentaria del sistema de Tandilia. Para la Formación Balcarce se obtuvo una edad de *ca*. 600 Ma a través del método de K-Ar realizado en minerales arcillosos presentes en la unidad, por lo que sugirieron un origen detrítico para los mismos.

Continuando con el análisis de la cobertura sedimentaria Leveratto y Marchese (1983) realizaron una descripción estratigráfica en detalle de la Formación La Tinta en el área clave de Sierra La Tinta- Baker- Villa Cacique- Arroyo Calaveras y definieron cuatro grupos litológicos: ortocuarcitas y conglomerados silíceos; dolomías; pelitas; y calizas. Dichos grupos se repiten cíclicamente, a excepción de las dolomías y las calizas, exponiendo variaciones faciales bruscas pero siempre de ambientes costeros. Interpretaron que la depositación de las ortocuarcitas y los conglomerados silíceos ocurrieron en un ambiente costero de alta energía siendo las ortocuarcitas acumulaciones de resistatos. También definieron la presencia de condiciones de baja energía, características de un ambiente protegido del oleaje, que permitieron la acumulación de las arcillas constituyentes de los niveles pelíticos y la precipitación de las dolomías y calizas. Iñiguez Rodríguez *et al*. (1989) realizaron un estudio estratigráfico en el que reconocieron cinco secuencias depositacionales para los depósitos del Sistema de Tandilia. Otro trabajo con enfoque estratigráfico importante es el realizado por Poiré y Spalletti (2005) en el cual proponen un modelo estratigráfico muy similar al propuesto por Iñiguez Rodríguez *et al*. (1989) con la diferencia de que definieron seis secuencias depositacionales e incluyeron los depósitos diamictíticos de la Formación Sierra del Volcán dentro de la Formación Balcarce.

Los trabajos realizados por Poiré y del Valle (1996) y Poiré *et al*. (2003) dieron una mayor precisión sobre el paleoambiente depositacional de la Formación Balcarce. En dichos trabajos se concluyó que era un ambiente de plataforma dominado por mareas y con influencia de oleaje. Poiré y del Valle (1996) determinaron diferentes facies que relacionaron con las trazas fósiles características de cada uno de los ambientes interpretados. También Poiré *et al*. (2003) proponen una edad ordovícica basándose en el estudio detallado de las trazas fósiles presentes en la unidad.

Recientemente se realizaron numerosos trabajos estratigráficos y se sugirieron edades para la Formación Balcarce basados en la datación con circones detríticos presentes en las areniscas de la unidad. Entre los más importantes se encuentran el

realizado por Rapela *et al*. (2007) en el cual se utilizó el método U-Pb el cual arrojó una edad máxima de depositación 480 Ma. Uno de los puntos más conflictivos para definir la edad de la Formación Balcarce se debe a los diversos modelos estratigráficos que relacionan a esta unidad con la Formación Sierra del Volcán, ubicada discordantemente por debajo de la Formación Balcarce (Spalletti y Del Valle, 1984). Esto se discute en el Capítulo 5 del presente trabajo.

Cingolani (2011) realizó un trabajo de carácter regional sobre el Sistema de Tandilia (Figura 2). En el mismo se describe una síntesis de la historia tectono-estratrigráfica del Sistema de Tandilia, desde el basamento hasta la cobertura sedimentaria.

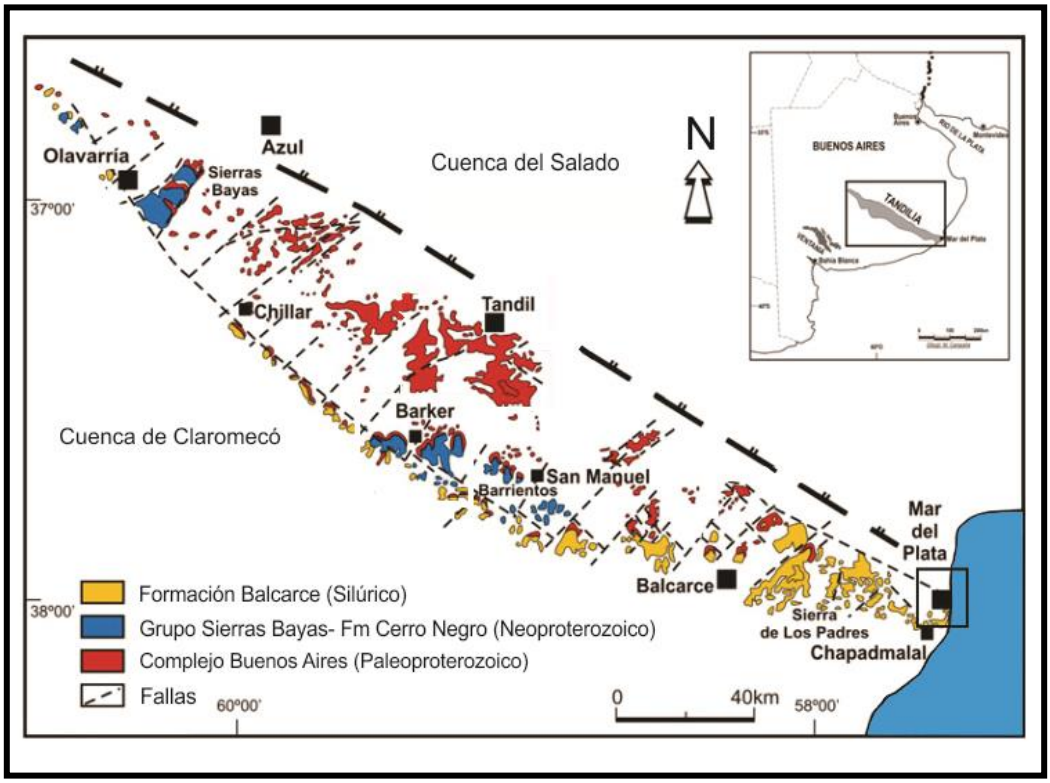

Figura 2: Modificado de Cingolani (2011). Mapa geológico del Sistema de Tandilia. Se indica el área de estudio del presente trabajo.

La datación con circones detríticos realizada por Rapela *et al*. (2007) y Rapela *et al.* (2011) brindó una edad de 475−480 Ma, dejando a la Formación Balcarce con una edad mínima posterior al Ordovícico Temprano. Nuevas evidencias apoyaron esta edad, como las dataciones con circones detríticos de la formación subyacente a la

unidad (las diamictitas de la Formación Sierra del Volcán) de 485−490 Ma con un pico máximo de 530 Ma (Zimmermann y Spalletti, 2009; Van Staden *et al*., 2010).

El trabajo más reciente es el realizado por Guitiérrez (2017) que se enfoca en el estudio de *Herradurichnus.* En el mismo se incluyen en la diagnosis una variedad mayor de morfologías, así como también se realiza un reordenamiento considerando ejemplares antes considerados como *Selenichnites* y *Crescentichnus* como *Herradurichnus.*

3. Estratigrafía

Con el fin de proporcionar un marco estratigráfico, se propone seguir los esquemas propuestos por Íñiguez Rodríguez *et al*. (1989) y Poiré y Spalletti (2005) (Figura 3), en los cuales se establece un contexto geológico previo a la depositación de la Formación Balcarce. La principal diferencia entre ambos trabajos es la cantidad de secuencias depositacionales definidas para estos depósitos. Mientras que Íñiguez Rodríguez *et al*. (1989) reconocieron solo cinco secuencias depositacionales, Poiré y Spalletti (2005) reconocieron seis secuencias, de las cuales las cuatro primeras fueron equiparadas con el Grupo Sierras Bayas. El principal inconveniente que tiene este último esquema es la edad asignada a las diamictitas Sierra del Volcán. Dichas diamictitas históricamente fueron consideradas como pre-ordovícicas, pero Zimmerman y Spalletti (2009) combinando un análisis de proveniencia con dataciones obtenidas de Van Staden *et al*. (2009) concluyeron que la edad de las diamictitas era ordovícica por lo que las incluyeron como parte de la Formación Balcarce. Así mismo realizaron una correlación entre los depósitos de la glaciación Hirnantiana en África y las dichas diamictitas. Esta correlación se estudió con mayor profundidad en trabajos posteriores como Van Staden *et al*. (2010) y Rapela *et al*. (2011). Sin embargo, Spalletti y Del Valle (1984) propusieron previamente la existencia de una discordancia entre las diamictitas y las cuarcitas de la Formación Balcarce. Esto sumado a las variaciones

geoquímicas que observaron permitió inferir la existencia de dos eventos depositacionales diferentes. Por lo previamente expresado en esta tesis se considera a las diamictitas Sierra del Volcán como una unidad independiente a la Formación Balcarce y dado que en la zona de estudio no afloran estos depósitos solo son mencionados para discutir el marco estratigráfico.

ERAS-PERÍODOS	Unidades estratigráficas					SECUENCIAS DEPOSITACIO-NALES
	REGIÓN NO		REGIÓN CENTRAL	REGIÓN SE		
CAMBRO-ORDOVÍCICO	Fm. Balcarce		Fm. Balcarce	Fm. Balcarce		Secuencia Batán
CÁMBRICO	Fm. Cerro Negro		Fm. Cerro Negro	Fm. Sierra del Volcán	Fm. Punta Mogotes	Secuencia La Providencia
(580-590 Ma)	Grupo Sierras Bayas	Fm. Loma Negra	Grupo Sierras Bayas	Fm. Loma Negra		Secuencia Villa Fortabat
NEO-PROTEROZOICO		Fm. Olavarría		Fm. Las Águilas		Secuencia Diamante
		Fm. Cerro Largo				
				Fm. Cerro Largo		Secuencia Malegni
(800-900 Ma)						
		Fm. Villa Mónica		Fm. Villa Mónica		Secuencia Tofoletti
PROTEROZOICO	Complejo Buenos Aires					

Figura 3: Cuadro extraído de Poiré y Spalletti (2005). Es uno de los modelos estratigráficos en los que se basa el presente trabajo.

Paleoproterozoico

3.1. Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975)

Las rocas del basamento cristalino de la región fueron nombradas Complejo Buenos Aires por Marchese y Di Paola (1975), y se componen por una asociación ígneo-metamórfica conformada por granitoides, migmatitas, gneises graníticos a tonalíticos, esquistos, milonitas junto a anfibolitas, la cual presenta una edad máxima de 2620 ± 80 Ma (Pankhurst *et al*., 2003).

Se han realizado numerosos estudios geocronológicos relacionados a los granitoides (Cingolani *et al*., 2002; y Pankhurst *et al*., 2003) obteniendo una edad dominantemente paleoproterozoica y se encuentran emplazados en metamorfitas, con diversos grados de migmatización. Mientras que estos predominan en el sector central y hacia el borde septentrional, los afloramientos de granitos son más abundantes en el sector noroccidental

Por otro lado, los granitos son más abundantes tanto en el sector noroccidental (Ej. los granitos rojos de la Sierra Chica en Olavarría y Azul) como en el margen austral de las Sierras de Tandil (Dalla Salda *et al*., 2006).

También se destaca la presencia de un importante enjambre de diques tardíos y discordantes, a los cuales Teixeira *et al*. (2002) les asignaron una edad más antigua hasta proterozoica transamazoniana y concluyeron que corresponden a un volcanismo bimodal conformado por diques riolíticos y andesíticos. Por otro lado, a los más jóvenes, de composición máfica y tholeítica, les atribuyeron una edad de aproximadamente 1600 Ma. Internamente los más jóvenes se dividen en dos grupos, diabasas aflorantes en las Sierras de Azul y Tandil (Teruggi *et al*., 1974), y diques basálticos presentes solamente en las Sierras de Tandil (Teruggi *et al*., 1988).

Neoproterozoico

3.2. Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez, 1979)

A partir de los perfiles relevados en Olavarría se le conoce un espesor máximo de 185 m. El grupo comprende a las cuatro primeras secuencias de las seis señaladas por Poiré y Spalletti (2005).

3.2.1. Formación Villa Mónica (Poiré, 1987)

Corresponde a la secuencia depositacional Tofoletti (Ver Figura 3). Presenta un espesor de entre 52 a 70 m. Se apoya discordantemente sobre el basamento y hacia el techo presenta otra discordancia con respecto a la Formación Cerro Largo.

Está conformada por dos asociaciones de facies: una inferior formada principalmente por depósitos silicoclásticos y otra superior de composición dolomítica y pelítica (Gómez Peral *et al*. 2007).

Los depósitos silicoclásticos se interpretan como la primera transgresión marina en la cuenca. Se infiere que inicialmente el agente de transporte tenía relativamente baja competencia ya que la sedimentación se inició con conglomerados finos en algunos sectores y psamitas en otros. Hacia arriba la secuencia madura textural y composicionalmente, lo cual refleja un aumento de la selectividad del agente de transporte (Poiré y Spalletti, 2005). Dichas areniscas son características de ambientes litorales. Finalmente, en la sección superior, este paquete silicoclástico presenta facies lutíticas con niveles de areniscas subordinadas, marcando una profundización del ambiente (Poiré y Spalletti, 2005). En trabajos posteriores (Zimmermann *et al*., 2005) se analizó la procedencia de los materiales clásticos y se concluyó que estos depósitos son derivados de las rocas del basamento de Tandilia.

Con posteridad, y mediando un tiempo importante, se restablece una cuenca donde se desarrolla una sucesión principalmente carbonática. Gómez Peral *et al*. (2007) distinguieron cuatro tipos diferentes de dolomías que se diferencian, principalmente, por su tamaño de grano y el contenido de componentes silicoclásticos. Esta secuencia de 32 a 52 metros de dolomías amarillentas está conformada por tres paquetes: el basal estromatolítico, uno medio laminado y el superior estromatolítico nuevamente. Para la formación de dichos estromatolitos se necesitan condiciones ambientales que

favorecieron el desarrollo de algas cianofíceas y bacterias, las cuales son: temperaturas tropicales, aguas cálidas, con buena circulación y con buena penetración de la luz (Poiré y Spalletti, 2005). Esto permitió la formación de biocontrucciones estromatolíticas que luego de la acción de la diagénesis, junto a las calizas, se transformaron en dolomías. Las construcciones estromatolíticas evidencian una regresión desde ambientes submareales a supramareales (Poiré, 1990). Entre los paquetes estromatolíticos se observan capas de lutitas verdes las cuales se interpretaron como rápidos cambios del nivel del mar.

En el tope de la secuencia carbonática se registra un nivel de lutitas y margas rojas con laminación ondulítica, grietas de desecación y ricas en hierro. Este nivel fue interpretado en Poiré y Spalletti (2005) como producto de ambientes supramareales.

Análisis geoquímicos fueron realizados por Gómez Peral *et al*. (2007) los cuales arrojaron altos contenidos tanto de hierro como de manganeso, así como bajas concentraciones de estroncio. Estos valores indican un alto grado de alteración diagénetica sufrida por la sección dolomítica de la unidad.

En cuanto a la edad de la formación se encuentran varias propuestas a partir de dataciones por diferentes métodos. Por ejemplo, utilizando datos de isotopos estables de carbono y oxígeno se ha asignado a la unidad una edad toniana (700-900 Ma), por lo que fue correlacionada la Formación Villa Mónica con otros registros dentro de Gondwana (Gómez Peral y Poiré, 2003, Gómez Peral *et al*, 2007, Poiré y Spalletti, 2005). A partir de la bioestratigrafía de los estromatolitos Poiré (1987, 1993, 2002) sugirió una edad toniana (*ca.* 800-900 Ma). Todo esto es concordante con la edad de 793±32 Ma obtenida por Cingolani y Bonhomme (1988) a partir de la datación de los bancos de intercalados de pelita por el método de Rb/Sr. Contrariamente, Gaucher *et al*. (2005), asignaron una edad ediacariana (*ca.* 600-550 Ma) basándose en la asociación de acritarcas presentes.

3.2.2. Formación Cerro Largo (Poiré, 1987)

Conforma la denominada Secuencia Malegni (Ver Figura 3) y aflora principalmente en el sector noroeste del Sistema de Tandilia. Tiene un espesor de 40 metros (Poiré, 1993; Poiré y Gaucher, 2009) y se le reconocen dos asociaciones de facies. Una inferior de composición pelíticas y heterolítica y otra superior psamítica (cuarcítica). En el sector basal se observa una discordancia a la cual se la relaciona con la erosión de gran parte del registro estratigráfico del techo de la Formación Villa Mónica (Poiré, 2004; Zimmermann *et al*., 2005). Hacia el techo de la unidad el tipo de contacto con la Formación Olavarría varía según la zona, siendo transicional para Sierras Bayas y discordante en la localidad de Barker (Poiré y Spalletti, 2005).

En la parte inferior de esta unidad se reconoce un nivel de diamictitas con alternancia de fangolitas y otro compuesto por brechas diamictíticas y bloques cuarcíticos deformados. Inicialmente se los ha asociado a un origen glacial aunque también se le ha asignado un origen relacionado con flujos subacuos. Poiré y Spalletti (2005) plantearon que determinar el proceso genético que origino dichos depósitos es materia de estudio ya que pueden ser parte de las glaciaciones del Sturniano (720-740 Ma). Estos depósitos han sido interpretados como una unidad independiente, la Formación Colombo, por Poiré y Gaucher (2007).

Yacen por encima de estos depósitos rocas pelíticas variocolores y conjuntos heterolíticos. La presencia de mica glauconítica permite inferir condiciones de mar abierto, baja tasa de sedimentación, pH entre 7 y 8, y Eh ligeramente reductor. La cantidad de pelitas disminuye de base a techo generando una variación de las estratificación mixta desde lenticular a ondulosa y *flaser* (Poiré y Spalletti, 2005).

La formación culmina con una sucesión de areniscas cuarzosas que varían de base a techo. Dichas areniscas pueden dividirse en tres facies: la primera con laminación ondulítica con alto contenido de glauconita; la segunda con dominio de estratificación en artesas; y por último la presencia de megaóndulas con óndulas hacia el tope. Este arreglo de facies permite inferir un aumento en el régimen de flujo permitiendo un aumento en el tamaño de los cuerpos. Dalla Salda *et al*. (2006) interpretaron estos

depósitos psamíticos como una planicie arenosa submareal con baja velocidad de sedimentación.

La unidad presenta un arreglo granocreciente, pasando de una zona fango-arenosa submareal con presencia de glauconita a una areno-fangosa y por último a una netamente cuarcítica, marcando una clara tendencia regresiva (Dalla Salda *et al*., 2006).

Gaucher *et al*. (2008) realizaron estudios de procedencia sobre los circones detríticos presentes en las areniscas de la unidad y mostraron una proveniencia dominantemente paleoproterozoica pero, a diferencia de la Formación Villa Mónica, también hay un importante aporte de circones arqueanos y mesoproterozoicos. Cingolani (2011) sugiere que la ausencia de circones neoptroterozoicos se debe a que la depositación fue en un margen continental estable.

Arrouy *et al*. (2016) sugieren una edad ediacariana a partir de la presencia de fósiles como *Synsphaeridium sp., Trachysphaeridium sp. y Leiosphaeridia sp.* los cuales son característicos de esta edad.

3.2.3. Formación Olavarría (Andreis *et al*., 1996) - Las Águilas (Zalba, 1978)

La Formación Olavarría aflora en la región homónima y presenta un espesor máximo de 35 metros y el contacto con la unidad subyacente es del tipo transicional. En el sector basal presenta alternancia de arcilitas y limolitas amarillentas con estratificación heterolítica, la cual varía de ondulosa a lenticular hacia el tope de la unidad. Se observa la presencia de estratificación entrecruzada en los bancos de limolitas lo cual se interpreta como producto de la acción mareal. Estos bancos se intercalan con finas capas concrecionales con altos contenido de hierro (hasta un 70%). Hacia el tope de la formación se encuentran 8 metros de arcilitas rojizas con intercalaciones de areniscas glauconíticas (Poiré y Spalletti, 2005). Se han realizados estudios para definir la edad de la formación y al analizar las pelitas por el método de Rb/Sr se obtuvo una edad neoproterozoica.

Por otro lado en el área de Barker se encuentra presente la Formación Las Águilas la cual cuenta con un espesor de 25-30 metros y está compuesta por tres paquetes. El inferior tiene un espesor medio de 5 metros y se encuentra formado por una brecha de ftanita en la cual se observa la silicificación de clastos calcáreos. El siguiente paquete está representado por 5-9 metros de pelitas ferríferas. Estas pelitas tienen una gran importancia económica por su elevada concentración de hierro en forma de óxidos, también se observan sectores con bancos de hierro masivo de hasta 7 m. El último paquete está conformado por facies pelíticas masivas y heterolíticas ondulosas y lenticulares. Estas facies se encuentran interdigitadas con bancos lentiformes de areniscas cuarcíticas. Se observa la presencia de laminación entrecruzada con paleocorrientes bipolares, lo cual indica una fuerte influencia mareal (Dalla Salda *et al*., 2006).

Las dos formaciones previamente descritas son las representantes de la Secuencia Diamante (Ver Figura 3), cada una en su correspondiente región. Dicha secuencia se interpreta con una transgresión inicial con una regresión posterior lo cual dió lugar a los depósitos interpretados por Íñiguez Rodríguez *et al*. (1989) y Poiré y Spalletti (2005) como una plataforma marina somera.

3.2.4. Formación Loma Negra (Borrello, 1966)

Esta formación es el registro de la Secuencia Fortabat (Ver Figura 3) y se encuentra conformada por 40 metros de facies carbonáticas. Las mismas pueden dividirse en dos niveles, uno inferior y de menor espesor (8 m) representado por una sucesión de calizas de tonos rojizos y otro superior (32 m) de color negro. En la base se observa una discordancia angular de bajo ángulo y hacia el techo se observa una superficie netamente erosiva la cual fue estudiada por Barrio *et al*. (1991) y concluyeron que era producto de disolución kárstica.

Las facies carbonáticas inferiores están caracterizadas por un color rojizo y la presencia de estructuras sedimentarias tales como laminación entrecruzada y

ondulítica, y estratificación en artesa. Estos rasgos permiten inferir un ambiente marino somero no afectado por la acción del tren de olas de tormenta, esto sumado a la litología carbonática permite inferir al ambiente como una rampa carbonática. Inmediatamente por encima se encuentran las calizas negras que debido a que sus características sedimentológicas y químicas indican un ambiente de albúfera (Poiré y Spalletti, 2005).

Se le asigna a la formación una edad ediacariana basándose principalmente en dos criterios: el primero es la presencia de fósiles del tipo *Cloudina*, el cual es un fósil guía del Ediacariano superior, con pobre estado de preservación (Zimmermann *et al*. 2005); y también a partir del estudio realizado por Gómez Peral *et al*. (2007) que comparó los valores isotópicos de carbono y estroncio obtenidos por Kawashita *et al*. (1999) con las tendencia globales arrojando una edad de entre 580-590 Ma.

Paleozoico Inferior

3.3.1. Formación Cerro Negro (Íñiguez Rodríguez y Zalba, 1974)

Representa la Secuencia La Providencia y alcanza un espesor de 150 m. Se apoya discordantemente sobre el Grupo Sierras Bayas producto de disolución kárstica de la Formación Loma Negra (Barrio *et al*., 1991). Se han realizado numerosos trabajos estudiando tanto la parte basal de la unidad (Leanza y Hugo, 1987; Bertolino, 1988; Barrio *et al*., 1991) como del tramo medio-superior (Andreis *et al*., 1992).

En la sección basal pueden reconocerse inicialmente brechas de talud con fosfatos asociados, fangolitas y evidencias de silicificación. Dichos fosfatos condujeron a Leanza y Hugo (1987) a definir el “Miembro Fosfático” de la formación que posteriormente sería relacionado con evento fosfogenético global del Ediacariano (Gómez Peral *et al*., 2014). Estos depósitos se asocian a una regresión que permitió el desarrollo de una superficie kárstica y la acumulación de arcillas residuales y chert. El resto de los niveles basales están compuestos principalmente con *mudstones* con

estratificación plana y ondulítica e intercalaciones de fangolitas. Estos niveles fueron interpretados como un nuevo evento transgresivo y depositados en un ambiente costero de baja a energía media, esto último se desprende de la alta densidad de *Skolithos* (Poiré y Spalletti, 2005).

En cuanto al tramo medio y superior estudiado por Andreis *et al*. (1992) fue expuesto por la explotación de la cantera Cerro Negro. Se trata de aproximadamente 50 metros de psamitas finas y muy finas, limolitas y arcilitas en arreglos heterolíticos. Dichos bancos presenten óndulas con diferentes tipos de crestas y fueron interpretados como depósitos de un ambiente costero con influencia de oleaje y mareas.

Los trabajos de Cingolani *et al*. (1991), Gaucher *et al*. (2005a) y Arrouy *et al*. (2016) describieron la presencia de asociaciones de microfósiles conformadas por *Trachysphaeridium sp., Leiosphaeridia sp., Sphaeromorphis sp.* y *Synsphaeridium sp*. que permitieron adjudicar una edad edicariana-cámbrica para esta formación. Sin embargo dataciones radimétricas por el método de Rb/Sr sobre las pelitas arrojan una edad *ca*. 730 Ma, es decir, Neoproterozoico inferior (Bonhomme y Cingolani 1980).

Recientemente Arrouy *et al*. (2016) han realizado un análisis en detalle de esta unidad que permitió agrupar a los depósitos en tres sucesiones de facies:

La sucesión de facies I compuesta principalmente por margas, tanto masivas como laminadas, y hacia el techo por pelitas masivas. A partir de las estructuras asociadas a procesos de decantación y la presencia de grietas de desecación se infiere un ambiente de planicie de marea en condiciones supramareales. Esta sucesión se puede considerar equivalente a los sedimentos descriptos previamente como basales de la Formación Cerro Negro.

La sucesión de facies II se encuentra representada por más de 150 metros de lutitas negras masivas, más comunes en la sección basal, facies heterolíticas tanto ondulosa como lenticular, principalmente hacia el tope, y limolitas grises masivas intercalándose a lo largo de toda la sucesión. Estos depósitos no se encuentran

aflorando por lo que no fueron descriptos previamente. A partir de las estructuras que sugieren procesos de decantación intercalados con procesos tractivos asociados a la migración de óndulas, se infiere un ambiente de planicie de marea y los colores oscuros y presencia de cristales de pirita permiten definir que las condiciones de depositación eran de baja oxigenación.

Por último, la sucesión de facies III que presenta areniscas finas a medianas con óndulas y laminación entrecruzada ondulítica, areniscas medianas masivas, facies heterolíticas negras a grises con estratificación ondulosa y arcilitas rojas masivas. Tanto el marcado aumento de la granulometría como la predominancia de estructuras asociadas a procesos tractivos permiten interpretar condiciones intermareales y de buena oxigenación para la depositación de esta sucesión. Esta sucesión es correlacionable al tramo medio y superior previamente descripto para la Formación Cerro Negro.

A partir de estos estudios, Arrouy *et al*. (2016) realizaron una nueva propuesta estratigráfica en la cual se dividía a la Formación Cerro Negro en tres unidades. La sucesión de facies I se nombró Formación Avellaneda, a la sucesión II se le asignó la Formación Alicia y por ultimo a la Formación Cerro Negro se la acotó solamente a la sucesión de facies III. Por último estas tres unidades se encuentran agrupadas dentro del Grupo La Providencia.

3.3.2. Formación Sierra del Volcán (Spalletti y Del Valle, 1984)

Es una unidad de aproximadamente 4 metros de espesor que se encuentra entre el basamento cristalino y la Formación Balcarce en el área de Sierra del Volcán. Se encuentra apoyada discordantemente sobre el basamento alterado y hacia el techo presenta una discordancia (Spalletti y Del Valle, 1984), de gran importancia estratigráfica, con respecto a la unidad suprayacente.

Spalletti y Del Valle (1984) reconocieron dos facies diamictíticas. La primera ubicada en la sección basal compuesta de areniscas que pasan de grano grueso a

grano fino que culminan con areniscas muy finas alternando con bancos amarillentos de pelitas. Esta asociación presenta también numerosos *dropstones* de diversos tamaños, generalmente en posición vertical y evidencian plegamiento sindepositacional de las estructuras.

El tramo superior de la formación está representado por depósitos diamictíticos masivos, con matriz pelítica-arenosa y que presenta numerosos clastos de ortocuarcitas. Hacia la parte superior la estratificación deja de ser tan marcada y se observa plegamiento sindepositacional.

Se ha interpretado a la sección basal como depósitos de un ambiente marino somero basándose en estudios granulométricos y se ha sugerido que esta sedimentación ocurrió bajo condiciones glaciales (Spalletti y Del Valle, 1984). Esto último ha sido apoyado por las características glaciales descriptas por Pazos *et al*. (2008) tales como pavimentos glaciales, clastos facetados y los ya mencionados depósitos con *dropstones.*

En cuanto a la edad de la formación se la ha consideraron originalmente como ediacariana siendo representante de la glaciación de dicho período. Esto fue debido a su posición estratigráfica en los diversos modelos propuestos para el Sistema de Tandilia (Spalletti y Del Valle, 1984, Pazos *et al*., 2008). Por otro lado recientemente se le ha asignado una edad ordovícica. Esto se basa en dataciones de circones detríticos los cuales arrojaron para el circón más joven una edad de 485±7.2 Ma (Van Staden *et al*., 2010). Esto llevó a que los depósitos diamictíticos se incluyeran dentro de la Formación Balcarce (Poiré y Spalletti, 2005; Zimmermann y Spalletti, 2009). Esta nueva edad es concordante con la edad ordovícica a silúrica sugerida por Seilacher *et al*. (2003) a partir de estudios icnoestratigráficos. A partir de esta nueva edad propuesta y conociendo el marco geológico en la región para dicha edad, se relacionó a las diamictitas de la Formación Sierra del Volcán con la glaciación Hirnantiana (ej: Zimmermann y Spalletti, 2009; Van Staden *et al*., 2010; Cingolani, 2011) lo que

permitió la correlación con los depósitos de la Formación Pakhius, la unidad representante de dicha glaciación en Sudáfrica.

A pesar de esto en este trabajo se considera a las diamictitas Sierra del Volcán como una unidad independiente de la Formación Balcarce ya que si bien cronológicamente sería correcto se tiene en cuenta la discordancia entre ambas unidades definida por Spalletti y Del Valle (1984).

3.3.3. Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez, 1979)

Representa a la secuencia depositacional Batán y se compone de una sucesión sedimentaria silicoclástica que aparece subhorizontal y con un muy suave buzamiento hacia el sur. Aflora con mayor espesor en el área de la Sierra del Volcán alcanzando un valor de entre 75 y 90 metros (Poiré *et al*., 2003; Poiré y Spalletti, 2005; Cingolani, 2011), pero se tiene el registro de la perforación Punta Mogotes de que en subsuelo alcanza una potencia de hasta 450 metros (Marchese y Di Paola, 1975; Cingolani, 2011).

La unidad yace sobre el basamento alterado el cual muestra una superficie de paleometeorización. En el sector noroeste y central del Sistema de Tandilia se encuentra por encima de la Formación Cerro Negro y en la región sudeste se encuentra sobre la Formación Sierra del Volcán (Pazos *et al*., 2003, 2008), sobre esta última yace discordantemente como ya se ha mencionado anteriormente. En la región de Chillar, ubicada en el centro-oeste del Sistema de Tandilia, Poiré (1998) describió las “Facies Chilliar” de la Formación Balcarce, los cuales son 9 metros de psefitas y psamitas.

La litología predominante son las areniscas y sabulitas las cuales se presentan principalmente en bancos con estratificación entrecruzada de mediana y gran escala. También se observan bancos arenosos con estratificación planar y de bajo ángulo los cuales se relacionan a niveles arenosos masivos y ondulíticos. De manera muy subordinada se reconocen niveles pelíticos poco potentes, menos de 1 m, con alto

contenido de caolinita. Por último también se observan escasos bancos congolomerádicos cuarzosos, bien seleccionados y de poco espesor pero con una gran continuidad lateral (Poiré y Spalletti, 2005).

4. Sedimentología

Los ambientes sedimentarios dominados por mareas son aquellos en los cuales las mareas son el agente que controla el transporte y la depositación. Se caracterizan por tener direcciones de paloecorrientes opuestas según la parte del ciclo mareal, mientras que el oleaje y las corrientes unidireccionales no mareales se hallan subordinadas. Estos ambientes pueden ser divididos en tres regímenes según la amplitud de mareas: micromareales (*microtidal*) cuando la amplitud de mareas es menor a dos metros; mesomareales (*mesotidal*) cuando se encuentra entre dos y cuatro metros; y macromaerales (*macrotidal*) cuando la misma es mayor a cuatro metros.

Una de las principales características de estos ambientes es la bipolaridad de las corrientes, que se debe a que las mareas cambian de dirección entre la alta y baja marea. A estas corrientes se las denomina *flood tide current*, cuando su dirección es hacia la costa o de inundación, *y ebb tide current*, cuando su dirección es mar adentro o de descarga. Esto provoca que los depósitos de los ambientes mareales puedan presentar dos direcciones de paleocorrientes predominantes, aunque no necesariamente de igual escala dependiendo si los aportes fluviales desde el continente se suman en la descarga (ej. Río de la Plata).

Otra característica de los depósitos de ambientes mareales son las *mud drapes* (cortinas de fango), las cuales se forman durante el tiempo entre la alta y baja marea. En dichas condiciones no hay acción de ninguna corriente lo que permite la decantación del material en suspensión en forma de una cortina de fango (Nichols,

1999). Dado que existen regímenes de mareas diurnas y semi diurnas, estas cortinas pueden variar en cantidad y expresión en cada caso.

Los depósitos de ambientes mareales presentan una gran variedad de macroformas, entre las más importantes se encuentran las dunas de marea compuestas, barras de marea, canales de marea, mantos de arena, parches de dunas aisladas, cordones de arena y superficies de erosión transgresivas.

4.1. Análisis de Facies

Se realizó un análisis sedimentológico de los depósitos presentes en el área de estudio, confeccionándose para ello un perfil sedimentológico (Figura 4) y dos paneles, denominados panel Cabo Corrientes y panel Punta Iglesia. La elección del sector donde fue relevado el perfil sedimentológico se debió a la gran continuidad vertical y lateral de los afloramientos. Otro factor influyente en la elección fue la variedad de geoformas que se observaron permitiendo un análisis más completo de los depósitos.

A partir del perfil y los paneles se definieron y describieron las litofacies en función de la litología, estructuras sedimentarias y granulometría de cada una. Posteriormente, con el agrupamiento de litofacies teniendo en cuenta la expresión lateral del arreglo limitado por superficies limitantes con valor estratigráfico (Arquitectura de cuerpos) se propone una interpretación paleoambiental, teniendo en cuenta lo previamente mencionado respecto a las macroformas, que solo pueden ser reconocidas si se analiza la geometría y distribución lateral de los depósitos.

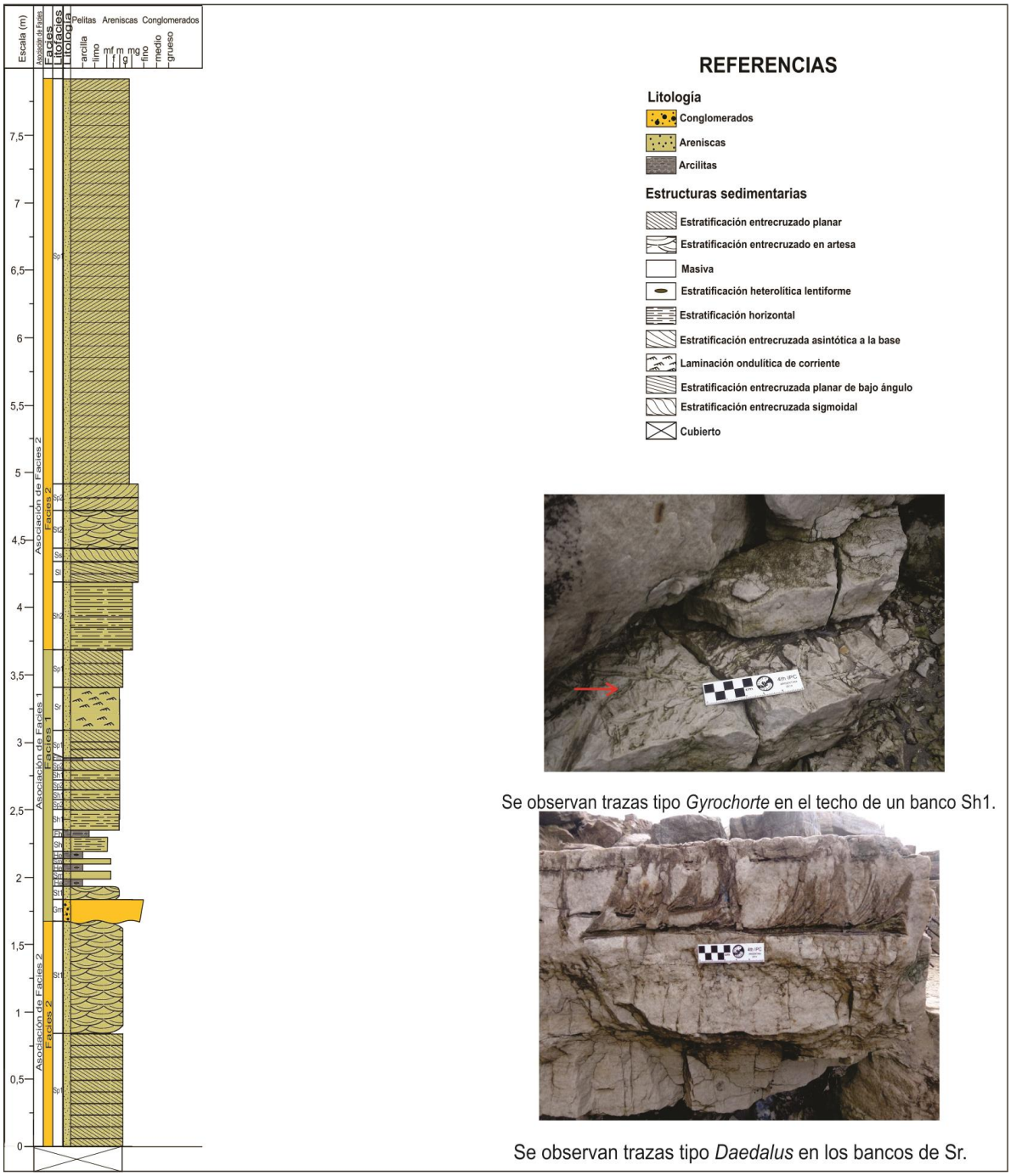

Figura 4: Perfil sedimentológico relevado en el sector 3 del presente estudio. En el Anexo IV se observa la figura con mayor detalle.

4.1.1. Litofacies

Para la clasificación de las litofacies se utilizó un modelo basado en el sistema de códigos propuesto por Miall (1996). El mismo fue previamente explicado en el Capítulo 2: Introducción (2.3.3 Segunda etapa de trabajo de gabinete).

4.1.1.1. Litofacies psefíticas

Litofacies de conglomerados masivos (Gm)

Está representada por un banco tabular de 15 centímetros de conglomerados medios, masivos y clasto sostenidos. En su base se observa un contacto erosivo interpretado como una superficie de *ravinement*. La depositación se produce luego de la erosión de las areniscas entrecruzadas en artesa correspondiente a la litofacies St1 depositadas previamente.

4.1.1.2. Litofacies psamíticas

Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp1)

Está conformada por bancos tabulares de areniscas medianas a muy gruesas de color gris oscuro, con estratificación entrecruzada tabular planar (Figura 5). El espesor promedio de los bancos es de aproximadamente 30 centímetros y en la base presentan un contacto neto. Las estructuras son producto de la migración de megaondulas de crestas rectas hacia el NO.

Figura 5: Estratificación entrecruzada tabular planar correspondiente a la litofacies Sp1.

Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp2)

Bancos tabulares de areniscas gruesas a muy gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar tangencial hacia la base (Figura 6). Los bancos presentan un espesor aproximado de 20 centímetros y un contacto neto en la base. Se observan dos valores de paleocorrientes que son aproximadamente opuestos, hacia el Norte (Az: 353°) y hacia el Sur (Az: 183°). La principal característica para diferenciarla de la litofacies Sp1 es el arreglo tangencial hacia la base. El proceso genético de estos bancos es la migración de megaondulas de crestas rectas tanto al SO y hacia al NE dependiendo la ubicación estratigráfica de los bancos.

Figura 6: Estratificación entrecruzada tangencial a la base correspondiente a la litofacies Sp2.

Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St1)

Bancos lenticulares de areniscas finas a medianas con estratificación entrecruzada en artesa. Estos presentan un espesor de aproximadamente 20 centímetros y en la base presentan un contacto neto. Son producto de la migración de megaondulas de crestas sinuosas hacia el NO.

Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St2)

Bancos lenticulares amalgamados de aproximadamente 15 cm de espesor de areniscas muy gruesas, de color gris oscuro y con estratificación entrecruzada en artesa, en la base presentan un contacto neto (Figura 7). Las estructuras son producto de la migración de megaondulas de crestas sinuosas hacia el NO.

Figura 7: Bancos amalgamados con estratificación entrecruzada en artesa correspondiente a la litofacies St2.

Litofacies de areniscas con estratificación horizontal (Sh1)

Está representada por bancos tabulares de entre 8 cm y 10 cm de espesor de areniscas finas con estratificación horizontal, no se observa lineación *parting* y hacia el tope suelen presentar un alto grado de bioturbación producto de la presencia de trazas de tipo *Gyrochorte* tipo *epichnia.* En la base presentan un contacto neto. Son producto de la migración de lecho plano de bajo régimen de flujo.

Litofacies de areniscas con estratificación horizontal (Sh2)

Está conformada por bancos tabulares de areniscas medianas a muy gruesas con laminación horizontal. Estos bancos tienen un espesor promedio de 20 centímetros y en la base presentan un contacto neto. Esta litofacies es producto de la migración de lecho plano en bajo régimen de flujo y representa flujos desacelerantes.

Litofacies de areniscas masivas (Sm)

Bancos tabulares de 4 cm a 5 cm de potencia, de areniscas a finas con falta de estructuras sedimentarias. Los bancos presentan en la base un contacto neto. Se encuentran intercalados con las facies Fm. Se reconocen trazas fósiles como *Daedalus* (Poiré *et al*., 2003), que debido a su abundancia son la causa de la ausencia de estructuras sedimentarias.

Litofacies de areniscas con laminación ondulítica de corriente (Sr)

Bancos tabulares de areniscas medianas con laminación ondulítica de corriente y un espesor promedio de 10 centímetros, en la base presentan un contacto neto. Algunos bancos de esta litofacies presentan trazas como *Gyrochorte* del tipo *epichnia,* mientras que otros presentan trazas como *Daedalus* del tipo *Endichnia* (Figura 4 en Poiré *et al*., 2003). El proceso depositacional es la migración de ondulitas de corriente con crestas rectas hacia el NO.

Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo (Sl)

Está compuesta por bancos tabulares de areniscas con tamaño de grano grueso y que presentan estratificación entrecruzada de bajo ángulo. El espesor aproximado de estos bancos es de 15 centímetros con un contacto en la base neto. Son producto de la migración de formas de ondulas de crestas rectas en un alto régimen de flujo.

Litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada sigmoidal (Ss)

Está representada por un banco tabular de aproximadamente 10 cm de potencia de areniscas gruesas a muy gruesas con estratificación entrecruzada sigmoidal y en la base presenta un contacto neto. La estratificación entrecruzada sigmoidal es frecuente en ambientes dominados por mareas (Allen, 1980; Terwindt, 1981). Estas estructuras se deben a la migración de megaondulas de crestas rectas hacia el NO.

4.1.1.3. Litofacies pelíticas

Litofacies de arcilitas masivas (Fm)

Esta litofacies corresponde a bancos muy delgados (menos a 2 cm) de arcilitas masivas de composición principalmente caolinítica (Ver 5.1. Mineralogía de arcillas).

Litofacies de arcilitas con laminación horizontal (Fh)

Nivel de 5 cm de potencia de limo/arcilla con laminación horizontal que se encuentra entre los dos bancos representantes de la facies Sh1 (Ver Figura 8). Esta estructura se genera en estadios de baja energía donde el proceso de depositación es la decantación.

Litofacies de arcilitas con estratificación heterolítica lentiforme (He)

Está formada por niveles de arcilitas de entre 4 cm y 5 cm de espesor con lentes de areniscas muy finas. Los mismos son masivos en la base y hacia el tope presentan

una estratificación heterolítica del tipo lentiforme (Figura 8). Estos depósitos se producen en condiciones donde la sedimentación está controlada por la alternancia de decantación de materiales arcillosos y episodios tractivos con depositación de sedimentos arenosos.

Figura 8: Arcilitas con laminación horizontal y por encima arcilitas con estratificación heterolítica lentiforme.

4.1.2. Facies

Se reconocieron y analizaron dos facies en la zona de estudio en las cuales fueron agrupadas las litofacies previamente descriptas:

Facies 1:

Esta facies presenta aproximadamente 3 metros de espesor y en la base se observa una superficie erosiva ubicada en la base de un banco tabular de los

conglomerados Gm. Se infiere que esta superficie fue originada por el inicio de un evento transgresivo debido al carácter lateralmente extendido del banco y fue interpretada como una superficie de *ravinement*, las cuales son de gran importancia estratigráfica pues permiten obtener mucha información relacionada a los cambios del nivel del mar.

Esta facies presenta un arreglo granocreciente que va desde arcillas y areniscas muy finas hasta areniscas medianas (Figura 9). Una característica importante de esta facies es la presencia de niveles arcillosos que solo están presentes en ella, así como también los bancos de He. Las litofacies dominantes son Sh2 y Sp2, y de manera subordinada se destacan las litofacies Sr y Sh1.

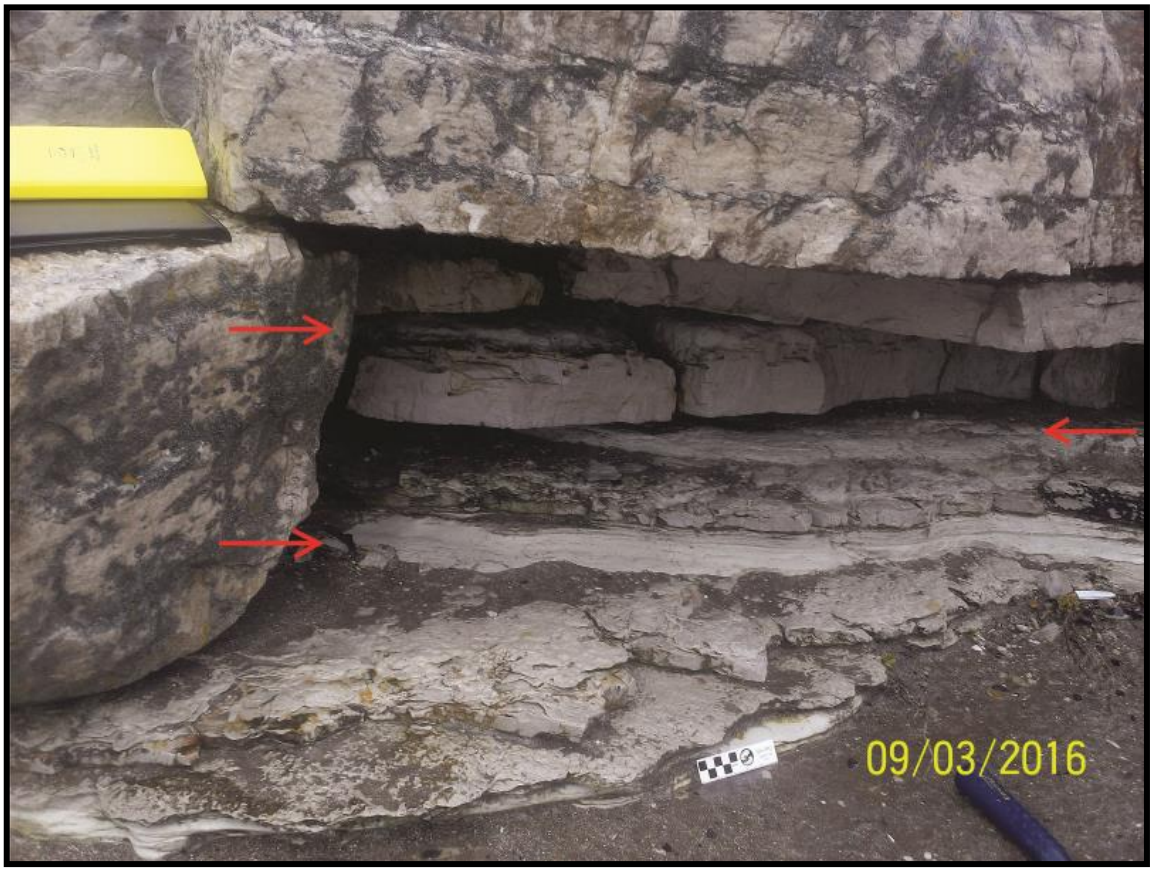

Figura 9: Depósitos de la Facies I, donde se observa la alternancia de arcillas (Flechas rojas) con areniscas muy finas.

Estas facies puede ser interpretada tanto como depósitos de abandono de barra como de interbarra. Esto se debe a la predominancia de granulometrías finas, las estructuras como Sh2 que indican migración de lecho plano de baja energía y la ausencia de superficies que indiquen la migración de grandes cuerpos arenosos.

Facies 2:

Esta facies alcanza casi cuatro metros en los afloramientos observados, aunque no se observa en forma completa. Tiene un arreglo granocreciente y estratocreciente, y está caracterizada por areniscas que varían desde gruesas a muy gruesas, teniendo mayor abundancia las primeras. Las litofacies dominantes son St2 y Sp1. Se observa la presencia de grandes cuerpos de aproximadamente dos metros de espesor que evidencian una dirección de migración hacia el NO y superficies de migración lateral de canales, de aproximadamente cinco metros de ancho, los cuales se orientan E-O.

A partir del arreglo granocreciente, el dominio de estructuras tractivas indicando una mayor energía, así como también la dirección de acreción (NO) ortogonal de grandes cuerpos arenosos con respecto a los canales (E-O) permiten inferir a los depósitos de esta facies como depósitos de barras de marea (Figura 10).

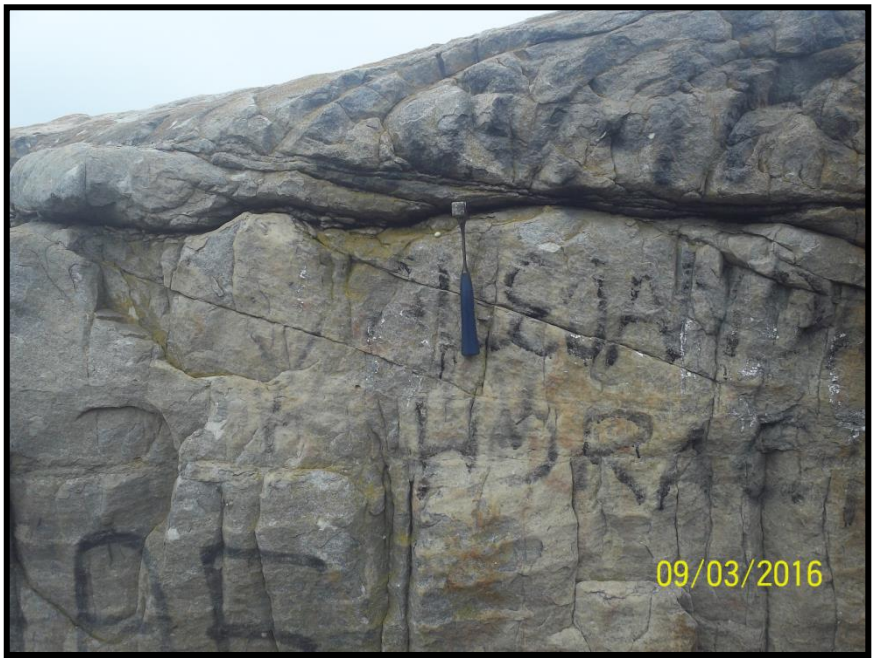

Figura 10: Depósitos de la facies II.

4.1.3. Asociación de facies

Se han reconocido dos asociaciones de facies cada una correspondiente a una de las facies previamente descriptas:

Asociación de facies I (AF I): Plataforma superior

Se encuentra conformada por la facies 1. Esta secuencia se inicia con una superficie de *ravinement* (Ver 4.2.1.6. Superficies de erosión transgresivas), la cual indicaría el inicio de una transgresión marina. La presencia de trazas el tipo *Daedalus* y *Gyrochorte* permite inferir para los depósitos de esta asociación un ambiente marino, particularmente *Daedalus* corresponde a excavaciones postdepositacionales generadas unos pocos centímetros por debajo de la interfaz agua-sustrato (Poiré *et al*., 2003), y dentro de asociaciones de trazas fósiles del tipo Cruziana sugieren un ambiente de plataforma superior (Poiré y Spalletti, 2005). Por otro lado las estructuras de baja energía presentes en esta facies (Sh1, Sh2) y la presencia de facies arcillosas producto de la decantación de sedimentos finos permiten inferir condiciones de depositación con baja energía, reforzando la hipótesis de un ambiente de plataforma superior. Hacia el final de esta asociación se observa un aumento en la energía que se infiere a partir de un arreglo granocreciente y estratocreciente, donde se forman pequeñas barras (menores al metro) que posteriormente son abandonadas de acuerdo a la acción de las mareas.

Asociación de facies II (AF II): Plataforma media

Esta asociación está conformada únicamente por la facies 2 y se caracteriza principalmente por presentar areniscas de tamaño medio a grueso. Esta facies presenta un arreglo granocreciente y estratocreciente. Tanto este arreglo como la presencia de barras de mayor dimensión (dos metros) acompañadas de la migración

lateral de canales permiten inferir un ambiente de mayor energía, con respecto a la AF I, y con más incidencia de la acción mareal, es decir, en condiciones submareales. A partir de todo esto se infiere para esta asociación de facies un ambiente de mayor profundidad en relación a la AF I como puede ser un ambiente de plataforma media.

4.2. Arquitectura depositacional

En este subtitulo se discute la arquitectura depositacional de los cuerpos presentes en los afloramientos representados en los paneles. Para ello se analizó en forma individual cada panel teniendo en cuenta la geometría de los cuerpos, la sedimentología, las superficies presentes y como se relacionan estos aspectos. Posteriormente se realizó una correlación entre los paneles con el fin de unificar la información obtenida de ambos. Para ello es necesario describir antes las principales formas mareales para simplificar el análisis de los paneles.

4.2.1. Macroformas

Debido a que no se ha unificado la terminología utilizada para describir e interpretar macroformas mareales, ni ha sido propuesta una clasificación sistemática para estos cuerpos, se realizará a continuación un resumen, a partir de una recopilación bibliográfica, de la nomenclatura actual de los principales tipos de cuerpos arenosos con génesis mareal y sus características diagnósticas con el fin de definir las macroformas mareales presentes en el área de estudio.

4.2.1.1. Dunas de marea compuestas (*Compound tidal dunes*)

Características diagnosticas: acreción frontal; crestas perpendiculares a las corrientes de marea; arreglos granocrecientes y estratocrecientes.

Las dunas de marea son comunes tanto en ambientes mareales como en estuarios y deltas dominados por mareas (Dalrymple, 1984; Dalrymple y Rhodes, 1995). Los

depósitos son granocrecientes y estratocrecientes, y esto es debido a que la velocidad de la corriente es inversamente proporcional a la profundidad, por lo tanto al crecer la geoforma disminuye la profundidad y aumenta la velocidad (aumenta el caudal) permitiendo transportar sedimentos de mayor tamaño de grano. El exceso de energía durante la migración de las dunas simples (formas de lecho) genera el apilamiento de las mismas dando como resultado la formación de dunas de marea compuestas.

Estos cuerpos presentan su cresta en dirección perpendicular a la dirección de flujo y con una altura de aproximadamente el 20% de la profundidad del agua (Olariu *et al*., 2012). Internamente han sido estudiados por Dalrymple (1984) y Dalrymple y Rhodes (1995) quienes observaron la presencia de superficies *master* generadas por la migración de las dunas simples y que inclinan a favor del flujo. El desplazamiento de las dunas por dichas superficies, al ser en la misma dirección del flujo, genera una arquitectura de acreción frontal, característica distintiva de las dunas de marea compuestas.

Es común la ocurrencia de dunas de marea compuestas junto a canales con marcada migración lateral. La dirección en la cual inclinan las superficies *master* de las dunas es aproximadamente opuesta a la cual lo hacen las superficies de acreción lateral de los canales (Choi y Jo, 2015) (Figura 11).

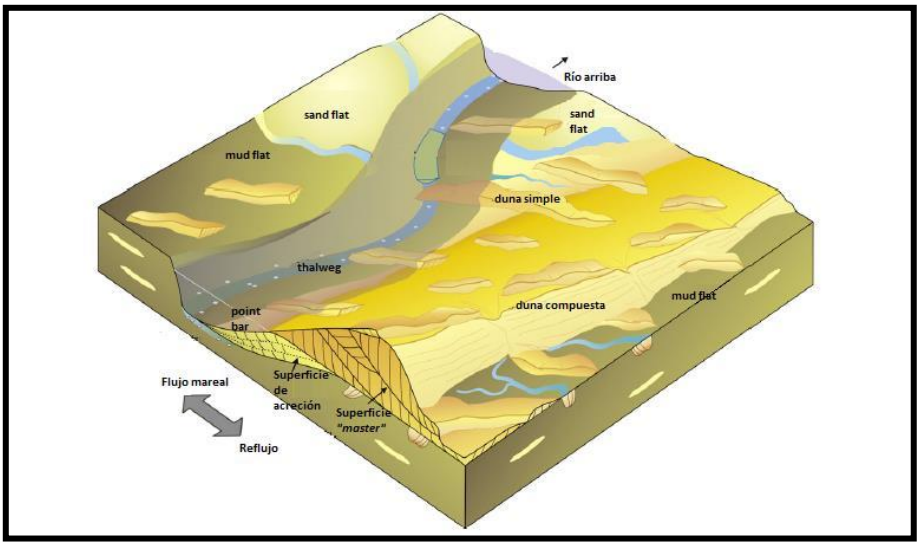

Figura 11: Esquema que muestra la relación entre las superficies internas de las dunas y las de migración lateral de las *point bar*. Modificado de Choi y Jo (2015).

4.2.1.2. Barras de marea (*Tidal bars*)

Características diagnosticas: acreción lateral; eje mayor perpendicular paralelo a la dirección de mareas; asociadas a canales de marea; arreglos granodecrecientes y estratodecrecientes.

Las barras de marea son un tipo de geoforma que se orienta con su eje de manera perpendicular a la dirección de flujo. A diferencia de las dunas de marea, están representadas en el registro geológico por sucesiones granodecrecientes y estratodecrecientes, así como también por una base erosiva debido a la migración lateral de los canales asociados (Choi y Jo, 2015) (Figura 12). Estas migran lateralmente con una ligera componente oblicua al flujo. Es debido a este tipo de acreción que la depositación ocurre en las caras de sotavento, ya que la cara de barlovento es erosionada por el avance de la barra. Adicionalmente esto produce que en el registro se observen las caras de sotavento en las cuales la corriente dominante es la de reflujo (Dalrymple y Choi, 2007). Otra diferencia con las dunas de marea es que las barras tienen una altura equivalente a la profundidad del agua, mientras que las dunas representan solo un porcentaje.

Las barras de marea son comunes en ambientes depositacionales tales como canales distributarios, frente de deltas (dominadas por marea) o en las partes externas de los estuarios, y no así en el sector externo de la plataforma debido a que las corrientes mareales no son los agentes de transporte dominantes (Desjardins *et al*., 2012). Por otro lado, si su desarrollo ocurre en un ambiente *"inshore"* es común que se las encuentre asociadas a canales de marea.

Olariu *et al*., (2012) mencionan los *shelf ridges*, a los cuales los definen como barras mareales originadas en zonas de plataforma donde la velocidad de la corriente y la intensidad del oleaje son mayores en la cresta, debido a la ausencia de canales, lo que produce un arreglo granocreciente.

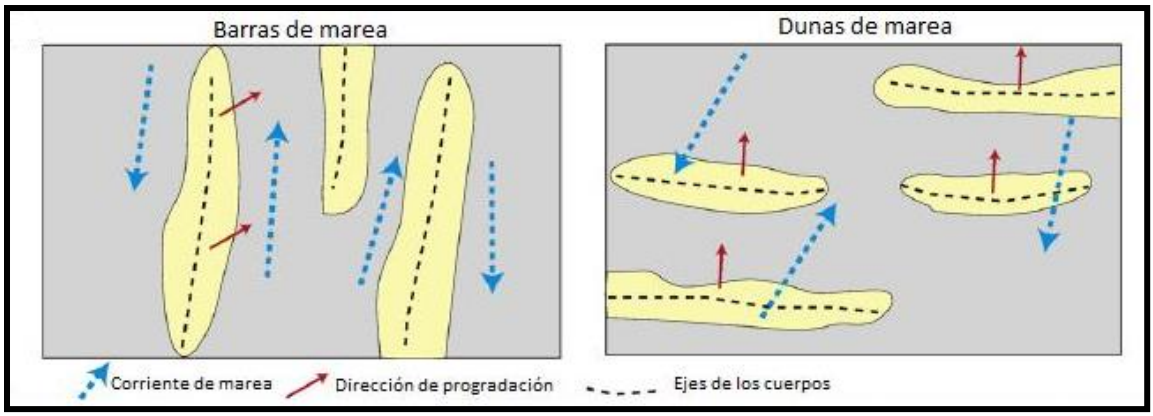

Figura 12: Se observan las principales diferencias morfológicas entre las dunas de marea y las barras de marea. Modificado de Olariu *et al*. (2012),

4.2.1.3. Mantos de arena (*Sand sheets/Sandstones sheets*)

Características diagnosticas: apilamiento de dunas compuestas; gran extensión lateral.

Son interpretados como complejos de dunas compuestas originados por el apilamiento de dichos cuerpos (Figura 13) y alcanzan espesores de hasta 6 metros mientras que lateralmente se extienden de forma continua alcanzando dimensiones kilométricas (Olariu *et al*., 2012). Al alcanzar estas extensiones, ante la presencia de mantos de arena se puede inferir un ambiente dinámico en el que las condiciones energéticas tienen variaciones tanto espaciales como temporales.

Basándose en las características de los depósitos analizados por Desjardins *et al*. (2010a, b) los mantos de arena pueden ser divididos en tres zonas principales: núcleo, frente y margen. Las facies del núcleo se reconocen por la presencia de bancos de potencia intermedia a gruesa (métricos), de areniscas con estratificación entrecruzada, tanto planar como en artesa. El frente suele estar caracterizado por bancos de areniscas poco potentes y dominados por estratificación entrecruzada tabular planar. Por último, la zona marginal presenta una mayor variedad de estructuras como laminación ondulítica, tanto en areniscas como en pelitas, areniscas con estratificación *hummocky* y estratificación entrecruzada tabular planar, mientras que la potencia de los bancos es muy delgada a delgada.

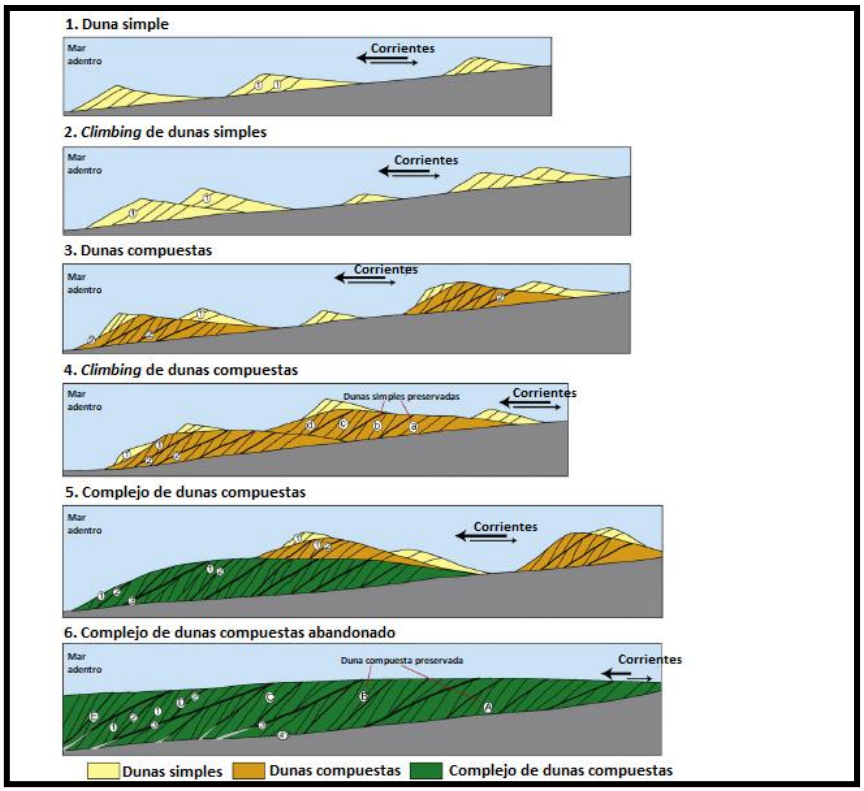

Figura 13: Esquema que muestra las etapas de formación de los mantos de arena. No se encuentra realizado a escala y posee una exageración vertical. Los números indican la jerarquía de las superficies internas. Modificado de Olariu *et al*. (2012).

4.2.1.4. Parches de dunas aisladas (*Isolated dunes patches*)

Características diagnosticas: dunas aisladas.

Estas geoformas submareales descriptas por Desjardins *et al*. (2012) se caracterizan por originarse en ambientes donde el aporte de sedimento es bajo. Esto tiene como resultado que se generen depósitos aislados de dunas.

El principal aporte de sedimento es la arena de aguas poco profundas removida por la acción de las corrientes mareales durante etapas transgresivas.

4.2.1.5. Cordones de arena (*Sandridges*)

Características diagnosticas: acreción lateral; crestas orientadas oblicuas al flujo; arreglos granocrecientes y estratocrecientes.

En muchos trabajos se ha utilizado este término para referirse a las barras de marea definidas anteriormente (ej. Saha *et al*., 2016). En este trabajo se utiliza la

terminología elegida por Desjardins *et al*. (2012), en la cual se los define como cuerpos arenosos elongados orientados oblicuamente al flujo dominante y depositado por migración lateral oblicua. Su altura, en contraposición con las dunas, suele ser mayor al 20% de la profundidad del agua, y también alcanzan longitudes mayores que las dunas, de hasta 10 km (Snedden y Dalrymple 1999). Estos autores encontraron una única diferencia entre los *sandridges* de origen mareal y los de oleaje, y es que los primeros suelen presentar una longitud mayor. Así mismo determinaron que en ambientes actuales se encuentran formando grupos con un espaciado continuo, a pesar de esto también se observaron casos en los cuales se encontraban *sandridges* aislados.

Su génesis está relacionada a irregularidades en el fondo marino, las cuales producen una aceleración en la corriente erosionando la cara de barlovento y transportando los sedimentos hasta la cara de sotavento donde se produce la depositación de los sedimentos debido a la desaceleración de la corriente. Este proceso es la razón por la cual los depósitos de estos cuerpos presentan un arreglo granocreciente y estratocreciente (Desjardins *et al*., 2012). Estos cuerpos están formados internamente por bancos arenosos con estratificación entrecruzada tabular planar de baja escala la cual se encuentra preservada, principalmente, en la cara de sotavento.

4.2.1.6. Superficies de erosión transgresivas (Superficies de *Ravinement)*

Características diagnosticas: bajo relieve; asociadas a secciones marinas condensadas.

Las superficies de *ravinement* son superficies de bajo relieve formadas durante una transgresión marina cuando el espacio de acomodación supera al aporte de sedimento, esto produce la migración de la costa tierra adentro debido a la erosión producida por la acción de mareas u oleaje. Normalmente estas superficies se encuentran cubiertas por una delgada sección marina condensada (Liu y Gastaldo,

1992). Dichas superficies son definidas como *máximum flood surfaces* (MFS) y representan el punto de mayor inserción de la línea de costa tierra adentro.

Al mismo tiempo, estas superficies de *ravinement* son utilizadas para documentar los inicios de ciclos transgresivos como resultado de cambios eustáticos o relativos del nivel del mar.

4.2.1.7. Canales de marea

Características diagnósticas: migración lateral; sucesiones granodecrecientes; base erosiva.

Los sistemas de canales de marea tienen un arreglo similar al de los sistemas fluviales meandriformes, esto quiere decir que presentan principalmente acreción lateral y en menor medida acreción vertical con bancos superpuestos (Figura 14). Es posible que también tengan redes de canales entrelazados pero no es común. En el registro se reconocen por presentar una base erosiva y sucesiones granodecrecientes. Al aumentar la intensidad del flujo mareal hacia el mar los canales de marea suelen ser más anchos, y este aumento es exponencial según observaciones morfológicas y estudios teóricos (Dalrymple y Choi, 2007).

Figura 14: Canales de marea observados en el sector 4 del presente trabajo.

4.2.2. Paneles

A continuación se describen los paneles realizados en este estudio con especial atención en la arquitectura depositacional. Para las jerarquías de las superficies definidas en los paneles se definió que las superficies de primer orden correspondían a las estructuras presentes en los cuerpos, las de segundo orden representan los límites de los sets que conforman los cuerpos y las de tercer orden hacen referencia a las superficies que separan los diferentes cuerpos.

<u>Panel Cabo Corrientes</u> (CC)

En este se reconocen tres superficies de tercer orden (Anexo II) que dividen los afloramientos en cuatro cuerpos a los cuales se le asignó una letra de la A a la D (Figura 15), de abajo hacia arriba. Los cuerpos de los extremos, A y D, no fueron estudiados en detalle en el presente estudio debido a la pobre representación en los afloramientos. Es por esto que el análisis se centrara en los cuerpos B y C.

Figura 15: Segmento del Panel Cabo Corrientes donde se observan los cuatro cuerpos que lo conforman.

En el cuerpo B resalta la presencia de una barra de casi dos metros de espesor. Esta fue definida como barra, basándose en la clasificación para cuerpos arenosos en ambientes mareales previamente definido (4.1.1 Geoformas de origen mareal), ya que la relación entre su dirección de acreción (N-S) y la orientación de las paleocorrientes inferidas a partir de los canales (E-O) es ortogonal. Debido a la ausencia de canales en este panel se utilizaron los datos de paleocorrientes presentes en el panel Punta Iglesia (PI) (Ver Página 49).

La estructura interna de la barra está compuesta por superficies de segundo orden con inclinación hacia el NO. Dentro de esta geoforma se tomó la muestra 2 mientras que la muestra 1 se extrajo por encima del tope de la barra. En este intervalo fue muy común observar la presencia de la litofacies Sp1 la cual presenta una inclinación hacia el NO.

En el cuerpo C la litofacies con mayor representación es la Sh2. Se observan superficies de segundo orden (amarillo) con inclinación hacia el SE y las cuales confluyen con las superficies de tercer orden. En este cuerpo se observan dos niveles de arcillas masivas, de los cuales se extrajeron muestras, correspondientes a la litofacies Fm.

Panel Punta Iglesia (PI)

Está conformado por tres cuerpos principales (Figura 16), delimitados por dos superficies de tercer orden (Anexo III). Los mismos se denominaron A´, B´ y C´ de abajo hacia arriba. Solamente se analizaran los cuerpos A´ y B´ ya que del cuerpo C´ no se obtuvieron suficientes datos debido a su pobre representación.

Figura 16: Segmento del Panel Punta Iglesia donde se observan los tres cuerpos que lo conforman.

En el cuerpo A´ se observa la presencia de un canal en el sector NO del panel, al cual se lo interpreta como un canal meandrante, debido a la presencia de migración lateral hacia el NO, y que presenta una orientación E-O. Por debajo de las superficies de migración se reconoce la litofacies Sh2 de la cual se recolectó la muestra 3. Se observa a lo largo de todo el cuerpo un predominio de la litofacies Sp1 con orientación hacia el NO. Por último se reconocen evidencias de superficies de migración de grandes cuerpos arenosos hacia el NO. Debido a que la dirección de progradación de los cuerpos es ortogonal a la dirección de las paleocorrientes, inferidas a partir de los canales, se definieron a estos cuerpos como barras de marea.

Por último, en el cuerpo B´ es común la presencia de la litofacies Sh2 hacia el SE del panel, mientras que la litofacies Sp1 se encuentra en el resto del intervalo presentando un inclinación hacia el NO. También se observa la presencia de un canal con orientación E-O y con incipientes características de migración lateral, sin llegar a ser tan marcadas como en el banco A´.

5. Petrografía

En este capítulo se realizó la descripción de las secciones delgadas obtenidas a partir de las siete muestras de rocas recolectadas durante el trabajo de campo. Estas presentan una homogeneidad muy marcada lo que no permitió extraer demasiada información para las interpretaciones realizadas durante este trabajo. Además se realizó la descripción del resultado de los análisis efectuados sobre las muestras extraídas de arcillas.

5.1. Mineralogía de areniscas

Muestra N°1 (Extraída en los afloramientos correspondientes al Panel Cabo Corrientes)

Macroscópicamente la muestra corresponde a una arenisca gruesa, de color fresco gris claro (N7) mientras que el expuesto se torna a gris amarillento (5Y 8/1). La misma presenta irregular y no se observa laminación.

La sección delgada muestra una buena selección, con moda en arena mediana, aunque se observan clastos que alcanzan tamaño arena gruesa. Presenta textura clasto-sostén, aunque en algunos sectores es flotante. Los contactos son principalmente de tipo recto y cóncavo-convexo, aunque muchas veces son difíciles de definir por el abundante crecimiento secundario de cuarzo.

La fracción clástica (85%) se encuentra casi en su totalidad compuesta por cuarzo monocristalino (95%), mayoritariamente con extinción normal, aunque se distinguen algunos granos con extinción ondulosa (Figura 17).

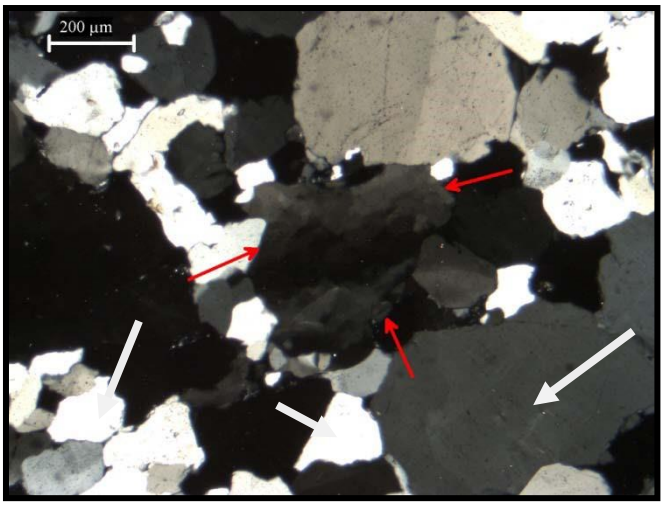

Figura 17: Las flechas rojas señalan un clasto con extinción ondulante, las blancas señalan cuarzo con extinción normal.

Los fragmentos líticos (3%), corresponden a cuarzo policristalino de origen predominantemente cataclástico. En forma subordinada se observan clastos de cuarcitas (Figura 18).

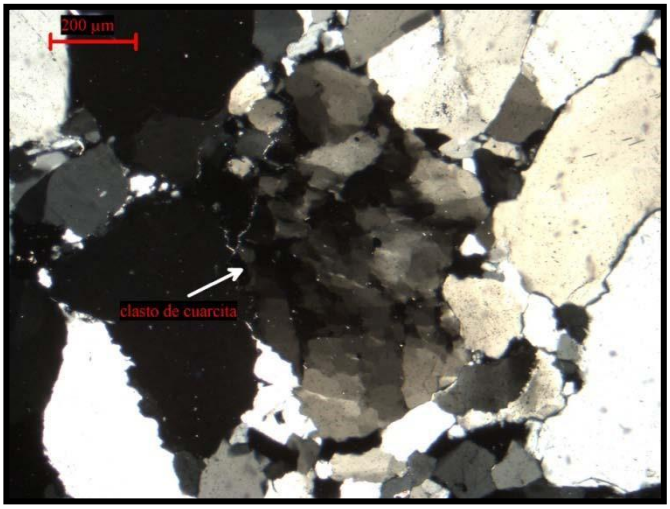

Figura 18: La flecha señala un clasto de cuarcita.

Los feldespatos están representados por escasos clastos de ortosa (1%), alterada a material arcilloso. Entre los minerales pesados (1%), se destacan laminillas de mica y clastos de turmalina. Las primeras se encuentran muy alteradas, flexuradas y con extremos desflecados. Los granos de turmalina tienen hábito prismático y abundantes microfracturas perpendiculares al eje mayor (Figura 19).

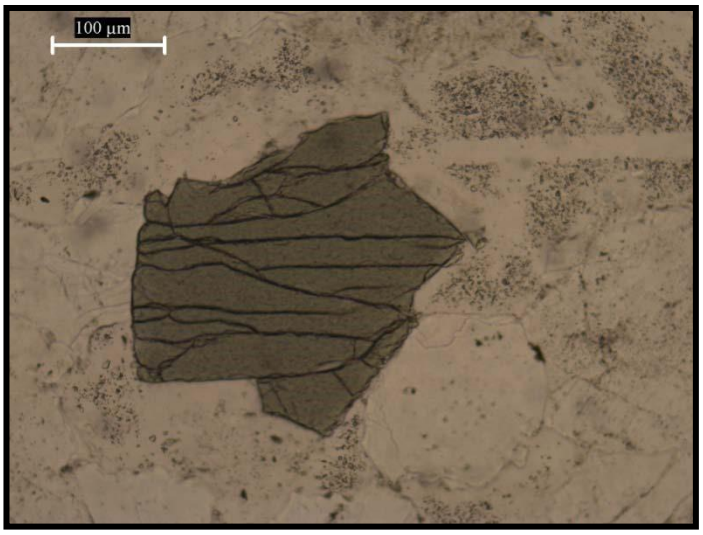

Figura 19: Clasto de Turmalina.

Se observan varios tipos de material aglutinante (15%), con predominio del crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica. En forma subordinada se observan rellenos porales de caolinita autigénica, con buena cristalinidad, por lo que puede reconocerse disposición de las láminas en *books* y son escasos los revestimientos de illita (Figura 20). También se observan pequeños parches de óxidos. Estos cementos han obliterado casi totalmente la porosidad primaria.

La arenisca se clasifica según la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1987) como una arenita cuarzosa.

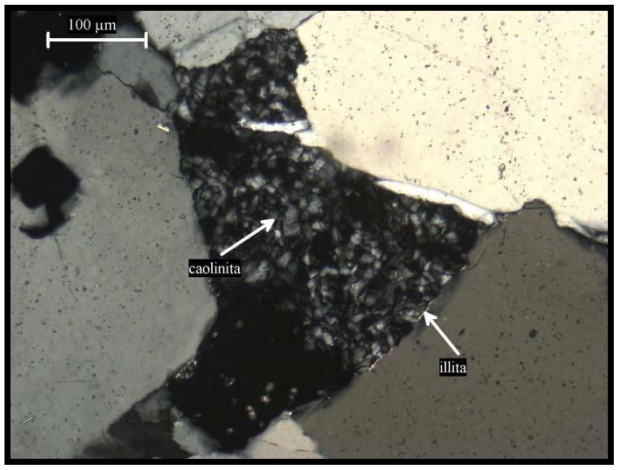

Figura 20: Relleno poral de caolinita y revestimiento de illita.

Muestra N°2 (Extraída en los afloramientos correspondientes al Panel Cabo Corrientes)

Macroscópicamente la muestra corresponde a una arenisca muy fina y de color gris muy claro (N8). Presenta una fractura irregular con un color expuesto gris amarillento (5Y 8/1).

La sección delgada presenta una buena selección, con moda en arena fina. Presenta principalmente textura clasto-sostén, aunque en escasos sectores es flotante debido al crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica. Los contactos son del tipo recto y cóncavo-convexo, aunque muchas veces es difícil de determinar por el abundante crecimiento silíceo autigénico.

La fracción clástica (85%) se encuentra casi en su totalidad compuesta por cuarzo monocristalino (95%), con extinción mayoritariamente normal, aunque se distinguen algunos granos con extinción ondulosa y aún fragmentosa.

Los fragmentos líticos (2%) corresponden a cuarzo policristalino de origen predominantemente cataclástico y vestigios de clastos alterados de probable origen metamórfico (Figura 21), que generan pseudomatriz. Los granos de feldespato son muy escasos (< 1).

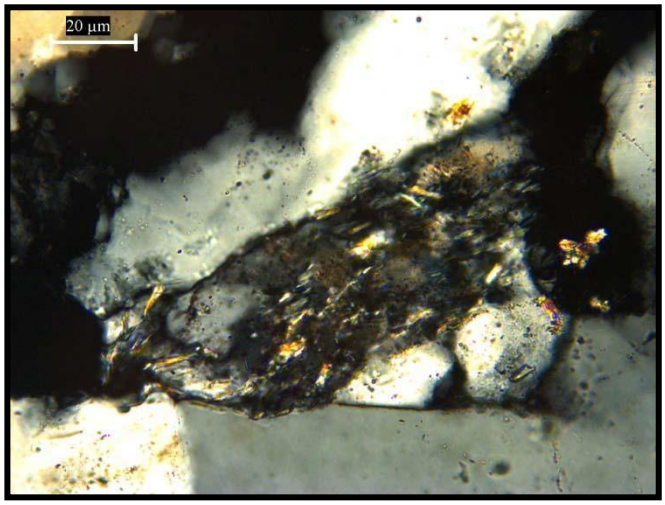

Figura 21: Fragmento lítico alterado.

Entre los minerales accesorios (3%) predominan las micas, principalmente muscovita. Algunas están parcialmente alteradas, mientras que otras se encuentran muy alteradas, flexuradas y con extremos desflecados y probablemente han dado origen a laminillas de illita, que rodean a algunos clastos y forman puentes entre los mismos (Figura 22). Se reconocieron vestigios de turmalina y zircón.

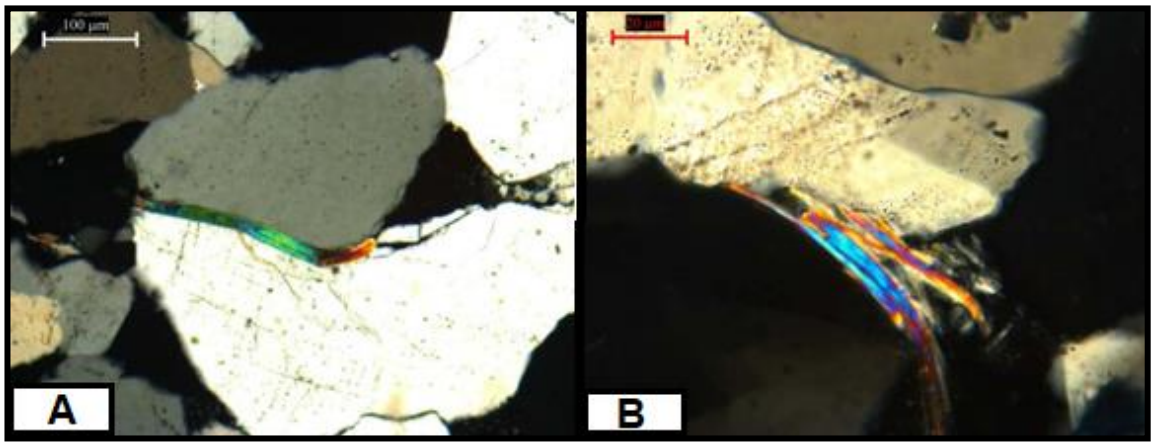

Figura 22: Micas. A) Lamina de muscovita flexurada entre clastos de cuarzo; B) láminas de mica con extremos desflecados.

Hay distintos tipos de cementos (15%), con predominio del crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica. En forma subordinada se observan rellenos porales de caolinita autigénica, con buena cristalinidad, por lo que puede reconocerse disposición de las láminas en *books* y vestigios de probables zeolitas. Estos cementos han obliterado casi totalmente la porosidad primaria.

La arenisca se clasifica según la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1987) como una arenita cuarzosa.

<u>Muestra N°3</u> (Extraída en los afloramientos correspondientes al Panel Punta Iglesia)

Macroscópicamente la muestra corresponde a una arenisca media a gruesa de color gris claro (N7) y con fractura irregular que presenta un color expuesto gris amarillento (5Y 8/1). Presenta laminación, la cual se debe al agrupamiento de clastos

más claros y más oscuros en bandas. La sección delgada presenta microlaminación (Figura 23), las láminas son de arena fina y muy fina (sector central de Figura 23), intercaladas entre otras de arena muy gruesa (sectores superior e inferior de Figura 23). Cada lámina se encuentra bien seleccionada.

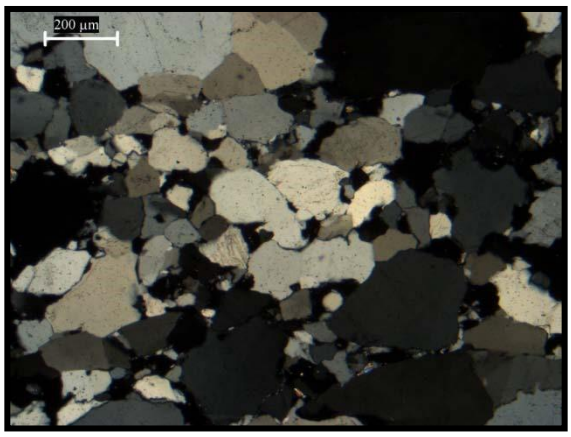

Figura 23: Lámina de arena fina entre otras de arena muy gruesa.

La textura es clasto-sostén y los contactos entre granos son principalmente de tipo recto y cóncavo-convexo, aunque muchas veces es difícil de distinguir por el abundante crecimiento secundario de cuarzo.

La fracción clástica (85%) se encuentra casi en su totalidad compuesta por cuarzo monocristalino (94%), con extinción, principalmente normal y en menor medida ondulante. Los fragmentos líticos (4%) corresponden a cuarzo policristalino (Figura 24), de origen predominantemente cataclástico. Hay vestigios de feldespatos.

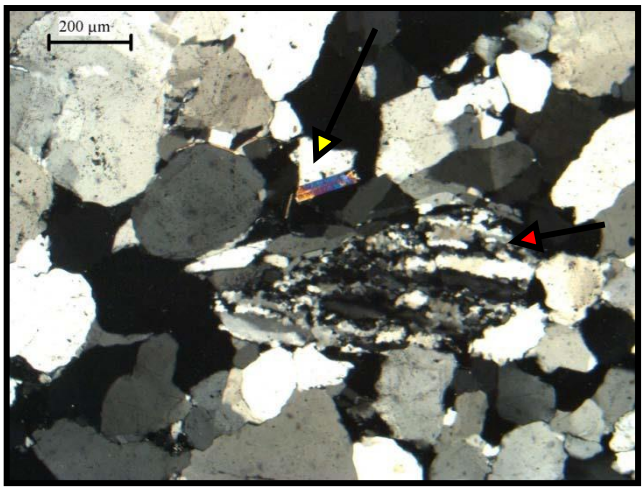

Figura 24: En la zona central de la foto se observa un clasto de cuarzo policristalino (flecha roja), con flecha amarilla se señala muscovita neoformada, que corta la fábrica clástica.

Entre los minerales accesorios (2%), predominan las micas de las que se reconocen dos tipos, unas se encuentran poco alteradas y cortan la fábrica sedimentaria (Figura 24), mientras que las otras se encuentran muy alteradas, flexuradas, entre los clastos más resistentes y con extremos desflecados (Fig. Petro9a). Estas micas probablemente han dado origen a laminillas de illita que se disponen alrededor de algunos clastos (Figura 25).

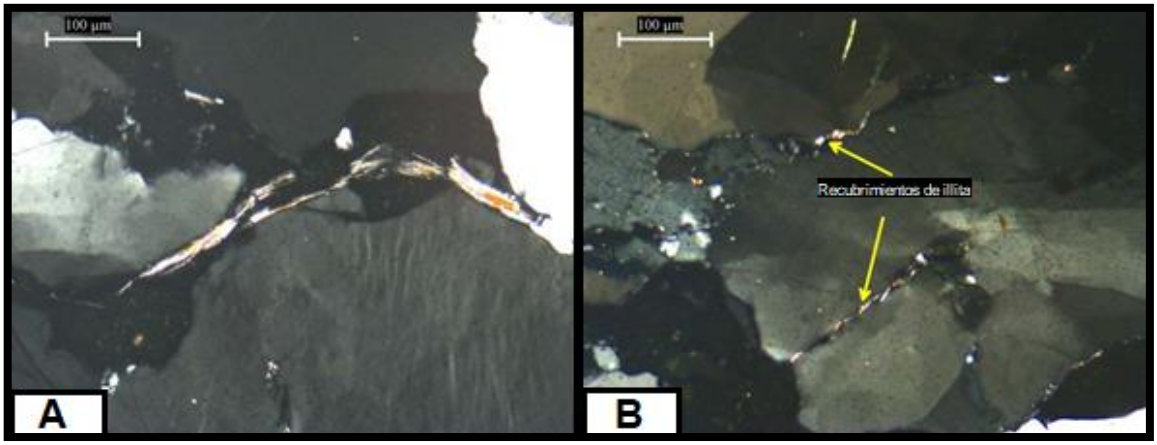

Figura 25: A) muscovita flexurada y muy alterada; B) finos revestimientos de illita alrededor de algunos clastos.

Se observan varios tipos de cementos (15%), con predominio del crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica. En forma subordinada hay rellenos porales de caolinita autigénica, con buena cristalinidad, por lo que puede reconocerse

disposición de las láminas en *books* (Figura 26). También se observan escasos y pequeños parches de óxidos. Estos cementos han obliterado casi totalmente la porosidad primaria.

La arenisca se clasifica según la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1987) como una arenita cuarzosa.

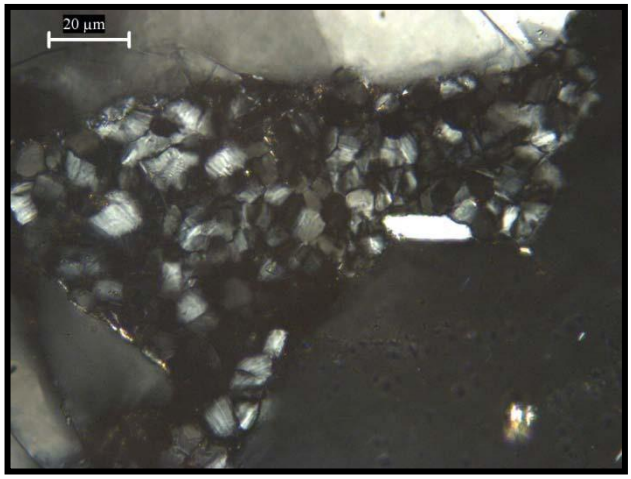

Figura 26: Rellenos porales de caolinita.

<u>Muestra N°4</u> (Extraída en los afloramientos correspondientes al Perfil sedimentológico de la Figura 4)

Macroscópicamente la muestra corresponde a una arenisca fina de color gris muy claro (N8), con fractura irregular de color expuesto gris oliva claro (5Y 6/1), y no se observa laminación.

La selección de la sección delgada es moderada selección moderada, con tamaños de grano que varían entre arena fina y gránulo. Estos últimos están dispersos entre los clastos de arena (Figura 27).

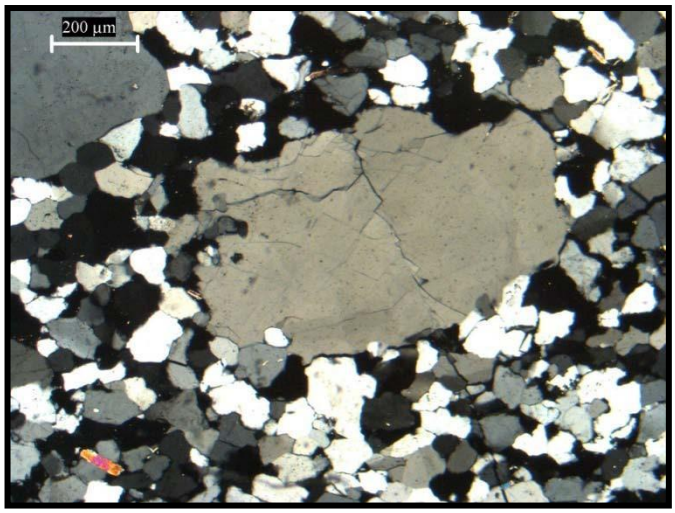

Figura 27: Sábulos, generalmente de cuarzo policristalino, dispersos entre los clastos de arena.

La textura es clasto-sostén y los contactos entre granos son principalmente de tipo recto y cóncavo-convexo, aunque muchas veces es difícil de distinguir debido al abundante crecimiento secundario de cuarzo.

La fracción clástica (85%) se encuentra casi en su totalidad compuesta por cuarzo monocristalino (93%), con extinción normal a ondulante, acompañados por fragmentos líticos (5%). Los mismos pueden dividirse en dos grupos: el más abundante está representado por cuarzo policristalino de origen predominantemente cataclástico y un segundo grupo conformado por fragmentos líticos de origen metamórfico, con avanzada alteración y flexurados entre los clastos más resistentes, lo que genera pseudomatriz (Figura 28). Solo se reconocen vestigios de feldespatos.

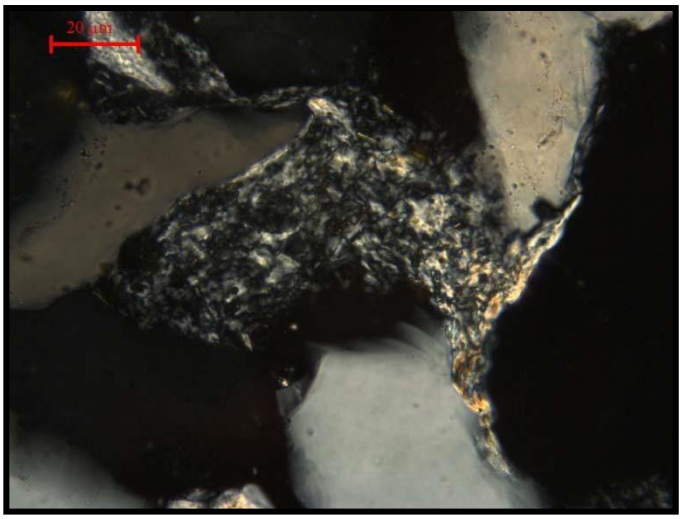

Figura 28: Clasto deformado, dando lugar a pseudomatriz.

Los minerales accesorios (2%), están constituidos principalmente por micas, de las que se reconocen dos tipos, unas son neoformadas, se encuentran poco alteradas y cortan la fábrica sedimentaria, mientras que las otras se encuentran muy alteradas, flexuradas, entre los clastos más resistentes y con extremos desflecados. Los clastos de turmalina se destacan por su color y relieve entre los granos de cuarzo (Figura 29).

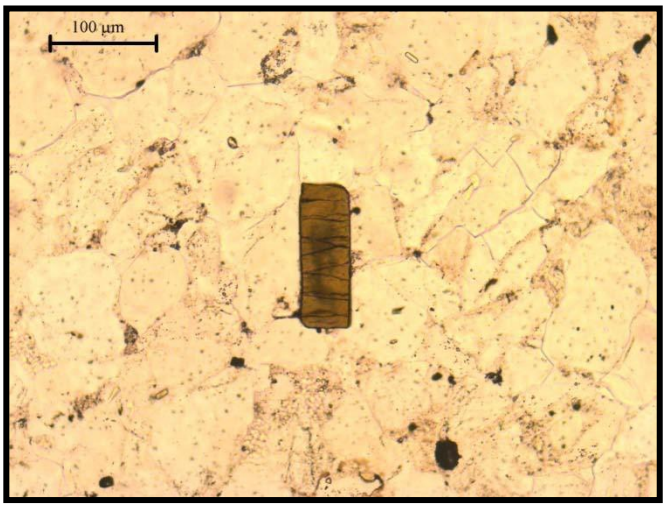

Figura 29: Clasto de turmalina.

Se observan varios tipos de cementos (15%), con predominio del crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica (Figura 30). En forma subordinada se observan rellenos porales de caolinita autigénica, con buena cristalinidad, por lo que puede reconocerse disposición de las láminas en *books*. Heterogéneamente

distribuidos hay escasos parchecillos de óxido de hierro. Los cementos han obliterado casi totalmente la porosidad primaria.

La arenisca se clasifica según la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijonh *et al.* (1987) como una arenita cuarzosa.

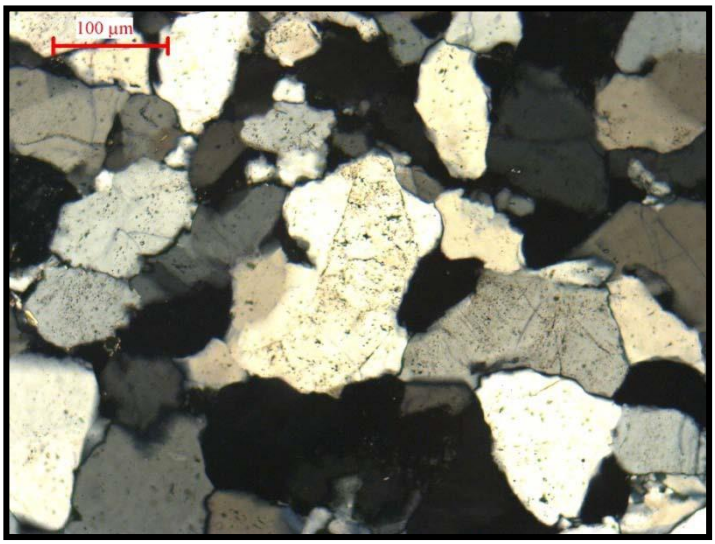

Figura 30: En la zona central de la foto puede observarse claramente un clasto semilla rodeado por crecimiento silíceo secundario más límpido.

Muestra N°5 (Extraída en los afloramientos correspondientes al Perfil sedimentológico de la Figura 4)

Macroscópicamente la muestra corresponde a una arenisca fina de color gris claro (N7) y con fractura irregular que presenta un color expuesto gris amarillento (5Y 8/1).

La sección delgada presenta buena selección, con moda en arena fina. La textura es clasto-sostén en la cual los contactos son, principalmente, de tipo cóncavo-convexo, aunque muchas veces es difícil de diferenciar por el abundante crecimiento secundario de cuarzo.

La fracción clástica (85%) está compuesta principalmente por cuarzo monocristalino (94%), con extinción normal a ondulante, acompañada por fragmentos líticos (2%), principalmente de cuarzo policristalino cataclástico y escasos fragmentos metamórficos de grano fino muy alterados, formando pseudomatriz (Figura 31).

Entre los minerales accesorios (4%) predominan las micas, tanto neoformadas como detríticas, estas últimas altamente alteradas a arcillas, flexuradas y sus extremos desflecados. Minerales pesados (turmalina, epidoto y opacos), se concentran en una lámina con clastos de tamaño arena muy fina (Figura 32).

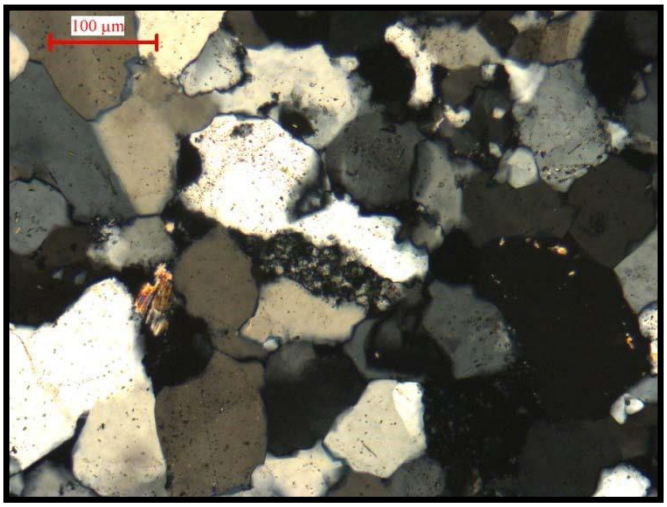

Figura 31: Fragmento lítico de grano fino, deformado parcialmente generando pseudomatriz.

Se observan dos tipos de cementos (15%), con predominio del crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica. En forma subordinada se observan rellenos porales de caolinita autigénica, con buena cristalinidad, por lo que puede reconocerse disposición de las láminas en *books*. Estos cementos han obliterado casi totalmente la porosidad primaria.

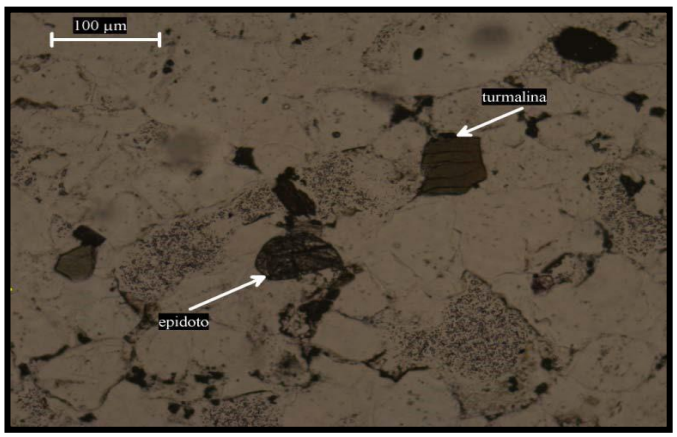

Figura 32: Lámina donde se concentran los minerales pesados.

La arenisca se clasifica según la clasificación de Dott modificada por Pettijohn *et al.* (1987) como una arenita cuarzosa.

Muestra N°6 (Extraída en los afloramientos correspondientes al Perfil sedimentológico de la Figura 4)

Macroscópicamente la muestra corresponde a una arenisca fina de gris claro (N7), con fractura irregular que presenta un color expuesto gris amarillento (5Y 8/1). En la misma se observa una laminación de bandas más claras y más oscuras.

La sección delgada tiene buena selección, con moda en arena fina. Presenta textura clasto-sostén en la cual los contactos son, principalmente, del tipo cóncavo-convexo, aunque muchas veces es difícil de diferenciar por el abundante crecimiento secundario de cuarzo.

La fracción clástica (86%) está compuesta en su mayoría por cuarzo monocristalino (96%), con extinción normal y en algunos casos ondulante. Los fragmentos líticos (2%) están principalmente constituidos por cuarzo policristalino de origen predominantemente cataclástico y chert (Figura 33). También se observan muy escasos fragmentos líticos de origen metamórfico muy alterados, lo que da origen a pseudomatriz.

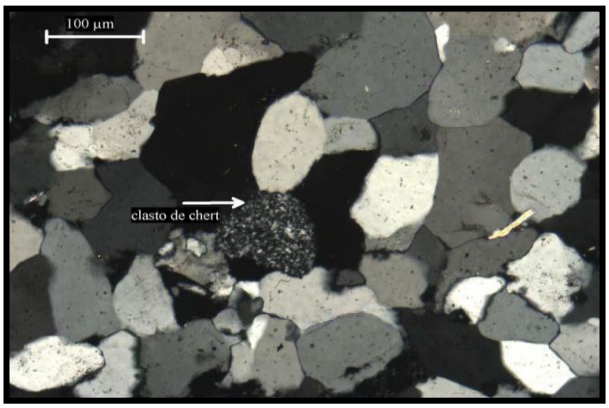

Figura 33: En el centro de la foto puede verse un clasto de chert.

Los minerales pesados (2%), están principalmente constituidos por micas alteradas, flexuradas y con extremos desflecados.

Se observan varios tipos de cementos (14%), con predominio del crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica. En forma subordinada se observan rellenos porales de caolinita autigénica, con buena cristalinidad, por lo que puede reconocerse disposición de las láminas en *books*. También se observa de manera subordinada la presencia de pequeños parches de óxidos. Estos cementos han obliterado casi totalmente la porosidad primaria.

La arenisca se clasifica según la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1987) como una arenita cuarzosa.

Muestra N°7 (Extraída en los afloramientos correspondientes al Perfil sedimentológico de la Figura 4)

Macroscópicamente la muestra corresponde a una arenisca media de color gris muy claro (N8), con fractura irregular con un color expuesto gris oliva claro (5Y 6/1). Presenta una leve laminación por diferencia de tamaño de grano.

La sección delgada laminación dada por variaciones en el tamaño de grano. Las láminas de arena muy fina se intercalan entre otras tamaño arena gruesa. La selección en cada lámina es buena (Figura 34) y los contactos entre granos son predominantemente rectos. En algunas zonas la abundancia de cemento genera fábrica flotante.

La fracción clástica (85%) está compuesta principalmente por cuarzo monoscristalino (96%), con extinción normal y en algunos casos ondulante. Entre los fragmentos líticos (3%) predominan los de composición silícea, principalmente cuarzo policristalino de origen cataclástico y menor proporción de clastos de chert (Figura

35A). Hay vestigios de feldespatos potásicos alterados a material arcilloso (Figura 35B).

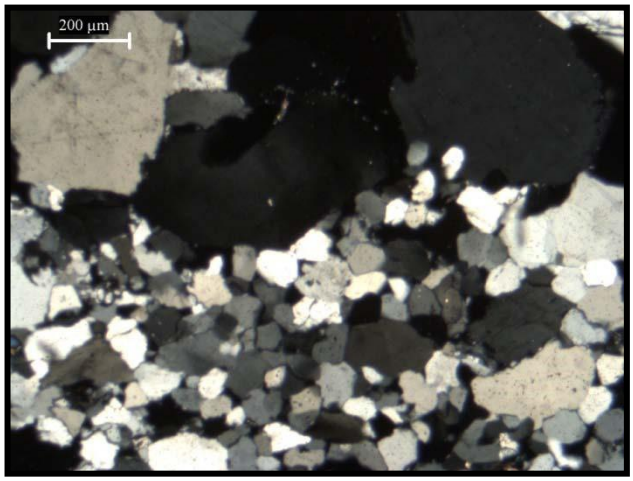

Figura 34: Contacto entre láminas de arena de distinto tamaño de grano.

Entre los minerales pesados predominan las micas (2%) alteradas, flexuradas y con extremos desflecados. Se han reconocido también epidoto y turmalina. Es probable que estas micas hayan dado origen a laminillas de posible illita que se disponen rodeando parcialmente a algunos clastos.

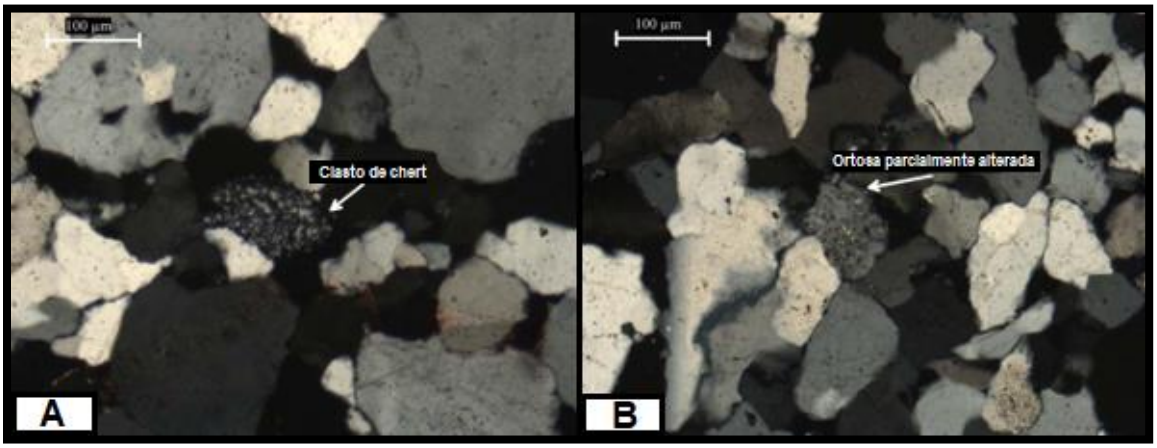

Figura 35: A) clasto de chert rodeado por otros de cuarzo; B) grano de feldespato potásico entre clastos de cuarzo.

Se observan dos tipos de cementos (15%), con predominio del crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica (Figura 36a). En forma subordinada se observan rellenos porales de caolinita autigénica, con buena cristalinidad, por lo que

puede reconocerse disposición de las láminas en *books* (Figura 36b). Estos cementos han obliterado casi totalmente la porosidad primaria.

La arenisca se clasifica según la clasificación de Dott (1964) modificada por Pettijohn *et al.* (1987) como una arenita cuarzosa.

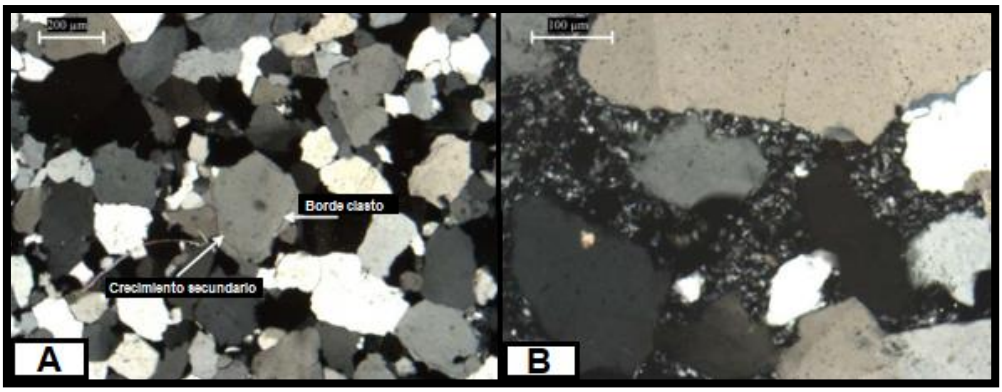

Figura 36: A) Las flechas blancas señalan el borde del clasto semilla rodeado por crecimiento silíceo secundario; B) relleno poral de caolinita autigénica.

5.1. Mineralogía de arcillas

Los análisis difractométricos realizados sobre las 2 muestras de pelitas obtenidas en los afloramientos correspondientes al perfil sedimentológico confeccionado (Figura 4), arrojaron como resultado una composición de argilominerales cercana al 75%, de los cuales un 60% corresponde a caolinita y el resto es una mezcla de agregados de esmectita e illita, esta última claramente detrítica.

Se observaron claramente gran parte de las líneas de reflexión de la caolinita como indicando una buena cristalinidad de la misma. Por otro lado no se observaron claramente las líneas de reflexión de la illita y para la esmectita solo se observó incipientmente en el ensayo con vapores de glicol, indicando una muy baja cristalinidad para estas (Figura 37).

A partir de observar la presencia de caolinita con illita y esmectita de muy baja cristalinidad permite inferir para las arcillas un origen detrítico. Esto sugiere una contradicción con lo propuesto por Zimmerman y Spalletti (2009) donde le adjudican

un origen piroclástico asociado al Arco Famatiniano. Cingolani *et al*. (2010) concluyeron que no eran piroclastitas retrabajadas de dicho evento ya que se obtuvieron edades paleoproterozoicas para las mismas, y les asignaron un origen detrítico.

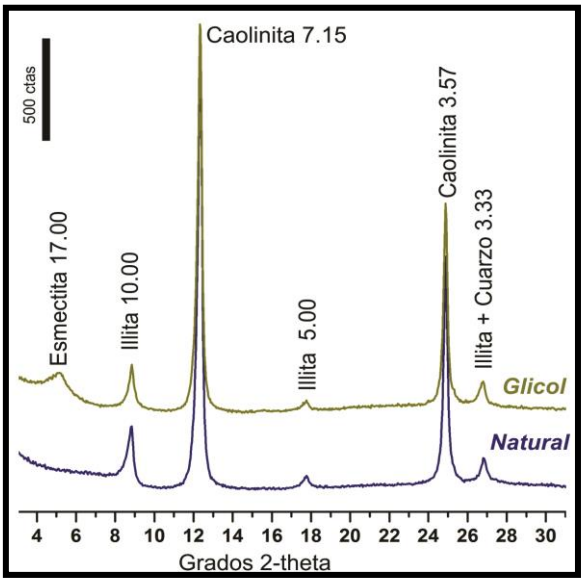

Figura 37: Ensayo de muestras orientadas en estado natural, bajo vapores de etilenglicol y calcinada. Se observan las líneas de reflexión características de la caolinita e illita, mientras que la esmectita solo se advierte en el ensayo glicolado. Los valores son expresados en Å.

6. Discusión

La edad de la Formación Balcarce y sus relaciones estratigráficas como así también sus características sedimentológicas no se encuentran definidas en forma consensuada. Es por ello que en este capítulo se profundizará sobre estos aspectos con el fin de proponer una alternativa a dichas discrepancias.

6.1. Estratigráfica

Desde el punto de vista estratigráfico los depósitos de la Formación Balcarce fueron considerados históricamente equivalentes a la sección superior de la Formación La

Tinta. Esta última fue definida por Borrello (1966), el cual la agrupó dentro del Grupo Tandil junto con la Formación Punta Mogotes. Marchese y Di Paola (1975) concluyeron que la Formación La Tinta fue depositada en un evento diferente a la Formación Punta Mogotes por lo cual incluyeron a esta última dentro del Complejo Buenos Aires. Posteriormente Dalla Salda e Iñiguez (1979) definieron a la Formación Balcarce separándola definitivamente de la Formación La Tinta.

Siguiendo con la estratigrafía de la unidad otro punto conflictivo son los depósitos correspondientes a la Formación Sierra del Volcán, los cuales yacen sobre el Complejo Buenos Aires y hacia el techo presentan una discordancia con la Formación Balcarce (Spalletti y Del Valle, 1984). Estos fueron considerados como depósitos glaciarios de edad neoproterozoica (Spalletti y Del Valle, 1984; Pazos *et. al*., 2008) y se los propuso como una unidad equivalente a la Formación Cerro Negro (Poiré y Spalletti, 2005). Posteriormente basándose en dataciones con circones detríticos Van Staden *et al*. (2009), Zimmerman y Spaletti (2009) y Van Staden *et al*. (2010) le asignaron una edad ordovícica y los incluyeron dentro de la Formación Balcarce, considerándolos parte basal de la misma. Sin embargo, en el presente trabajo se considera a la Formación Sierra del Volcán una unidad diferente basándose en la discordancia previamente mencionada entre las diamictitas y las cuarcitas de la Formación Balcarce tal como lo propusieron originalmente Spalletti y Del Valle (1984).

Con respecto a un contexto regional Pazos et. al (2017) sugieren dentro del marco de Gondwana una correlación estratigráfica de la Formación Balcarce con el tramo superior del Grupo Table Mountain, más precisamente con los Subgrupos Windhoek y Nardouw, aflorantes en Sudáfrica. Los depósitos glaciarios correspondientes a la Formación Sierra del Volcán serían equivalentes a los de la Formación Cedaberg, unidad del Subgrupo Windhoek, siendo esta última correlacionable con el registro de depósitos glaciares de la cuenca de Paraná en Brasil (Eyles y Eyles, 1993).

En cuanto a la edad de la Formación Balcarce se le han asignado diversas edades. Teruggi (1964) realizó un estudio sobre las paleocorrientes de las ortocuarcitas que

conforman la Formación La Tinta, en el cual sugirió que las mismas fueron depositadas por un mar paleozoico, así como también que presentan una edad silúrica. Si bien en este trabajo se menciona a la Formación La Tinta, es tenido en cuenta ya que es uno de los primeros trabajos que realizan inferencias sobre la edad de depósitos que hoy integran la Formación Balcarce.

Posteriormente Rapela *et al*. (1974) le adjudicaron al límite superior de la Formación Balcarce una edad cámbrica superior a ordovícica inferior, a partir de la datación de una diabasa que se supone intruida en la misma. Este estudio radimétrico arrojó una edad de 450 Ma a 498 Ma. Luego Rapela *et al*. (2007) realizaron un trabajo centrado en un análisis con circones detríticos en los depósitos del Sistema de Tandilia. Como resultado para la Formación Balcarce obtuvieron una edad de depositación máxima ordovícica inferior.

Una de las principales dificultades para definir la edad de la Formación Balcarce se encuentra ligada a la discusión estratigráfica de la unidad realizada anteriormente en este capítulo, y se evidencia con la ubicación estratigráfica de los depósitos de la Formación Sierra del Volcán. Van Staden *et al*. (2009) y Van Staden *et al*. (2010) no la definieron como una unidad independiente sino que la interpretaron como parte basal de la Formación Balcarce y realizaron dataciones con circones detríticos presentes en las diamictitas, obteniendo como resultado una edad ordovícica. Zimmerman y Spaletti (2009) y Van Staden *et al*. (2010) basándose tanto en esta reinterpretación estratigráfica en la cual la Formación Sierra del Volcán es considerada informalmente dentro de la Formación Balcarce así como también realizando un análisis paleoclimático del período Ordovícico para las regiones vecinas, concluyeron que las diamictitas fueron depositadas durante la Glaciación Hirnantiana, por lo que le asignaron a la Formación Balcarce una edad ordovícica tardía.

En todos estos estudios se le adjudica a la Formación Balcarce una edad aproximadamente ordovícica superior basándose principalmente en dataciones sobre las diamictitas de la Formación Sierra del Volcán. Como se discutió previamente, en

este trabajo se considera a ambas formaciones como unidades independientes, por lo tanto los depósitos de edad ordovícica superior y asociados a la Glaciación Hirnantiana corresponderían a la Formación Sierra del Volcán y no a la Formación Balcarce. Aun así, esto permite inferir que la sedimentación de la Formación Balcarce se inició en el Silúrico Temprano ya que la glaciación en Gondwana se extiende al Silúrico.

Desde el punto de vista paleontológico son varios los trabajos que aportan información sobre la edad de la Formación Balcarce. Dentro de los más importantes se encuentra el realizado por Poiré *et al*. (2003), en el cual estudiaron detalladamente icnofósiles destacando la presencia de *Plagiogmus isp.,* que indicaría una edad cámbrica, y *Cruziana furcifera*, la cual sugiere una edad ordovícica. Es por esto que dichos autores le asignan una edad cámbro-ordovícica a la unidad. Otros trabajos paleontológicos importantes para la discusión de la edad de la unidad fueron los realizados por Seilacher *et al*. (2003) y Seilacher (2007) en los cuales se destaca la importancia de la presencia de *Cruziana ancora.* Estas trazas fósiles son características del Silúrico, por lo que refuerzan la idea de una edad silúrica para la Formación Balcarce.

En resumen en este trabajo se discutió la edad de la Formación Balcarce basándose tanto en estudios paleontológicos como en trabajos de dataciones radimétricas. De los primeros se desprende que la edad de depositación de la unidad se encontraría entre el Cámbrico y el Ordovícico, según Poiré *et al*. (2003). Mientras que para Seilacher *et al*. (2003) y Seilacher (2007) la edad de la Formación Balcarce correspondería al período Silúrico. Sin embargo basándose en evidencias a partir de dataciones radimétricas con circones detríticos se puede concluir que la Formación Balcarce no fue depositada durante el Ordovícico tardío debido a que, por un lado yace inmediatamente por encima de la Formación Sierra del Volcán, la cual es asignada al evento glaciario Hirnantiano (Ordovícico Tardío), y también se obtuvieron edades de depositación máxima de aproximadamente 475 Ma. Por lo tanto en este

trabajo, basándose en datos paleontológicos y de dataciones radimétricas, se sugiere para la Formación Balcarce una edad silúrica.

6.2. Sedimentológica

Desde el punto de vista sedimentológico se han definido en este trabajo para la Formación Balcarce dos facies. La facies 1 se puede observar en los cuerpos C y B´, de los paneles Cabo Corrientes y Punta Iglesia respectivamente. Por otro lado la facies 2 se observa en los cuerpos B y A´ de los paneles nombrados anteriormente. Para dichas facies se han encontrado diversos valores de paleocorrientes. En los paneles se infieren paleocorrientes E-O a partir de orientación de los canales y también se observan numerosas superficies que indican la migración de barras de marea hacia el NO. Por otro lado en el perfil se observan estructuras que indican una dirección de paleocorrientes también hacia el NO, esto puede deberse a que los perfiles carecen de continuidad lateral al ser elementos puntuales y lo que se observa en ellos podría ser la acreción lateral de barras y que no se observen los canales observados en los demás afloramientos. Es decir que los depósitos presentan una configuración de paleocorrientes compleja o que las dirección dominante es E-O. Ambos modelos sugeridos contrastan con lo que se interpretó históricamente para la Formación Balcarce partiendo del trabajo de Teruggi (1964) que sugería una dirección de paleocorrientes general era hacia el SO y apoyada por los trabajos posteriores como el de Poiré *et al.* (2003) que define sistemas progradantes hacia el SO. Como información complementaria en el sector 4 (Descripto en 2.2. Ubicación geográfica) que se encuentra ubicado estratigráficamente por encima de los paneles y el perfil sedimentológico se observaron evidencias de paleocorrientes orientadas aproximadamente hacia el S, así como también la presencia de canales aunque debido a su pobre exposición no fue posible determinar la presencia de evidencia de migración lateral de los mismos. Por lo tanto es posible que los trabajos previos hayan

concentrado su análisis en estos depósitos y las evidencias de paleocorrientes presentes en ellos y que los valores asignados a la Formación Balcarce corresponden a dichos depósitos sin tener en cuenta los ubicados estratigráficamente por debajo.

A pesar de no ser un trabajo de estratigrafía secuencial se han mencionado superficies con valor estratigráficos como las superficies de *ravinement* indican condiciones de erosión durante una transgresión (Ver 4.2.1.6. Superficies de erosión transgresivas)

7. Conclusiones

A partir de la recopilación de antecedentes blibiográficos, del trabajo de campo y del trabajo realizado posteriormente a dicho viaje se han obtenido los siguientes resultados:

- Se realizó una clasificación de las principales geoformas mareales a partir de una recopilación bibliográfica que permitió reconocer una superficie de ravinement que no había sido mencionada ni descripta en trabajos anteriores, la cual indica el inicio de una transgresión marina.

- Se concluyó que en el área de estudio se encuentran presentes solamente barras de marea, canales de marea y superficies de erosión transgresivas.

- También permitió, junto al análisis de arquitectura depositacional de los paneles Cabo Corrientes y Punta Iglesia observar claramente la presencia de

macroformas que anteriormente solo habían sido inferidas a partir de la sedimentología, como canales y las barras de marea.

- La configuración de paleocorrientes es más compleja de lo que se asumió históricamente. Se observaron valores hacia el NO y orientados E-O siendo estas variaciones en distancias laterales muy cortas. A partir de esto en este trabajo se dejan sentadas las bases para un posterior análisis en detalle de estas características.

- A partir del análisis de facies se pudo inferir para los depósitos de la Formación Balcarce un paleoambiente de depositación correspondiente a una plataforma marina, abarcando desde la plataforma media a la superior.

- Se sugiere para las arcillas de la unidad un origen detrítico en detrimento de uno piroclástico debido a la baja cristalinidad observada en las mismas.

- Se reafirmó el modelo que separa a la Formación Balcarce de los depósitos glaciarios correspondientes a la Formación Sierra del Volcán. Basándose en dicho modelo estratigráfico, sumado a una recopilación bibliográfica tanto de trabajos paleontológicos como enfocados en dataciones radimétricas se sugiere para la Formación Balcarce una edad silúrica.

8. Bibliografía

Allen, J. R. L. (1980). Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology, 26*, 328-381.

Andreis, R. R., Zalba, P. E. y Iñiguez Rodríguez, A. M. (1992). Paleosuperficies y sistemas depositacionales en el Proterozoico superior de Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1*, 283-290.

Andreis, R. R., Zalba, P. E., Iñiguez Rodríguez, A. M. y Morosi, M. (1996). Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión superior de la Formación Cerro Largo, Sierras Bayas (Buenos Aires, Argentina). *Actas de la 6° Reunión Argentina de Sedimentología, Bahía Blanca*, 293-298.

Arrouy, M., Poiré, D., Goméz Peral, L. y Canilicchio, J. (2016). Sedimentología y estratigrafía del Grupo La Providencia (Nom. Nov.): Cubierta superior neoproterozoica, Sistema de Tandilia, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology an Basin Analysis. 22 (2)*, 171-189.

Arrouy, M., Warren, L., Quaglio, F., Poiré, D., Simões, M., Rosa, M. y Gómez Peral, L. (2016). Ediacaran discs from South America: probable soft-bodied macrofossils unlock the paleogeography of the Clymene Ocean. *Scientific Reports 6, 30590*.

Barrio, C., Poiré, D.G. e Iñiguez, A.M. 1991. El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo SierrasBayas) y la Formación Cerro Negro, un ejemplo de paleokarst, Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (1),* 69–76.

Bertolino, S. R. (1988). Estratigrafía, mineralogía y geoquímica de la Formación Cerro Negro en la zona de Villa Cacique, partidos de Juárez y Necochea, Provinca de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (3)*, 275-286.

Bonhomme, M. G. y Cingolani, C. A. (1980). Mineralogía y geocronología Rb/Sr y K/Ar de fracciones finas de la Formación La Tinta, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (4)*, 519-538.

Borrello, A. (1962). Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico-Provincia de Buenos Aires). *Comisión de Investigaciones Científicas, Notas I, 1.*.

Borrello, A. (1966). Trazas y cuerpos problemáticos de la Formación La Tinta, sierras Septentrionales de la provinca de Buenos Aires. *Publicación especial de la Comisión de Investigaciones Cientificas de la Provincia de Buenos Aires, 5*, 1-42, 46 pl.

Choi, K. y Jo, J. (2015). Morphodynamics and stratigraphic architecture of compund dunes on the open-coast macrotidal flat in the northern Gyeiggi Bay, west coast of Korea. *Marine Geology, 366*, 34-48.

Cingolani, C. A. y Bonhomme, M. G. (1982). Geochronology of La Tinta upper Proterozoic sedimentary rocks. *Precambrian Research, 18*, 119-132.

Cingolani, C. y Bonhomme, M. (1988). Resultados geocronológicos en niveles pelíticos intercalados con dolomías de Sierras Bayas (Grupo La Tinta), Provincia de Buenos Aires. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses, Buenos Aires, Argentina.*, 283-289.

Cingolani, C., Rauscher, R. y Bonhomme, M. (1991). Grupo La Tinta (Precámbrico y Paleozoico inferior), Provincia de Buenos Aires, Argentina, Nuevos datos geocronológicos y micropaleontológicos en las sedimentitas de Villa Cacique, partido de Juárez. *Revista Técnica YPFB, 12 (2)*, 177-191.

Cingolani, C. A., Hartmann, L. A., Santos, J. O. y McNaugthon, N. J. (2002). U-Pb SHRIMP dating of zircons from the Buenos Aires complex of the Tandilia belt, Río de La Plata craton, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Actas II*, 149-154.

Cingolani, C. A., Uriz N. J., Chamale Jr, F. (2010a). New U-Pb detrital zircón data from the Tandilia Neoproterozoic units. En: *Proceedings of 7th South American symposium on isotope geology, Brasilia*.

Cingolani, C. A. (2011). The Tandilia System of Argentina as a southern extension of the Río de la Plata craton: an overview. *International Journal of Earth Sciences, 100*, 221-242.

Dalla Salda, L. e Iñiguez Rodríguez, A. M. (1979). La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. *VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas I*, 539–550.

Dalla Salda, L., Spalletti, L., Poiré, D., De Barrio, R., Echeveste, H. y Benialgo, A. (2006). Tandilia. *Serie Correlación Geológica, 21*, 17-46.

Dalrymple, R. W. (1984). Morphology and internal structure of sand waves in the Bay of Fundy. *Sedimentology, 31*, 365-382.

Dalrymple, R. W. y Rhodes, R. N. (1995). Estuarine dunes and bars. En: Perillo, G. M. E. (Ed.). *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries, Elsevier, Amsterdam*, 359-442.

Dalrymple, R. W. y Choi, K. (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide dominated depositional systems: A schematic framework for enviromental and sequence stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews, 91*, 135-174.

Desjardins, P. R., Pratt, B. R., Buatois, L. A. y Mángano, M. G. (2010). Stratigraphy and sedimentary enviroments of the Lower Cambrian Gog Group in the southern Rocky Mountains of western Canada: evolution of transgressive sandstones on a broad contiental margin. *Bulletin Canadian Petroleum Geology, 58*, 1-37.

Desjardins, P. R., Buatois, L. A., Pratt, B. R. y Mángano, M. G. (2012). Sedimentological-ichnological modle for tide-dominated shelf sandbodies: Lower Cambrian Gog Group of western Canada. *Sedimentology, 59*, 1452-1477.

Dott, R. (1964). Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification?. *Journal of Sedimentary Petrology, 34 (3),* 625-632.

Eyles, N. y Eyles, C. H. (1993). Glacial geologic confirmation of an intraplate boundary, in the Paraná basin of Brazil. *Geology, 21, 459-462.*

Gaucher, C., Poiré, D., Gómez Peral, L. y Chiglino, L. (2005). Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias de La Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 12 (2)*, 145-160.

Gaucher, C., Finney, S., Poiré, D., Valencia, V., Grove, M., Blanco, G., Paoumukaghlian, L. y Gómez Peral, L. (2008). Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research, 167*, 150-170.

Gómez Peral, L. y Poiré, D. (2003). Petrographic and diagenetic features of the dolomitic facies of Villa Mónica Formation (Precambrian), Tandilia Systema, Argentina. *Abstracts of the 3° Latin-American Congress of Sedimentology*, 43-44.

Gómez Peral, L., Poiré, D., Strauss, H. y Zimmermann, U. (2007). Chemostratigraphy and diagenetic constraints on Neoproterozoic carbonate successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina. *Chemical Geology, 237,* 109–128.

Gómez Peral, L., Kaufman, A. y Poiré, D. (2014). Paleoenviromentalimplications of two phosphogenic events in Neopreoterozoic sedimentary successions of The Tandilia System, Argentina. *Precambrian Research, 252*, 88-106.

Guitiérrez, C. (2017). Revisión del icnotaxón *Herradurichnus* de la Formcación Balcarce (Silúrico?) en Cabo Corrientes, Provincia de Buenos Aires. *Tesis de Licenciatura, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.*

Holmberg, E. (1972). Tandilia, Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Córdoba,* 365-394.

Iñiguez Rodríguez, A. M. y Zalba, P. E. (1974). Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *LEMIT Serie 2 (264)*, 95-100.

Iñiguez Rodriguez, A. M., Del Valle, A., Poiré, D., Spalletti, L. y Zalba, P. (1989). Cuenca Precámbrica-Paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. *Serie Correlación Geológica, 6*, 245-263.

Kawashita, K., Varela, R., Cingolani, C. A., Soliani Jr., E., Linares, E., Valencio, S., Ramos, A. V. y Do Campo, M. (1999). Geochronology and chemostratigraphy of "La Tinta" Neoproterozoic sedimentary rocks, Buenos Aires Province, Argentina. *II South American Symposium on Isotope Geology, Brazil*, 403-407.

Leanza, C. y Hugo, C. (1987). Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4)*, 417-428.

Leveratto, M. A. y Marchese, H. G. (1983). Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de Sierra de La Tinta-Baker-Villa Cacique-Arroyo Calaveras, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (2)*, 235-247.

Liu, Y. y Gastaldo, R. A. (1992). Characteristics of a Pennsylvanian ravinement surfaces. *Sedimentary Geology, 77*, 197-213.

Marchese, H. y di Paola, E. (1975). Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30*, 161-179.

Martinsson, A. (1970). Toponomy of trace fossils. En: T. P. Crimes and J. C. Harper (Eds.), *Trace fossils. Geol. Jour., Spec. Issue 3, 323–330.*

Miall, A. (1996). The Geology of Fluvial Deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer eds*, 582.

Nágera, J. J. (1940). *Historia Física de la Provincia de Buenos Aires.* La Plata, Buenos Aires, Argentina: Universidad Nacional de La Plata.

Nichols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy, West Sussex, UK, Wiley-Blackwell.*

Olariu, C., Steel, R. J., W., D. R. y Gingras, M. K. (2012). Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compoun dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. *Sedimentary Geology, 279*, 134-155.

Pankhurst, R. J., Ramos, A. y Linares, E. (2003). Antiquity of the Río de la Plata in Tandilia, southern Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences, 16*, 5-13.

Pazos, P. J., Sánchez Bettucci, L. y Tófalo, R. O. (2003). The record of the Varanger glaciation at the Río de la Plata craton, Vendian-Cambrian of Uruguay. *Gondwana Research 6*, 65–78.

Pazos, P. J., Sánchez Bettucci, L. y Loureiro, J. (2008). The Neoproterozoic glacial record in the Río de la Plata Craton: a critical reappraisal. *Geological Society, London, Special Puclications, 294*, 343-364.

Pazos, P. y Rapalini, A. (2011). The controversial stratigraphy of the glacial deposits in the Tandilia System, Argentina. *Geological Society of London, Memoirs 36 (1)*, 565-569.

Pazos, P., Gutiérrez, C., Fernández, D., Soldati, D. y Comerio, M. (2017). The Balcarce Formation: Stratigraphy and ichnology in a gondwanian Framework. *XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán.*

Pettijohn, F. Potter, P y Siever R,. (1987). Sand and sandstone, Springer- Verlag, *New York*.

Poiré, D. (1987). Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homonimas, Partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *Tesis doctoral 494, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata*, 271 pp. (inédito).

Poiré, D. (1990). Stromatolites of the Sierras Bayas Group, Upper Proterozoic of Olavarría, Sierras Septentrionales. *Stromatolite Newsletter, 14*, 58-61.

Poiré, D. (1993). Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Actas II*, 1-11.

Poiré, D. G. y Del Valle, A. (1996). Trazas fósiles en barras submareales de la Formación Balcarce(Cámbrico/Ordovícico), Cabo Corrientes, Mar del Plata, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 4, 1° Reunión Argentina de Icnología, Buenos Aires*, 89-102.

Poiré, D. (1998). Estructuras sedimentarias orgánicas en sedimentitas gruesas del Paleozoico de Chillar, Tandilia, Argentina. *V Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Mar del Plata*, 9–18.

Poiré, D. (2002). The Precambrian/Lower Paleozoic sedimentary cover of Tandilia Systema, Argentina. En: Gaucher, C. y Poiré, D.G. (Eds.). *Field tripo Guide of 2° International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana, Unesco*, 55-66.

Poiré, D. G., Spalletti, L. A. y Del Valle, A. (2003). The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossils, paleoenviroments and sequence stratigraphy. *Acta Geológica, 1 (1)*, 41-60.

Poiré, D. (2004). Sedimentary history of the Neoproterozoic of Olavarría, Tandilia System, Argentina: evidence from their sedimentary sequences and unconformities-a "snowball Earth" or a "phantom" glacial? *1° Simposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Extendes Abstracts*, 46-48.

Poiré, D. G. y Spalletti, L. (2005). La cubierta sedimentaria Precámbrica-Paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. *Relatorio (4) del XVI Congreso Geológico Argentino*, 51-68.

Poiré, D. y Gaucher, C. (2007). Lithostratigraphy and correlations of two Neoproterozoic basins from the Río de la Plata Craton, SW Gondwana. *Programme and Short Papers of the 3º Symposium on Neoproterozoic-early palaeozoic events in southwestern Gondwana, Stellenbosch*, 23-27.

Poiré, D. y Gaucher, C. (2009). Lithostratigraphy. Neoproterozoic- Cambrian evolution of the Río de laPlata Palaeocontinent. En: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G.P. y Frimmel, H.E. (Eds.). *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology, 16, Elsevier*, 87-101.

Rapela, C., Dalla Salda, L. y Cingolani, C. (1974). Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (Sierra de los Barrientos, Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Argentina, 29 (3)*, 319-331.

Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E. y González-Casado, J. (2007). The Rio de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews, 3*, 49-82.

Rapela, C., Fanning, C. C., Pankhurst, R. S., Poiré, D. y Baldo, E. (2011). The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research, 20 (4)*, 673-690.

Saha, S., Burley, S., Banerjee, S. y Saraswati, P. (2016). The morphology and evolution of tidal sand bodies in the macrotidal Gulf of Khambhat, Western India. *Marine and Petroleum Geology, 77,* 714-130.

Seilacher, A., Cingolani, C. A. y Varela, R. (2003). Ichnostratigraphic correlation of Early Paleozoic sandstones in North Africa and Central Argentina. En: Salem, M. y Oun, K. (Eds.). *Geology of Northwest Libya. Earth Science Society of Lybia, 1*, 275-292.

Seilacher, A. (2007). *Trace fossil analysis.*, Springer Science y Business Media.

Snedden, J. W. y Dalrymple, R. W. (1999). Model shelfs sand ridges: from historival perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. In: Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and Sedimentologic Interpretations. En Bergman, K. M.; Snedden, J. W. (Eds. *Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and Sedimentologic Interpretations, SEPM Special Publications, 64*, 13-28.

Spalletti, L. y Del Valle, A. (1984). Las diamictitas del sector oriental de Tandilia: caracteres sedimentológicos y origen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4)*, 188-206.

Tapia, A. (1937). Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. *Boletín n°43. D.M. y Geología, Ministerio de Agricultura*.

Tapia, A. (1938). Datos geológicos de la Provincia de Buenos Aires. *Aguas Mineras de la Provincia de Buenos Aires*, 23-90.

Teixeira, W., Pinese, J. P., lacumin, M., Girardi, V. A., Piccirillo, E. M., Echeveste, H., Ribot, A., Fernández, R., Renne, P. R. y Heaman, L.M. (2002). Calc-alkaline and tholeiitic dyke swarms of Tandilia, Rio de la Plata craton, Argentina: U–Pb, Sm–Nd, and Rb–Sr 40Ar/39Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny. *Precambrian Research, 119 (1-4)*, 329-353.

Teruggi, M. E. (1964). Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie La Tinta (Provincia de Buenos Aires). *Anales (5) de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 1-27.

Teruggi, M. E., Kilmurray, J. y Dalla Salda, L. (1974). Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. *Revista de la Asociación Geológica Argentina ,29,* 265–276.

Teruggi, M. E., Leguizamón, M. A. y Ramos, V. A. (1988). Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43,* 366–374.

Terwindt, J. H. J. (1981). Origin and secuences of sedimentary estructures in inshore mesotidal deposits of the Nort Sea. *International Association of Sedimentologists. Special Publication, 5*, 4-26.

Van Staden, A., Zimmermann, U., Gutzmer, J., Chemale Jr, F. y Germs, G. (2009). Age of a Hirnantian glacial diamictite in eastern Argentina and consequences for the correlation with Lower Paleozoic rocks in South Africa. *Annual Meeting of the Norwegian Geological Society Vinterkonferansen, Bergen*, 13-15.

Van Staden, A., Zimmermann, U., Chemale Jr., F. G. y Germs, G. (2010). Correlation of Ordovician diamictites from Argentina and South Africa using detrial zircon dating. *Journal of the Geological Society, London, 167*, 217-220.

Zalba, P. E. (1978). Estudio geológico-mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, partido de Juárez, Provincia de Buenos Aires y su importancia económica. *Tesis Doctoral 362, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata*, 75 pp.

Zimmermann, U., Poiré, D. y Gómez Peral, L. (2005). Provenance studies on Neoproterozoic successions of the Tandilia System (Buenos Aires Province, Argentina). *Preliminary data XVI Congreso Geológico Argentino, 4*, 561-568.

Zimmermann, U. y Spalletti, L. (2005). The provenance of the Lower Paleozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina). *XVI Congreso Geológico Argentino, 3*, 203-210.

Zimmermann, U. y Spalletti, L. (2009). Provenance of the lower paleozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina): implications for paleogeographic reconstructions of SW Gondwana. *Sedimentary Geology, 219*, 7-23.

9. Agradecimientos

Este trabajo representa el final de una etapa en la cual me ayudaron de una u otra manera muchas personas, por lo cual merecen mi agradecimiento:

- Este trabajo fue posible gracias al subsidio UBACyT 20020150100168BA programación 2015-2018 Grupos Consolidados otorgado al Dr. Pablo J. Pazos.
- A mi director Pablo Pazos por el apoyo, la guía y los conocimientos transmitidos.
- A mis viejos por darme la posibilidad de estudiar y el apoyo necesario para seguir avanzando sin caerme.
- A mis hermanas por ayudarme más de una vez a comprender temas dentro de sus conocimientos y aportarme una guía a través de la vida universitaria.
- A mi tío por siempre tener una palabra de apoyo para mí.
- A mi novia por el apoyo incondicional y la tolerancia durante esta etapa.
- A Frida por estar siempre al pie del cañón y sacarme una sonrisa.
- A Carolina y Diana, con las que compartí el viaje realizado para este trabajo, y siempre me brindaron y ofrecieron su ayuda, tanto en el viaje como posteriormente. Y a Marcos que me ayudo con el análisis de las muestras de arcillas

- A todos los compañeros que en algún momento de las materias cursadas me ayudaron de una u otra manera a atravesar este camino.
- A la Universidad Pública argentina que en definitiva si no existiese o no tuviese la calidad que tiene me hubiese sido imposible avanzar en este aspecto de mi vida.

ANEXO I

ANEXO II

ANEXO III

ANEXO IV