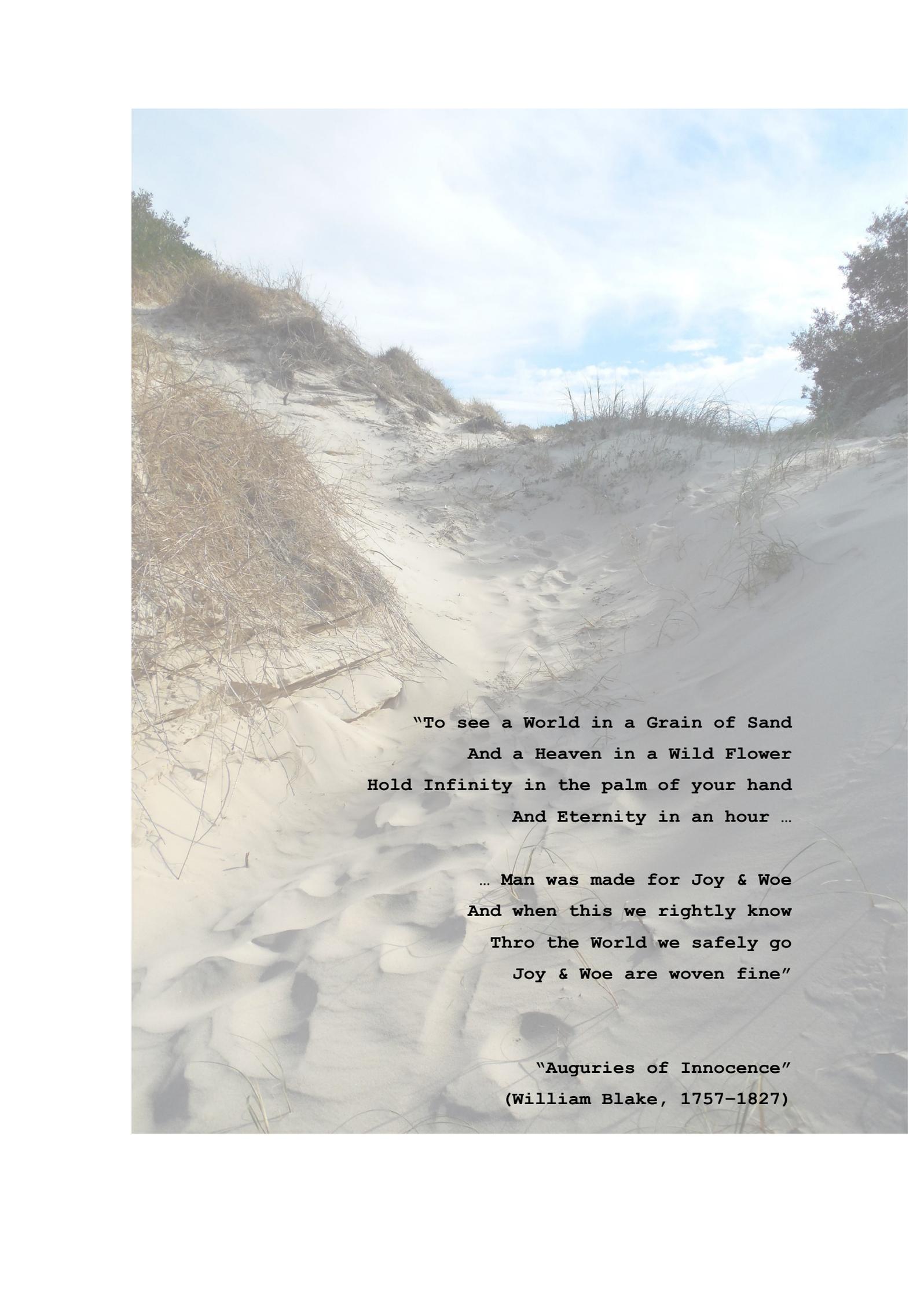


**Facultad de Ciencias
Universidad de la República**

**“Caracterización litofaciológica y análisis paleoambiental del
Miembro Batoví de la Formación Tacuarembó (Jurásico Tardío
– Cretácico Temprano) en los alrededores de la ciudad de
Tacuarembó”**

**ALUMNA: Valeria Mesa
TUTOR: Prof. Dr. César A. Goso Aguilar
CO TUTOR: Dr. Claiton M.S. Scherer**

**Trabajo Final
Licenciatura en Geología
Año 2016**

A photograph of a sandy dune path. The path is made of light-colored sand and is flanked by sparse, dry-looking vegetation, including tall grasses and small shrubs. The sky is blue with scattered white clouds. The overall scene is a natural, outdoor setting.

"To see a World in a Grain of Sand
And a Heaven in a Wild Flower
Hold Infinity in the palm of your hand
And Eternity in an hour ...

... Man was made for Joy & Woe
And when this we rightly know
Thro the World we safely go
Joy & Woe are woven fine"

"Auguries of Innocence"
(William Blake, 1757-1827)

Agradecimientos

Agradezco profundamente al Dr. César Goso su apoyo como orientador de este trabajo final, especialmente su disposición para ir al campo bajo todas las condiciones climáticas posibles. En el momento de plantearme la temática en la que trabajar, mi interés (¿obsesivo?) en la Formación Tacuarembó me hizo estar segura de que existían múltiples cuestiones aún no respondidas sobre estos depósitos. A pesar de no estar actualmente involucrado en la temática, César tuvo la buena voluntad y la paciencia de acompañarme en todas las etapas de realización del trabajo. Gracias también por su amistad a través de los años (y la tolerancia a mis gustos musicales en horario de trabajo).

Un agradecimiento al Dr. Claiton Scherer (UFRGS) por su apoyo como co-tutor. Su atención al detalle en el trabajo de campo fue enriquecedora. Gran parte del trabajo de campo fue posible gracias al apoyo financiero de su proyecto *“Evolução tectono-estratigráfica da sucessão juro-cretácica da Bacia do Paraná (Brasil-Uruguay) e da Bacia de Huab (Namíbia): implicações no processo de fragmentação do Gondwana”*. Quiero extender mi agradecimiento a su equipo de trabajo compuesto por estudiantes de grado y posgrado, con quienes compartimos salidas de campo en las que me di cuenta que, sin importar la edad y la altura de la vida a la que estemos, siempre se sigue aprendiendo. Amablemente compartieron fotografías, notas y observaciones de campo y tuvimos interesantes discusiones.

Agradezco a los docentes y colegas del Instituto de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias, quienes con su ejemplo me motivan a ser mejor docente e investigadora día a día. Quiero agradecer especialmente al Dr. Daniel Perea, ya que a través de su proyecto FCE “Vertebrados, Estratigrafía y Ambientes de la Formación Tacuarembó (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano), Uruguay” se realizó parte del trabajo de campo.

Un agradecimiento muy especial al MSc. Matías Soto, quien colaboró en tareas de campo, sostuvo discusiones interminables sobre la reconstrucción ambiental de estos depósitos, aportó su vasto conocimiento sobre la fauna de la Formación Tacuarembó y (para mí lo más importante), me brindó su amistad y apoyo (como buen hermano postizo que es).

Quiero agradecerle en particular al tribunal: Ing. Jorge Spoturno, Dra. Ethel Morales y Dr. Gerardo Veroslavsky, por sus correcciones y aportes que enriquecieron sin duda este trabajo final.

Agradezco a la Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP) por el acceso a los testigos de perforación del Pozo Cañada del Charrúa E2, lo que permitió tener una referencia de la distribución de las litofacies.

Quiero agradecer profundamente a mi familia, cercana, directa, extendida...en todas sus versiones. Las personas queridas son las que nos apoyan y dan aliento en los momentos difíciles, nos dan una mano cuando estamos agotados y comparten con nosotros las alegrías cuando cumplimos una meta. Gracias a mis padres, Wilson y Arinda, quienes son los responsables directos de mis ganas de seguir estudiando. Sin su apoyo no habría logrado empezar (y sobretodo terminar) las diferentes etapas académicas. Esta nueva etapa me encuentra acompañada en mi camino no sólo por mi esposo sino por mi hija Sofía, quienes sufrieron mis ausencias por el campo (¡e incluso hicieron campo conmigo!); gracias por la comprensión, el amor y la paciencia.

Por último quiero dedicar este trabajo a la memoria de Jorge (Coque) García Posas, con quien mantenía discusiones acerca de rocas y dinosaurios, libros y arte, y la vida en general. Donde quiera que esté, espero que sepa que puso su granito de arena para hacerme una persona mejor...

Índice

| | |
|---|-----|
| Capítulo 1: Introducción y Justificación | 1 |
| Capítulo 2: Ambientes Desérticos | 3 |
| 2.1 Generalidades de Ambientes Desérticos..... | 3 |
| 2.2 Formas de Lecho y Elementos Arquitecturales Eólicos..... | 7 |
| 2.3 Estructuras Sedimentarias y Estratificaciones de origen eólico..... | 12 |
| 2.4 Interacción de Sistemas Eólicos con Sistemas Fluviales..... | 17 |
| Capítulo 3: Antecedentes Geológicos y Paleontológicos | 20 |
| 3.1 Marco Geológico General | 20 |
| 3.2 Marco Geológico Local | 23 |
| 3.3 Geología de la Formación Tacuarembó..... | 28 |
| 3.4 Paleontología de la Formación Tacuarembó | 35 |
| Capítulo 4: Objetivos | 39 |
| 4.1 Objetivos | 39 |
| Capítulo 5: Metodología | 40 |
| 5.1 Elección del área de trabajo | 40 |
| 5.2 Trabajos de Campo | 42 |
| 5.3 Trabajos de Gabinete | 48 |
| Capítulo 6: Resultados | 55 |
| Capítulo 7: Discusión | 80 |
| Capítulo 8: Conclusiones | 101 |
| Bibliografía | 106 |

Índice de Figuras

| | |
|--|----|
| Figura 2.1: Distribución mundial de los grandes desiertos actuales..... | 4 |
| Figura 2.2: Caracterización de ambientes desérticos en función del aporte sedimentario disponible y su relación con un ascenso en el nivel de la capa freática | 6 |
| Figura 2.3: Granulometría (mm) vs longitud de onda (cm o m) para formas de lecho eólicas y su expresión a tres escalas posibles: <i>ripples</i> , dunas y draas. ... | 8 |
| Figura 2.4: Estructura interna en un <i>ripple</i> eólico | 9 |
| Figura 2.5: Tipos de estratificación cruzada de <i>ripples</i> eólicos | 12 |
| Figura 2.6: Diagrama esquemático de un corte transversal de un <i>ripple</i> eólico | 13 |
| Figura 2.7: Bloques diagrama mostrando la vista en planta y en corte de los tres tipos principales de estructuras de adhesión de origen eólico. | 16 |
| Figura 2.8: Diagrama esquemático mostrando cómo se generan los cuatro tipos de estratificaciones básicas de origen eólico | 17 |
| | |
| Figura 3.1: Mapa de ubicación de la Cuenca Norte | 20 |
| Figura 3.2: Mapa geológico simplificado de Uruguay | 22 |
| Figura 3.3: Columna estratigráfica de la Cuenca Norte (Uruguay)..... | 23 |
| Figura 3.4: Detalle de la Carta Geológica del Uruguay a Escala 1: 500.000.... | 27 |
| Figura 3.5: Columna estratigráfica generalizada de la Formación Tacuarembó | 32 |
| Figura 3.6: Área de afloramiento de la Formación Tacuarembó en Uruguay y sus correlatos geológicos en Brasil | 34 |
| Figura 5.1: Mapa de ubicación del área de trabajo. | 41 |
| Figura 5.2: Ubicación de los puntos relevados en el área de estudio | 45 |
| Figura 5.3: Diagrama de flujo de análisis de facies | 51 |
| Figura 6.1: Litofacies Arenosas utilizadas en este trabajo | 57 |
| Figura 6.2: Litofacies Arenosas descritas en este trabajo. | 59 |
| Figura 6.3: Litofacies de Sedimentos Finos descritas en este trabajo..... | 60 |
| Figura 6.4: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Basurero Tacuarembó. | 62 |
| Figura 6.5: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Cantera Bidegain | 63 |

| | |
|--|----|
| Figura 6.6A: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Camino a Gruta de los Helechos (13 m a tope)..... | 64 |
| Figura 6.6B: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Camino a Gruta de los Helechos (base a 13 m)..... | 64 |
| Figura 6.7: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Cuchilla de Ombú. | 66 |
| Figura 6.8: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Ruta 59 I..... | 67 |
| Figura 6.9: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Ruta 59 II..... | 68 |
| Figura 6.10: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Ruta 59 III. | 69 |
| Figura 6.11: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Tacuarembó. . | 70 |
| Figura 6.12: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Martinote (Bonebed)..... | 71 |
| Figura 6.13A: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Martinote II (12 m al tope). | 72 |
| Figura 6.13B: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Martinote II (base a 12 m). | 72 |
| Figura 6.14: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Los Rosanos. ... | 74 |
| Figura 6.15A: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Cerro Batoví (22 m a tope)..... | 75 |
| Figura 6.15B: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Cerro Batoví (base a 22 m)..... | 75 |
| Figura 6.16: Diagrama rosa de los vientos para las paleocorrientes de origen eólico, medidas en estructuras sedimentarias indicadoras de dirección y sentido..... | 77 |
| Figura 6.17: Diagrama rosa de los vientos para las paleocorrientes de origen fluvial medidas en estructuras sedimentarias indicadoras de dirección y sentido. | 79 |
| Figura 7.1: Detalle de estructuras de fluidización tipo plato y pilar..... | 81 |
| Figura 7.2: Textura blocosa en facies arenosas masivas, interpretada como acción edáfica sobre los depósitos (punto Basurero Tacuarembó)..... | 81 |
| Figura 7.3: Restos de opérculo de un ejemplar de Mawsonia (celacanto) en facies pelítico-arenosas masivas del punto Cantera Bidegain | 82 |

| | |
|--|-----|
| Figura 7.4: Punto Cantera Bidegain. Fotomosaico y vistas de detalle de pared NE | 84 |
| Figura 7.5: Tope de la transecta Camino a Gruta de los Helechos | 87 |
| Figura 7.6: Areniscas medias rojizas y cuarzo-feldespáticas del Miembro Rivera | 88 |
| Figura 7.7: Existencia de gradación inversa intralámينا (de arena fina a arena media) en litofacies Sh en el punto Cuchilla del Ombú. Inmediatamente por encima, se observa un nivel de arenisca fina con <i>ripples</i> | 89 |
| Figura 7.8: Bioturbación en litofacies Sh en el punto Cuchilla del Ombú | 90 |
| Figura 7.9: Vista en detalle del pasaje de la litofacies St II a la Sm I en el punto Ruta 59 II, mostrando deformación de la estratificación cruzada. | 92 |
| Figura 7.10: Vista en detalle de la litofacies Sm I en el punto Tacuarembó .. | 94 |
| Figura 7.11: Vista en detalle de la litofacies Sm I en el punto Martinote (<i>Bonebed</i>)..... | 95 |
| Figura 7.12: Vista en detalle de estratificación cruzada sigmoidal afectada por fluidización en la lateral. Punto Los Rosanos | 96 |
| Figura 7.13: Vista panorámica del afloramiento en el punto Los Rosanos, mostrando la preservación de la geometría de una barra fluvial | 97 |
| Figura 7.14: Contacto entre facies Sa y Sl I observadas en el Cerro Batovi | 98 |
| Figura 8.1: Reconstrucción paleoambiental esquemática para la Formación Tacuarembó | 105 |

Índice de Tablas

| | |
|--|-----|
| Tabla 3.1: Cuadro comparativo de las propuestas litoestratigráficas y de reconstrucción paleoambiental para los depósitos de la Formación Tacuarembó..... | 30 |
| Tabla 5.1: Puntos de control con sus coordenadas UTM correspondientes y unidades geológicas observadas | 43 |
| Tabla 5.2: Localidades donde se levantaron perfiles sedimentológicos con sus coordenadas UTM correspondientes | 44 |
| Tabla 5.3: Referencias correspondientes a litologías y contactos observados en afloramiento..... | 46 |
| Tabla 5.4: Referencias correspondientes a estructuras sedimentarias depositacionales observadas en afloramiento..... | 46 |
| Tabla 5.5 Referencias correspondientes a estructuras sedimentarias post-depositacionales observadas en afloramiento..... | 47 |
| Tabla 5.6: Referencias correspondientes a fósiles observados en afloramiento. | 47 |
| Tabla 5.7: Clasificación de litofacies de sistemas fluviales entrelazados recientes y antiguos y su interpretación en términos de procesos | 53 |
| Tabla 5.8: Litofacies definidas para este trabajo | 54 |
| Tabla 6.1: Medidas de paleocorrientes de origen eólico | 77 |
| Tabla 6.2: Medidas de paleocorrientes de origen fluvial | 78 |
| Tabla 7.1: Dominancia de las asociaciones de facies en los puntos donde se levantaron perfiles sedimentológicos de detalle y su distribución por cota topográfica..... | 100 |

Capítulo 1:

Introducción y Justificación

Debido a su sensibilidad ante los cambios climáticos, las acumulaciones eólicas de sedimentos han sido utilizadas desde hace tiempo como fuente de información paleoclimática, abarcando cambios en ciclos climáticos, interpretaciones de circulación atmosférica global, relación entre el nivel relativo del mar, el aporte sedimentario y el clima, entre otros (Kocurek, 1996).

En nuestro país, la Formación Tacuarembó (Bossi, 1966) representa el registro más meridional del paleodesierto de Botucatu, un extenso desierto gondwánico que abarcaba parte de Brasil, Argentina, Paraguay, Uruguay y Sudáfrica (Salamuni & Bigarella, 1967).

Históricamente, se le ha asignado a la Formación Tacuarembó un origen eólico en clima árido a los depósitos del tope de la formación. Los depósitos de la porción inferior han sido objeto de debate acerca de su origen: generalmente considerados como fluviales o fluvio - lacustres por algunos autores, se ha demostrado sin embargo la intercalación de facies claramente eólicas. Esto ha llevado incluso a que algunos autores hayan planteado diferentes propuestas litoestratigráficas en las que los depósitos actualmente englobados en la Formación Tacuarembó han sido separados en dos, incluso tres, formaciones.

Más allá de las propuestas estratigráficas existentes, se observan diferencias en los atributos litológicos (a nivel de litologías y estructuras sedimentarias) entre la porción superior y la inferior de la Formación Tacuarembó. El análisis litofaciológico es la herramienta ideal para lograr una interpretación precisa de los procesos sedimentarios que dieron lugar a estos depósitos y así obtener una aproximación a una reconstrucción paleoambiental adecuada. La presencia de buenas exposiciones en los alrededores de la ciudad de Tacuarembó (desmontes de rutas y canteras principalmente), especialmente de afloramientos en donde se han venido registrando

numerosos hallazgos fosilíferos en los últimos años, permite contribuir al campo de la paleontología con una interpretación paleoambiental más ajustada. La cooperación y el intercambio con investigadores y estudiantes (de grado y posgrado) del Instituto de Geociencias de la UFRGS (Porto Alegre, Brasil) promovieron la oportunidad de realizar esta investigación como Trabajo Final de Graduación de la Licenciatura en Geología.

Capítulo 2: Ambientes Desérticos

2.1 Generalidades de Ambientes Desérticos

Los desiertos son áreas en las que, debido a la aridez o a las temperaturas muy bajas (como es el caso de las áreas glaciales), pocas formas de vida pueden existir. En los desiertos áridos, el balance entre la evaporación y la precipitación determina la posibilidad de que exista cobertura vegetal de algún tipo. Las altas temperaturas diurnas existentes favorecen una alta tasa de evaporación. Algunos desiertos presentan temperaturas durante la noche que caen por debajo de los 0°C, mientras que en otros (particularmente aquellos a altas latitudes) no existe tanta variación de temperatura (Collinson, 1986).

Aproximadamente el 30% de la actual superficie continental se caracteriza por condiciones climáticas áridas o semi-áridas, con un 20% de estas regiones cubiertas por depósitos de arena de origen eólico (Mountney, 2006). Los desiertos actuales ocurren a latitudes medias a bajas, en el contexto de climas continentales áridos, semi-áridos y secos (Figura 2.1). Los desiertos de mayor extensión son aquellos que se dan en regiones donde el clima está dominado por células subtropicales de alta presión en la atmósfera. Los vientos que divergen desde estas células tienden a ser estables y descender, por lo que normalmente no producen lluvias. Cuando dichas células se posicionan sobre los océanos provocan que el margen occidental de los continentes tienda a ser el más afectado, generándose desiertos confinados cuando existe una barrera orográfica (como el desierto de Atacama en Chile) y desiertos muy extensos cuando no existen tales barreras (como el desierto del Sahara). Otro lugar donde tienden a concentrarse los desiertos es en el interior de grandes continentes, lejos del océano (un ejemplo es el desierto de Gobi) (Kocurek, 1996).

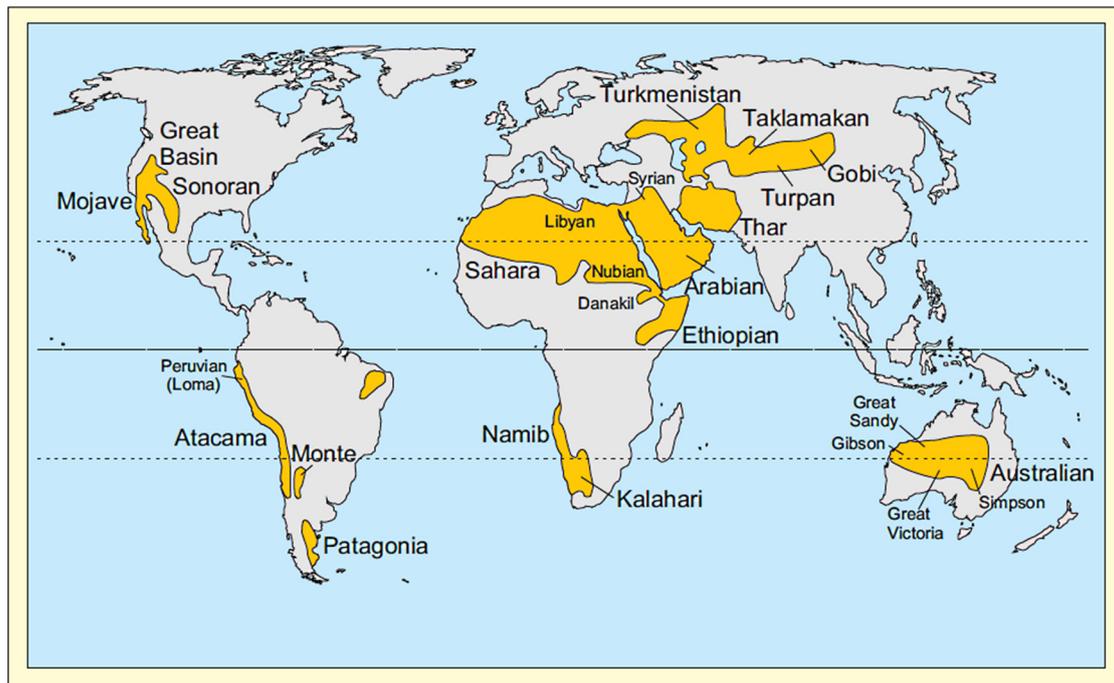


Figura 2.1: Distribución mundial de los grandes desiertos actuales. Tomado de Mountney (2006).

Los depósitos de ambiente desértico se generan con todas las granulometrías posibles, desde gravas a arcillas. Los depósitos de grava son principalmente depósitos de rezago (*lag deposits*). Las arenas se acumulan detrás de obstáculos ante el viento y en bajos topográficos, generando depósitos de diversos espesores y extensión. Limos y arcillas se depositan en bajos topográficos y zonas donde la velocidad del viento disminuye (Brookfield & Silvestro, 2010). Cuando existe precipitación y es suficiente, aparecen depósitos con características fluviales, en particular sistemas fluviales desérticos efímeros (tipo *wadis*) o perennes (Kocurek, 1996). Los procesos eólicos ocurren preferentemente en regiones áridas debido a que las bajas precipitaciones resultan en un sustrato seco con una cobertura vegetal escasa y/o dispersa, que promueve la capacidad del viento de entrapar y transportar material suelto de la superficie, una vez que éste alcanza una velocidad suficiente como para vencer los efectos de estabilización de la superficie (Mountney, 2006).

Los procesos operantes en un sistema eólico definen tres subsistemas: seco, húmedo y estabilizado (Mountney, 2006; Scherer, 2004; Kocurek, 1996). En los sistemas eólicos secos, la capa freática se encuentra por debajo de la superficie de depositación de sedimentos, no tiene efecto ninguno sobre el sustrato y no hay factores estabilizantes actuando, por lo que la depositación, el *bypass* sedimentario y la erosión sobre el sustrato están controlados únicamente por la configuración aerodinámica del mismo. Para que ocurra acumulación sedimentaria efectivamente se requiere de un alto aporte sedimentario, solamente ocurriendo cuando se dan condiciones de saturación de arena (cabalgamiento de dunas eólicas que no permiten el desarrollo de zonas de interduna planas).

En los sistemas eólicos húmedos, el nivel de la capa freática intersecta la superficie de acumulación sedimentaria (siempre o periódicamente), por lo que la configuración aerodinámica y el contenido de humedad del sustrato determina que la superficie de acumulación sea depositacional, de *bypass* sedimentario o erosiva. La acumulación sedimentaria ocurrirá en zonas donde la capa freática ascienda progresivamente, acompañada de un aporte continuo de sedimentos (Mountney, 2006; Scherer, 2004; Kocurek, 1996).

Los sistemas eólicos estabilizados son aquellos en los cuales factores estabilizantes, como la vegetación o la cementación temprana a nivel de superficie, juegan un importante rol determinando el comportamiento de la superficie de acumulación sedimentaria. En forma periódica o continua, estos factores estabilizan el sustrato. Son sistemas similares a los húmedos (ya que en estos últimos la humedad actúa como un agente en cierta forma estabilizador), pero a diferencia de éstos actúan en ellos un espectro más amplio de factores. El espectro de ambientes que ocurren desde ambientes subacuáticos a *sabkhas* (lagos salinos de desierto) y de éstos a ambientes desérticos húmedos y luego a desérticos secos puede verse como una función del aporte sedimentario disponible a lo largo del tiempo o del espacio (Mountney, 2006; Scherer, 2004; Kocurek, 1996; ver Figura 2.2).

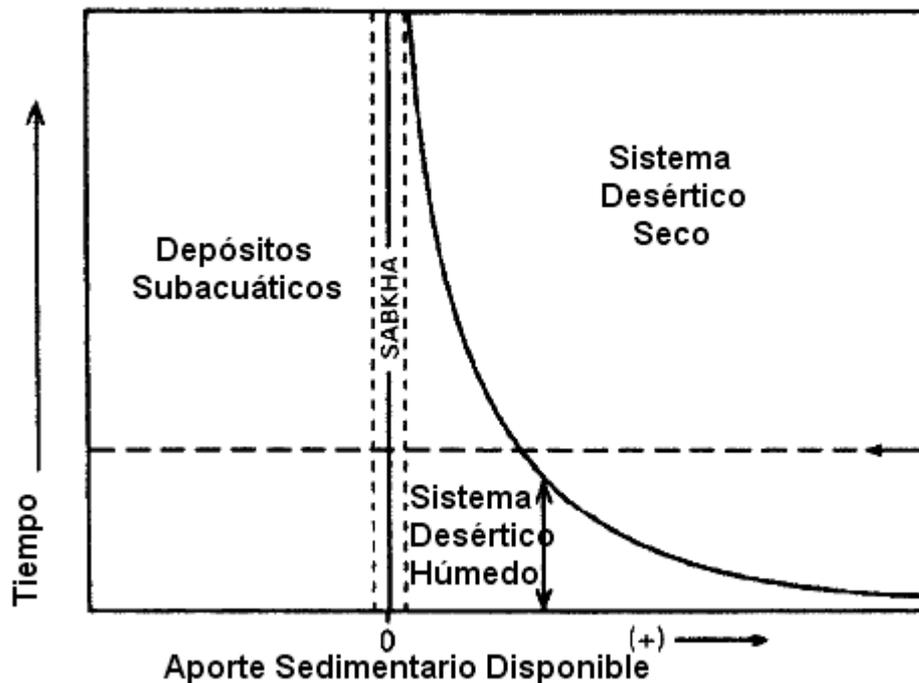


Figura 2.2: Caracterización de ambientes desérticos en función del aporte sedimentario disponible y su relación con un ascenso en el nivel de la capa freática. Inicialmente, la superficie de depositación coincide con el nivel de la freática. Modificado de Kocurek (1996).

La interpretación de los depósitos de antiguos desiertos involucra el estudio de los sistemas eólicos actuales y sus características principales, el relacionamiento de éstas con los procesos de formación, y el desarrollo de criterios que permitan reconocer su desarrollo en el espacio y a través del tiempo geológico. Primero se observan los procesos que dejan rasgos identificables en los desiertos modernos y se examina cómo identificarlos en antiguos sedimentos. Luego se utilizan esas características como la base para construir modelos para estructuras individuales, para luego desarrollar modelos de facies a gran escala combinando varios de estos modelos de menor escala. Por último, se toman en cuenta algunos de los controles externos sobre el desarrollo de sistemas desérticos que sean relevantes para la interpretación estratigráfica de los depósitos eólicos (Brookfield & Silvestro, 2010). Aunque existen trabajos de reconocimiento de antiguos depósitos desérticos que datan de la década del 70, la mayoría describen potentes sets de estratificación cruzada de gran porte y alto ángulo, inequívocamente atribuibles a dunas

eólicas (ver referencias en Mountney, 2006). Sin embargo, muchas veces es difícil diferenciar depósitos de origen eólico de otros generados en diferentes contextos ambientales. Algunas de estas dificultades derivan de las variaciones en el arreglo geométrico de las facies y de la existencia de facies que son de desierto pero que no representan dunas eólicas (ej: sábanas de arena), por lo que su reconocimiento e interpretación es crítico para determinar los mecanismos que controlan la acumulación de los sedimentos. También ha sido importante reconocer el papel de la erosión, que es una parte inherente en el proceso de migración de formas de lecho eólicas y que tiene como consecuencia que las sucesiones eólicas tienden a ser altamente fragmentarias. Además, la mayoría de las sucesiones eólicas se caracterizan por marcadas variaciones de espesores en la lateral y un bajo grado de continuidad lateral (Mountney, 2006).

2.2 Formas de Lecho y Elementos Arquitecturales Eólicos

Los campos de dunas y *ergs* son los principales sitios de acumulación de arenas eólicas, con extensiones de cientos a miles de kilómetros cuadrados y espesores locales de cientos de metros. Estas arenas pueden provenir de depósitos aluviales del margen de la cuenca o pueden provenir de áreas fuente muy distantes, que incluyan antiguas areniscas. Las arenas provenientes de depósitos aluviales comúnmente están pobremente seleccionadas, pero como el viento es un agente altamente eficaz seleccionando sedimentos (debido a la baja densidad y viscosidad del aire) mueve las partículas de tamaño arena como carga de fondo, llevando las partículas más finas como carga en suspensión y dejando atrás las gravas en depósitos de rezago. El rango granulométrico normal de las arenas eólicas va desde 0.1 mm a 1 mm, con una moda de 0.3 mm (arena media). Además de la selección granulométrica y el grado de redondez adquiridos por los granos de arena durante el transporte eólico, los materiales se seleccionan también desde el punto de vista mineralógico, por la ruptura de minerales con clivaje (como las micas) y la supervivencia del cuarzo. La superficie de los granos de arenas eólicas muestra un relieve suave en comparación con la de las arenas que han sufrido

transporte subacuático. Esta suavidad en el relieve proviene de la disolución y reprecipitación a microescala de cuarzo por acción del rocío (Collinson, 1986).

Cuando se generan potentes acumulaciones de arena, se desarrollan formas de lecho que pueden clasificarse de acuerdo a su escala, morfología, orientación relativa a la dirección de transporte de los sedimentos, tipo de comportamiento al migrar y forma en la que se superimponen. En función de la escala se reconocen tres formas de lecho principales: *ripples* (óndulas), dunas y *draas* (Figura 2.3). Los *draas* son lo suficientemente grandes para contener dunas las cuales, a su vez, presentan *ripples* u óndulas. Cuando no hay suficiente cobertura de arena, los *draas* suelen estar ausentes. El tamaño que pueden alcanzar estas estructuras está influenciado por el tamaño de grano disponible. Tanto los *draas* como las dunas presentan una amplia diversidad de formas, dependientes de la variabilidad en la dirección del viento (Collinson, 1986; Mounney, 2006).

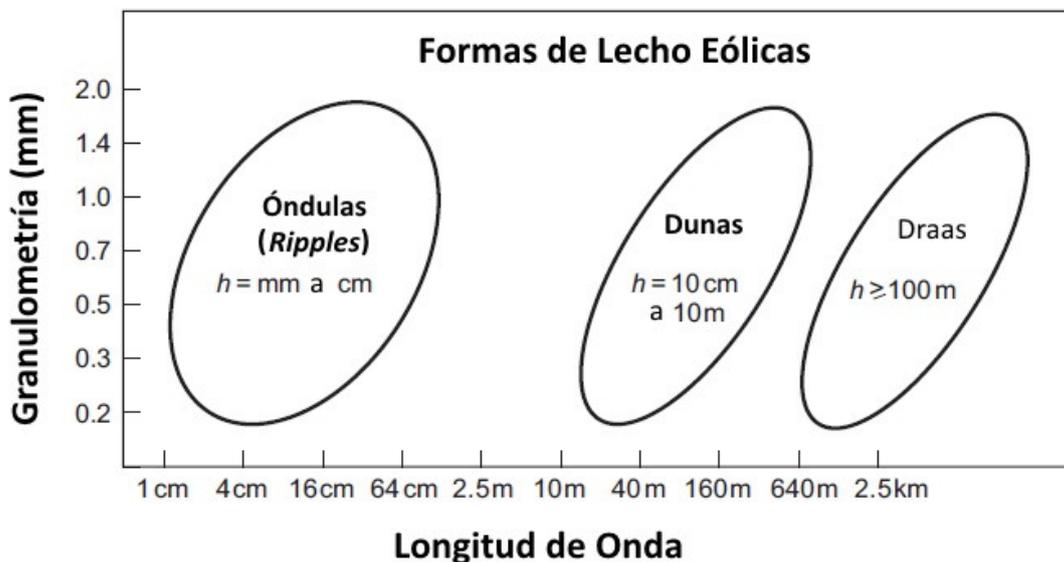


Figura 2.3: Granulometría (mm) vs longitud de onda (cm, m o km) para formas de lecho eólicas y su expresión a tres escalas posibles: *ripples*, dunas y *draas*. Modificado de Nichols (2009).

Los *ripples* se superponen sobre las megaformas, incluso en superficies con una inclinación cercana al ángulo de reposo, apareciendo también como

rasgos depositacionales en las zonas de interduna. Los *ripples* eólicos típicamente son de bajo relieve y presentan crestas rectilíneas o sinuosas orientadas perpendicularmente a la dirección del viento, con amplitudes máximas de 1 cm (*ripples*) a 35 cm (*mega - ripples*). Pueden diferenciarse de los *ripples* subacuáticos porque presentan índices de óndula más altos (λ/Λ) y tienden a desarrollar gradación inversa resultante de la migración de crestas con granos más gruesos sobre valles con granos más finos (Figura 2.4). La mayoría de los *ripples* eólicos se desarrollan por procesos de saltación y reptación de granos.

Para una velocidad dada del viento, los granos que están siendo transportados están restringidos a un rango reducido de granulometrías, que además recorren una distancia similar en cada salto. Tienden a generar espacios a intervalos similares. Cualquier irregularidad de la superficie donde caen puede actuar como catalizador para su desarrollo, proceso que una vez que se inicia hace que los *ripples* crezcan y se cabalguen: las caras de carga actúan como zonas de impacto que atrapan todos los impactos, mientras que las caras de avalancha generan zonas de sombra donde los impactos son mínimos. Los granos que caen en la cara de carga trepan por la cara de barlovento hasta la cresta, desde donde suelen ser lanzados hacia el siguiente *ripple*. Los granos gruesos se concentran en las crestas; los más finos quedan atrapados en los valles de sombra (Mountney, 2006).

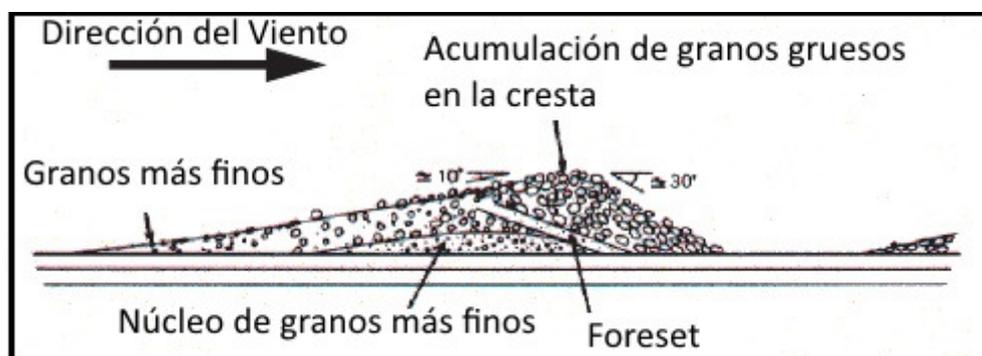


Figura 2.4: Estructura interna en un *ripple* eólico. La gradación inversa que los caracteriza se genera debido a la acumulación de los granos más gruesos en la cresta. Modificado de Mountney (2006).

Las dunas eólicas presentan longitudes de onda de entre 5 a 250 m, encontrándose comúnmente como trenes de formas de lecho con un espaciamiento regular. Son obstáculos topográficos que ocasionan disrupciones en el flujo del aire: el viento se acelera a medida que se mueve cuesta arriba, aumentando la tasa de transporte de sedimentos y promoviendo que lleguen hasta la cresta de la duna. Al pasar la cresta, el viento desacelera y disminuye la tasa de transporte, ocurriendo depositación en la cara de avalancha. Éste es el mecanismo básico por el cual las dunas migran siguiendo la dirección del viento con el paso del tiempo. El ángulo de reposo para la arena seca eólica es de 32-34°, por lo que las caras de sotavento con una inclinación mayor a ésta se vuelven inestables y desarrollan una cara de avalancha activa en la que dominan los procesos de *grainflow* o flujo de granos (Hunter, 1977), mientras que las que presentan una inclinación menor tienden a ser estables y desarrollar *ripples* (Mountney, 2006).

Los *draas* son las formas de lecho de mayor escala, con longitudes de onda que rondan los 500 a 5000 m y más de 50 m de amplitud. Ocurren sólo cuando las tasas de aporte de sedimento y de transporte son muy elevadas. Pueden describirse como: simples (cuando no presentan otras formas de lecho sobreimpresas); compuestos (cuando presentan formas de lecho de un mismo tipo morfológico sobreimpresas); o complejos (cuando presentan formas de lecho de diferentes tipos morfológicos sobreimpresas). La migración de dunas sobreimpresas sobre *draas*, también moviéndose pero a menor velocidad, podría explicar el origen de los sets de estratificación cruzada geométricamente complejos que pueden observarse en el registro rocoso (Mountney, 2006).

En las depresiones entre dunas eólicas y *draas* se desarrollan las áreas de interduna, que pueden tener una extensión y geometría variada, controlada por el aporte de arena y la etapa de desarrollo en la que se encuentra el desierto (Scherer, 2004). Pueden dividirse en tres tipos de acuerdo a los procesos sedimentarios asociados a su superficie depositacional (Mountney, 2006). Cuando dicha superficie no muestra evidencia de depositación asociada

a la presencia de agua, la interduna es seca; cuando la freática se encuentra próxima a la superficie depositacional y la sedimentación se ve influenciada por la presencia de humedad, la interduna es húmeda; por último, la interduna inundada es aquella que se ve anegada de agua en forma continua o episódica, debido a la interacción directa de la freática con la superficie o a la influencia de sistemas fluviales.

Las interdunas secas se encuentran dominadas principalmente por *ripples* eólicos; a veces pueden observarse lechos planos y, si existe material grueso disponible acoplado a procesos de deflación, depósitos de rezago. Al no existir humedad a nivel superficial, la cobertura vegetal es muy escasa o nula y por ende la posibilidad de que queden vestigios de actividad animal será escasa (Hunter, 1977; Mountney, 2006). Las interdunas húmedas se caracterizan por la presencia de estructuras de adhesión y precipitación de sales. La superficie con humedad promueve la colonización por parte de plantas y animales, con la subsecuente posibilidad de generación de estructuras por acción de raíces, excavaciones y cuevas y trazas superficiales (Kocurek, 1981; Mountney, 2006) En el caso de las interdunas inundadas además de arena es común encontrar sedimentos pelíticos y carbonáticos. Dentro de las estructuras sedimentarias que se desarrollan se encuentran *ripples* (mayormente subacuáticos, cuando existe aporte fluvial), laminación convoluta, grietas de desecación, escamas de lodo (*mud flakes*) y estructuras en barquillo (*mud curls*) (Kocurek, 1981; Mountney, 2006; Brookfield & Silvestro, 2010).

Cuando ciertos factores actúan en forma aislada o en conjunto e impiden el desarrollo de dunas eólicas, se desarrollan sábanas de arena. Se trata de áreas cubiertas por arenas eólicas que no presentan ninguna de las formas de lecho de alto relieve antes descritas (Mountney, 2006). Aunque tienden a ser pequeñas, pueden llegar a tener una extensión considerable y potencias de entre 10 a 20 m. En general se reconocen por presentar estratificación horizontal plano paralela o cruzada de bajo ángulo en arenas, en general gruesas (Brookfield & Silvestro, 2010).

2.3 Estructuras Sedimentarias y Estratificaciones de origen eólico

A partir de los trabajos pioneros de Hunter (1977), Kocurek & Dott (1981) y Fryberger & Schenk (1988), se establecieron criterios para la identificación de estructuras sedimentarias de pequeña escala con origen eólico. Existen cuatro tipos básicos de estratificación de origen eólico: laminación/estratificación cruzada de *ripples*, flujos de grano, caída de granos y estructuras de adhesión.

Los procesos tractivos que generan *ripples* eólicos dan lugar a diferentes tipos de estratificación o laminación de *ripples* eólicos (Hunter, 1977; Figura 2.5). Cuando se preservan las caras frontales de los *ripples* se puede observar la laminación cruzada, pero muchas veces la laminación interna no puede distinguirse debido a la uniformidad en el tamaño de grano, generándose estratificación o laminación transladante (*translatent strata*).

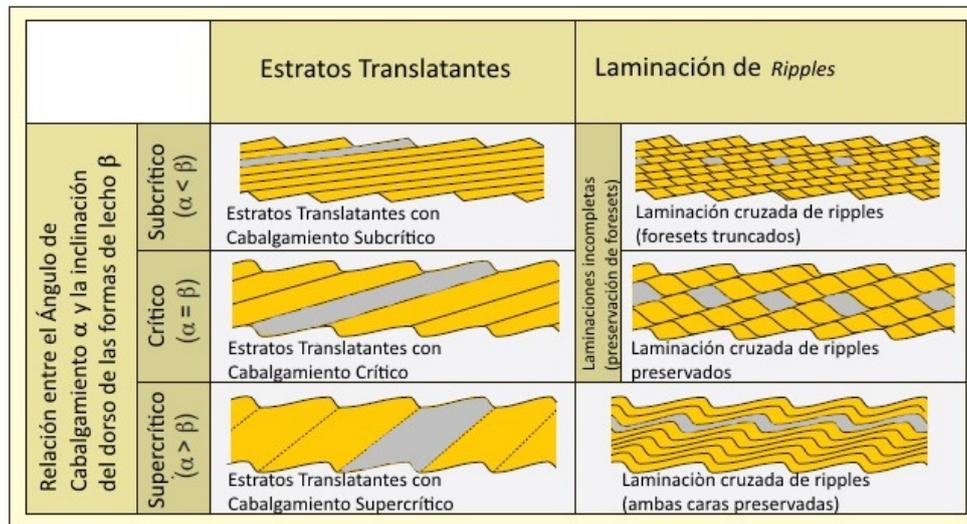


Figura 2.5: Tipos de estratificación cruzada de *ripples* eólicos de acuerdo al ángulo de cabalgamiento de los *ripples* en relación a la inclinación de la cara de carga de las formas de lecho y a la presencia o ausencia de laminación cruzada interna. Modificado de Hunter (1977).

Estas laminaciones exhiben gradación inversa, en parte porque el material más fino tiende a acumularse en los valles mientras que el material

más grueso se acumula en las crestas, como ya se mencionó, y en parte porque los sedimentos más finos se acomodan entre los más gruesos, dando lugar a una textura del tipo *pour-in* (Fryberger *et al*, 1992). Si la preservación de los *ripples* sólo incluye unos pocos granos de espesor, se desarrolla una laminación típica denominada *pin stripe* (Fryberger & Schenk, 1988; ver Figura 2.6).

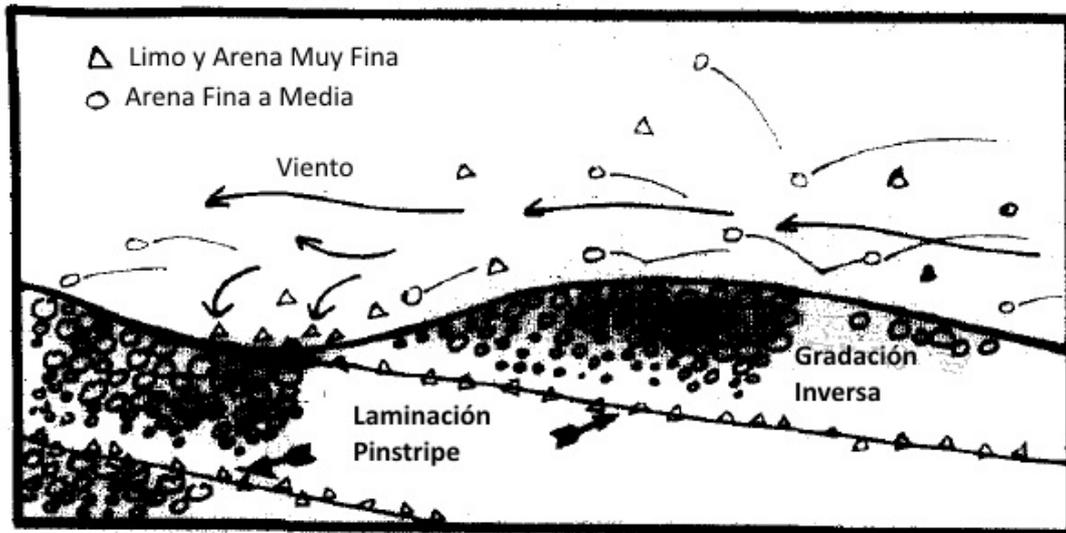


Figura 2.6: Diagrama esquemático de un corte transversal de un *ripple* eólico mostrando la concentración de granos gruesos en la cresta y de granos finos a lo largo de la cara de descarga. Este efecto produce la gradación inversa comúnmente observada en estratos con laminación cruzada eólica. La laminación tipo *pin stripe* se desarrolla debido a la concentración de sedimentos finos (limos y arena muy fina) en los valles, muchas veces seguida de cementación preferencial de dichas "líneas". Modificado de Fryberger & Schenk (1988).

Los estratos con laminaciones cruzadas de *ripples* eólicos se pueden encontrar en depósitos de sábanas de arena, interdunas secas y en dunas y *draas* con caras de avalancha moderadamente inclinadas (Mountney, 2006).

La estratificación generada por flujos de granos (*grain flow*) se genera cuando la cara frontal de la duna eólica tiene una inclinación mayor al ángulo de reposo del material (32 – 34°). Se desarrolla una cara de avalancha activa sujeta a colapso gravitacional, lo que lleva a la formación de estratos de avalancha por flujo de granos: la cohesión intergranular se pierde durante el flujo por lo que el depósito presenta erosión basal y una disposición interna

caótica, en general. Los flujos generan cuerpos sedimentarios en forma de lengua o cuña, que se extienden a lo largo de la cara frontal de la duna (Hunter, 1977; Mountney, 2006).

La estratificación por caída de granos (*grain fall*) ocurre porque el viento transporta nubes de granos en proceso de saltación más allá de la cresta de la duna. La disminución en la capacidad de transporte del viento una vez pasado este punto (debida a la disminución de la velocidad del mismo), permite que los granos se depositen en la parte superior de la cara de avalancha de la duna. Este es un tipo de estratificación difícil de distinguir. Se encuentra formando paquetes con una geometría en cuña, más potentes hacia la cresta, y más finos hacia el pie de la duna (Hunter, 1977; Mountney, 2006).

Las estructuras de adhesión se generan cuando la superficie tiene cierta humedad que permite la adhesión de granos de arena seca que estaban siendo transportados. Esto resulta en una variedad de estructuras, dentro de las cuales se pueden encontrar: *ripples* de adhesión, láminas de adhesión y verrugas de adhesión (Pye & Tsoar, 2009; ver Figura 2.7). Cada una de estas estructuras tiene una morfología distintiva y representa condiciones depositacionales diferentes, a pesar de tener un origen similar.

Los *ripples* de adhesión (Hunter, 1969; Kocurek & Fielder, 1982; Figura 2.7A) se forman cuando la tensión superficial permite que los granos de arena seca se “peguen” a la superficie depositacional, generándose crestas milimétricas, paralelas entre sí pero perpendiculares a la dirección del viento. Los granos quedan atrapados en la cara de barlovento, por lo que la estructura crece lentamente por acreción. También ocurre cabalgamiento cuando los *ripples* de adhesión migran en sentido del viento, generándose pseudolaminaciones. Cuando los vientos son fuertes y con variaciones de sentido constantes, no puede darse migración lateral y cabalgamiento de las estructuras, pero sí ocurre acreción vertical. Los granos de arena seca se adhieren a la superficie depositacional y crean un patrón irregular tridimensional, con estructuras convexas: las verrugas de adhesión (Figura

2.7B). Las láminas de adhesión se generan por adhesión de granos a una superficie húmeda y lisa, que no presenta irregularidades evidentes que permitan el desarrollo de *ripples* o verrugas de adhesión. Las láminas que se forman presentan espesores de un grano a unos pocos milímetros, siendo muy tenues (Figura 2.7C). Las estructuras de adhesión se preservan tanto en las superficies de estratificación (donde pueden observarse en planta), como en sección vertical, donde generan *crinkly lamination* o laminación crenulada (Hunter, 1969; Kocurek & Dott, 1981; Kocurek & Fielder, 1982; Collinson, 1986; Pye & Tsoar, 2009). Estos rasgos depositacionales de pequeña escala son comunes en depósitos de interduna húmeda, ya que requieren que la superficie depositacional tenga humedad. Más raramente se puede encontrar en flancos de duna (cuando existe humedad disponible).

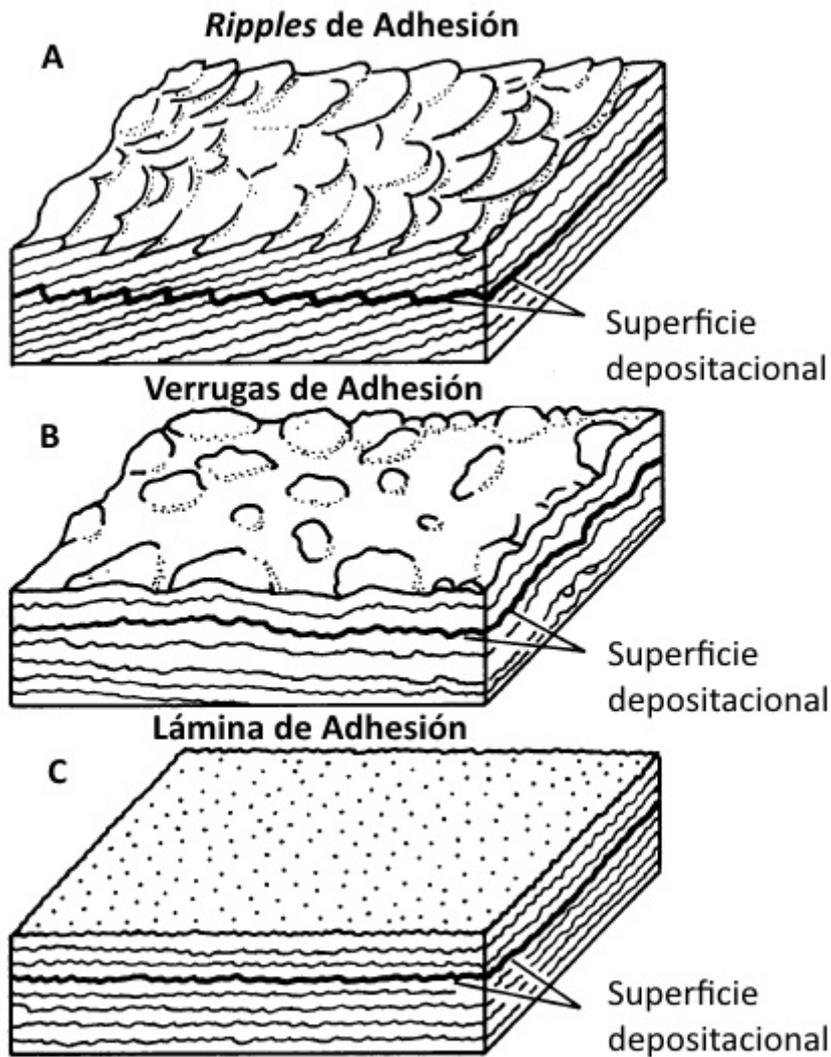


Figura 2.7: Bloques diagrama mostrando la vista en planta y en corte de los tres tipos principales de estructuras de adhesión de origen eólico. A) *Ripples* de adhesión; B) verrugas de adhesión; C) láminas de adhesión. Modificado de Pye & Tsoar (2009).

Todos los procesos mencionados (migración y cabalgamiento de *ripples*, flujo y caída de granos, adhesión de granos) se repiten una y otra vez dando lugar a estratos con estratificación cruzada de algún tipo. Las grandes formas de lecho migran unas sobre otras, ocurriendo truncamiento de sets de estratificación cruzada que quedan delimitados por superficies erosivas (Mountney, 2006). La Figura 2.8 ilustra en forma esquemática como se forman los cuatro tipos básicos de estratos primarios de origen eólico.

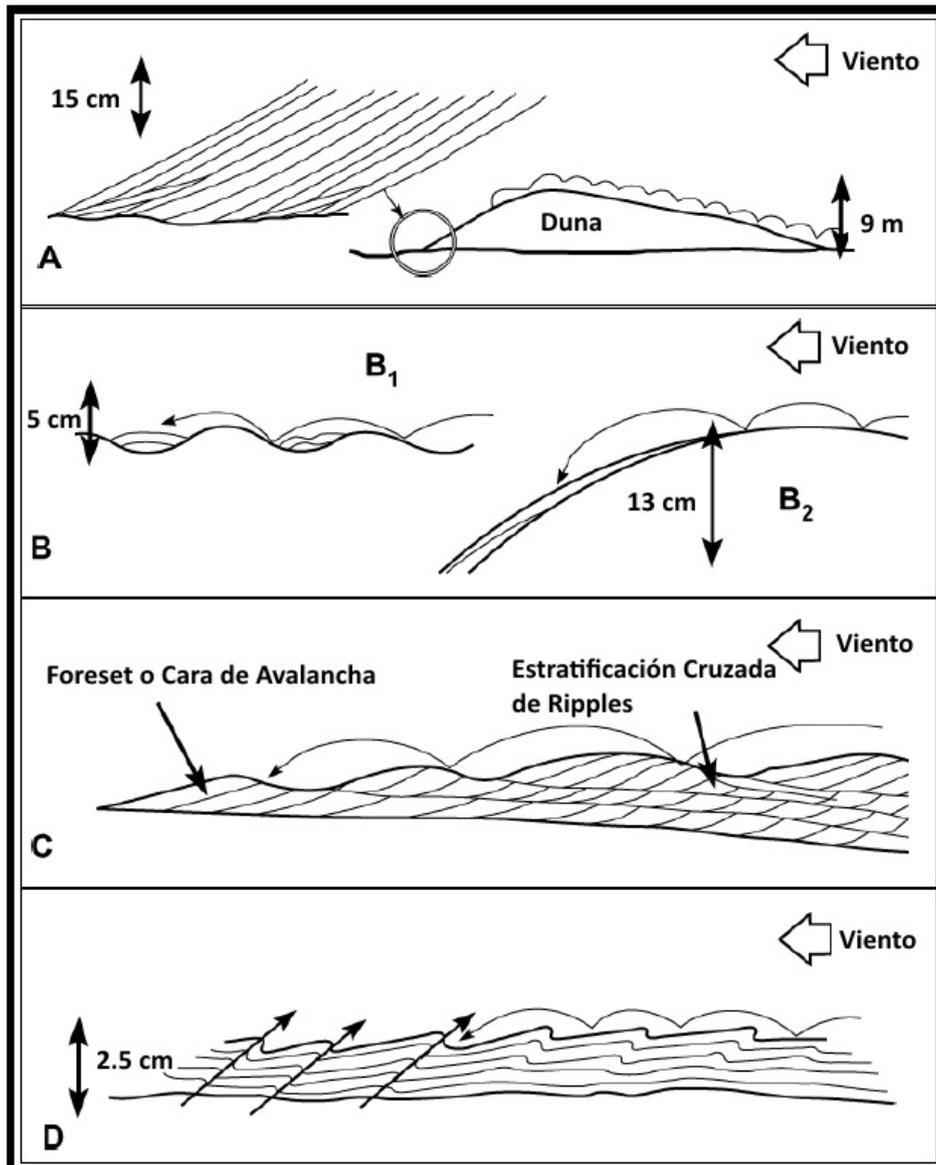


Figura 2.8: Diagrama esquemático mostrando cómo se generan los cuatro tipos de estratificaciones básicas de origen eólico. A) Avalancha o flujo de granos; B) caída de granos; C) migración lateral de *ripples* y cabalgamiento; D) por adhesión de granos. Modificado de Fryberger *et al.* (1983).

2.4 Interacción de Sistemas Eólicos con Sistemas Fluviales

Los sistemas sedimentarios eólicos se encuentran en estrecha asociación con un rango de otros ambientes sedimentarios depositacionales: sistemas fluviales efímeros y perennes; abanicos aluviales, sistemas lacustres

permanentes y sistemas costeros y marinos someros (Al-Masrahy & Mountney, 2015; Mountney, 2006).

En desiertos modernos es muy importante la interacción de sistemas fluviales con eólicos. Incluso las áreas desérticas más áridas presentan lluvias ocasionales, que pueden ser estacionales o esporádicas. En este último caso, pueden pasar incluso años sin que llueva, pero cuando ocurren precipitaciones se dan como tormentas cortas e intensas. La alta permeabilidad de la mayoría de los sedimentos del desierto y la presencia de una freática en general baja llevan a que ocurra una importante infiltración, y las aguas superficiales muchas veces no llegan a fluir demasiado lejos. También hay precipitación de humedad como rocío, en cantidades pequeñas pero significativas, y que facilita la ocurrencia de reacciones diagenéticas tempranas (Brookfield & Silvestro, 2010; Collinson, 1986).

En muchos desiertos la acción del agua es tanto o más importante aún que la acción del viento a la hora de determinar las características de los depósitos sedimentarios. El papel que juegan los sistemas fluviales en los desiertos es importante, actuando como modeladores del paisaje. Algunos sistemas fluviales actúan generando cantidades significativas de sedimentos, disponibilizándolos para ser utilizados por el viento en la construcción de depósitos eólicos. Otros, limitan la extensión espacial de los campos de dunas y remueven volúmenes significativos de sedimentos que son transportados por el viento hacia los cauces fluviales (Al-Masrahi & Mountney, 2015).

Los sistemas fluviales de tipo efímero son muy característicos de zonas áridas y semi-áridas. Se encuentran asociados generalmente a precipitaciones intensas y breves e inundaciones asociadas. Según Scherer (2004), estos ríos presentan configuraciones variadas, desde bien canalizados hasta totalmente desconfiados (sin márgenes bien definidas).

Los ríos efímeros transportan y depositan sedimentos de gran variedad granulométrica y su profundidad varía, pudiendo alcanzar un par de metros

durante el pico de flujo o ser sólo una lámina de agua de algunos centímetros a decímetros (Stear, 1985). Están dominados por formas de lecho generadas en régimen de flujo superior, pudiendo formarse dunas y *ripples* en las etapas finales de la inundación, cuando el flujo sufre una rápida desaceleración y se ingresa a régimen de flujo inferior. Es así que cada evento de precipitación intensa e inundación dará lugar a un ciclo sedimentario caracterizado por ser granodecreciente y mostrar, de base a techo de la secuencia de facies, una sucesión de estructuras sedimentarias indicadoras de alta energía a baja energía (Miall, 1977 y 1985; Stear, 1985).

Los sistemas fluviales permanentes de zonas desérticas se caracterizan en general por ser entrelazados o *braided*. Se presentan como una red de canales interconectados separados por barras gravilosas o arenosas. Los ríos desarrollan este patrón ante una combinación de algunos de estos factores: carga de fondo gruesa, abundante y no cohesiva, caudal fuertemente fluctuante (y por ende competencia fuertemente fluctuante) y relieve pronunciado (Miall, 1977 y 1985).

Las fluctuaciones de caudal muy marcadas son típicas de áreas áridas con precipitaciones esporádicas pero intensas. La falta de vegetación en estas áreas promueve una falta de capacidad de la cuenca para retener agua y sedimento, generándose una respuesta inmediata a las tormentas en forma de crecidas relámpago. Una gran cantidad de sedimentos es transportada durante los períodos de mayor caudal, sedimentos que son depositados en los canales fluviales en forma de barras durante los períodos de menor energía de flujo. Esas barras son las que producen la desviación del flujo generando una red de canales secundarios dentro del canal principal (Miall, 1977; Scherer, 2004; Miall, 2010). La coexistencia de sistemas fluvio-eólicos genera sucesiones que presentan una arquitectura depositacional bastante compleja (Paim & Scherer, 2003).

Capítulo 3: Antecedentes Geológicos y Paleontológicos

3.1 Marco Geológico General

Las Cuencas Paraná (Brasil) y Chaco-Paraná (Argentina) constituyen una inmensa región de sedimentación de América del Sur. Geográficamente, abarcan parte del territorio al sur de Brasil, oeste de Paraguay, nordeste de Argentina y norte de Uruguay, ocupando un área total de 1.500.000 km² (Figura 3.1).

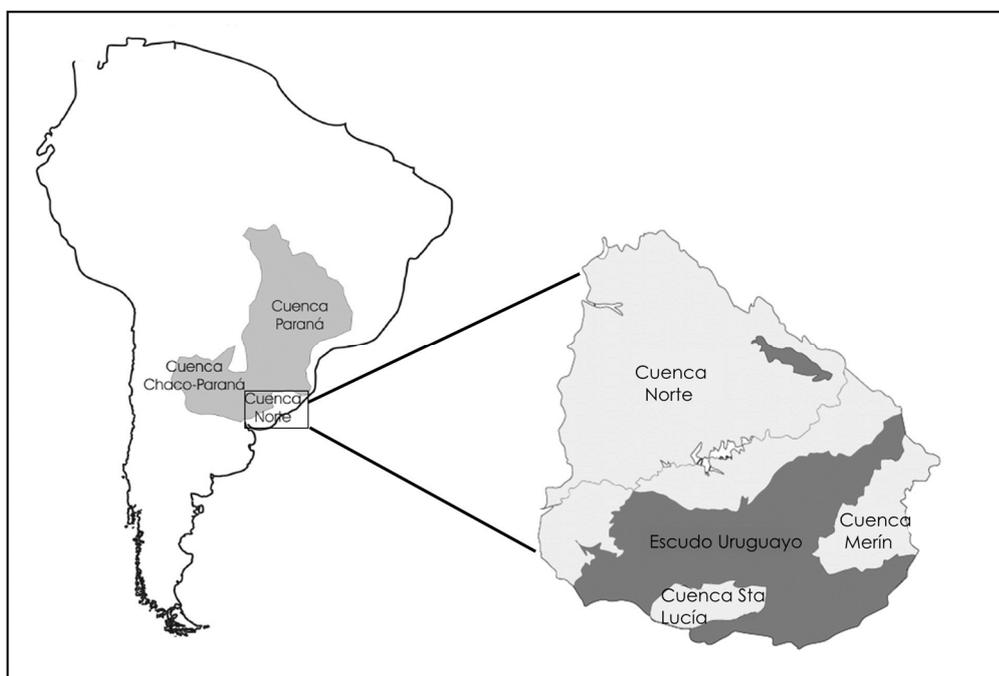


Figura 3.1: Mapa de ubicación de la Cuenca Norte en el contexto de las cuencas Paraná y Chaco-Paraná. Detalle de su ubicación en el territorio uruguayo en relación a otras cuencas sedimentarias continentales. Modificado de de Santa Ana *et al.* (2006) y Ubilla *et al.* (2004).

Son cuencas intracratónicas con un registro sedimentario y volcano-sedimentario que abarca del Ordovícico al Cretácico, con potencias que superan los 7.000 m en la parte central (Milani & Thomaz Filho, 2000).

Durante el Mesozoico, la tendencia irreversible hacia un clima árido y cálido provocó la desertificación de estas cuencas. El máximo de aridez se

alcanzó durante el Triásico Medio, con la ocurrencia hacia el Cretácico Medio de otro pico de condiciones cálidas y áridas con paleotemperaturas hasta 14° más altas que las actuales (Takashima *et al.*, 2006). Esta tendencia se vio reflejada por el desarrollo de sistemas depositacionales en los que dominaron los procesos sedimentarios fluvio - eólicos y puramente eólicos. Se generaron cuerpos de agua discontinuos, cuyas áreas se fueron reduciendo progresivamente hasta casi desaparecer o desaparecer por completo. La estabilidad tectónica de la cuenca durante este intervalo de tiempo geológico, sumada a una subsidencia casi nula o nula y al proceso de aridificación, propició el desarrollo del paleodesierto de Botucatu. A inicios del Cretácico, esta estabilidad se vio interrumpida por la fragmentación del Gondwana Occidental y la apertura del Océano Atlántico (Milani & Thomaz Filho, 2000; Milani, 2004). Para fines del Cretácico, los procesos de enfriamiento condujeron hacia el deterioro climático del Cenozoico (Ubilla *et al.*, 2003).

En Uruguay, el registro sedimentario perteneciente a estas cuencas se desarrolla en la Cuenca Norte. Dicha cuenca se ubica en su mayor parte al norte del Río Negro (Figura 3.1), ocupando un área de unos 100.000 km² y con potencias sedimentarias y volcano-sedimentarias máximas de casi 2.400 m, con depósitos con edades que van desde el Devónico al Cretácico Tardío (de Santa Ana & Veroslavsky, 2003).

Los registros jurásicos y eocretácicos de la Cuenca Norte constituyen un conjunto de rocas, de origen tanto sedimentario como ígneo, limitado por discordancias erosivas en techo y base. Esta secuencia presenta más de 1.400 m de potencia total y se compone de diversas formaciones (ver Figuras 3.2 y 3.3), entre ellas la Formación Tacuarembó (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano), en la que se centrará este trabajo.

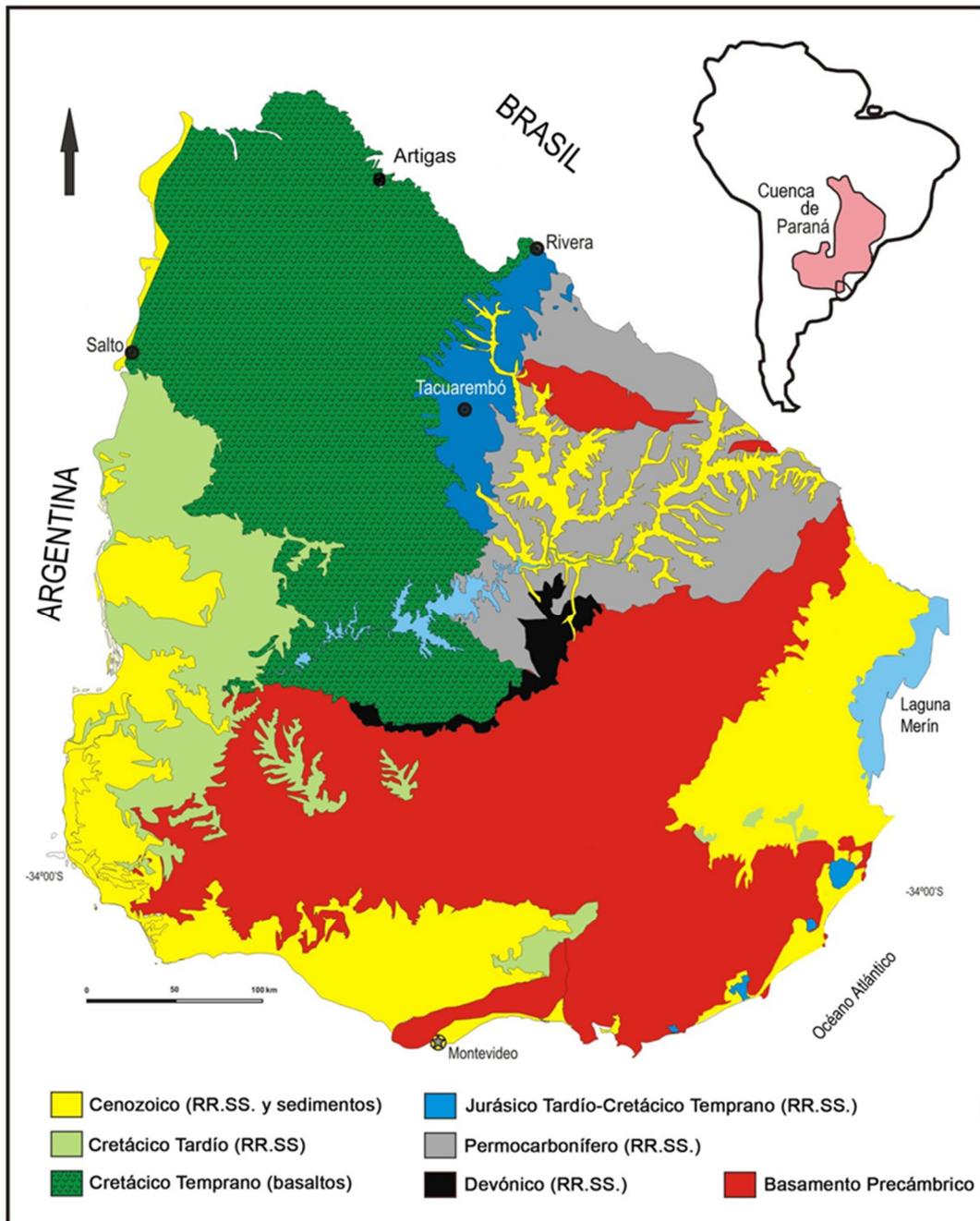


Figura 3.2: Mapa geológico simplificado de Uruguay. En azul se encuentra indicada el área de afloramiento de la Formación Tacuarembó (rocas sedimentarias del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en la leyenda del mapa). Modificado de Perea *et al.* (2009).

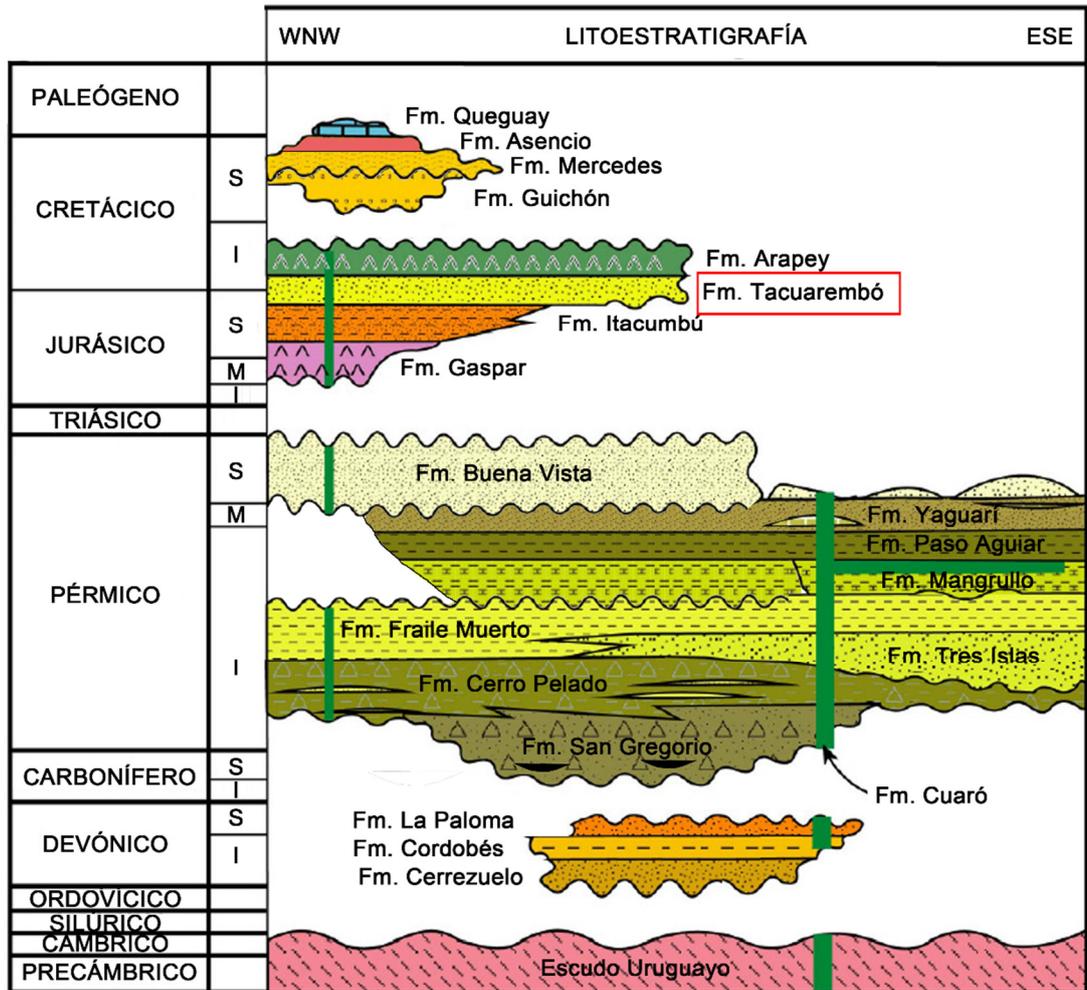


Figura 3.3: Columna estratigráfica de la Cuenca Norte (Uruguay). El recuadro rojo marca la posición estratigráfica de la Formación Tacuarembó. Modificado de de Santa Ana *et al.* (2006).

3.2 Marco Geológico Local

En la región Centro-Norte de la Cuenca Norte aflora la Formación Tacuarembó, junto con varias de las unidades que componen la secuencia estratigráfica de la Cuenca Norte (ver Figura 3.4). A continuación se describen brevemente las unidades geológicas que pueden encontrarse aflorando en los alrededores de la ciudad de Tacuarembó, dentro del área de estudio (recuadro rojo en la Figura 3.4):

Formación Yaguari (Bossi, 1966; redefinida por Ferrando & Andreis, 1986) – Areniscas finas a medias, verdosas, con presencia de mica. Presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y horizontal, así como *ripples* y *ripples* cabalgantes. Las areniscas gradan a pelitas y areniscas interestratificadas, de tonos vivos y variados (verde, violáceo, rosado, rojo, castaño y morado), con presencia ocasional de niveles y lentes arcillosos rojos y calcáreos blancos. De edad Pérmica, esta unidad presenta en la base un pasaje transicional con la Formación Paso Aguiar o un contacto discordante con el basamento cristalino en la región de la Isla Cristalina de Rivera. Al tope se encuentra en contacto gradual, neto y concordante con la Formación Buena Vista (de Santa Ana, Goso & Daners, 2006). Su desarrollo genera un relieve suave a accidentado.

Formación Buena Vista (Goso & de Santa Ana, 1986) – Compuesta por areniscas muy finas a medias, localmente gruesas a muy gruesas. Con niveles de ortopsefitas y areniscas conglomerádicas. Las areniscas presentan poca matriz pelítica y abundante cemento carbonático. Se pueden presentar paquetes pelíticos potentes de color rojo, masivos a débilmente laminados, asociados a las areniscas. Depositada durante el Pérmico, presenta relaciones estratigráficas variables de acuerdo al sector de la cuenca en la que se presenta: al Sur de la ciudad de Tacuarembó presenta en su base los contactos ya mencionados con la Formación Yaguari. Al tope se encuentra en discordancia con la Formación Tacuarembó (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004; de Santa Ana, Goso & Daners, 2006). Genera un relieve ondulado y cerros con el tope plano.

Formación Tacuarembó (Bossi, 1966) – Areniscas blanquecinas, bermejas y verdosas, cuarzo a cuarzo-feldespáticas, de grano fino a medio, con estratificaciones cruzadas y horizontales. Intercaladas con paquetes de pelitas laminadas a masivas, de coloración y espesor variable. En base a su contenido fosilífero y a datación radimétrica de los basaltos que se encuentran al tope, se le ha asignado una edad Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. En la zona de estudio esta formación se encuentra en discordancia erosiva basal con la Formación Buena Vista, mientras que hacia el techo las areniscas

pueden presentarse en discordancia con sedimentos cuaternarios o aparecer intercaladas con basaltos, dando lugar a la Formación Arapey (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004; Perea & Martínez, 2004). Geomorfológicamente, genera un relieve similar al de la unidad anterior (ondulado y cerros con el tope plano), aunque también puede desarrollar un relieve plano. En algunos casos los cerros pueden presentar “cornisas”: salientes que se erosionan en forma diferencial, asociadas a una mayor consolidación de las areniscas y/o contacto entre paquetes arenosos y paquetes pelíticos.

Formación Arapey (Bossi, 1966; redefinida por Bosi & Heide, 1970) – Derrames basálticos con intercalaciones esporádicas de delgados lechos de areniscas (Bossi & Navarro, 1988). Con una edad establecida en torno a los 130 Ma, son parte de la gran Provincia Paraná-Etendeka. Cubrieron los depósitos sedimentarios de la Cuenca Norte que abarcaban del Devónico al Cretácico Temprano, funcionando posteriormente como basamento para la sedimentación del Cretácico en adelante (Goso & Perea, 2004; Muzio, 2004). Generan áreas de mesetas uniformes, con tope plano y elevación sobre el terreno, y desarrollo de una escarpa erosiva notoria, especialmente hacia el O de la cuenca.

Formación Dolores (Goso, 1972) – Depósitos masivos, inconsolidados, arcillo limosos y limo arcillosos, con contenido variable de arena y gravas finas. Coloración parda a gris y gris verdosa. Estos depósitos presentan carbonato de calcio disperso o como concreciones o nódulos. Se los ha asignado al Pleistoceno Tardío, presentando contactos discordantes a la base con el basamento y otras unidades cenozoicas (Preciozzi *et al.*, 1985; Ubilla & Martínez, 2016). Desde el punto de vista geomorfológico, genera relieves planos, concentrándose en zonas de baja pendiente.

Depósitos de sedimentos actuales y subactuales – Conjunto de depósitos fluviales y coluviales depositados durante el Reciente y en proceso actual de depositación. Los de origen fluvial se ubican en los alrededores de los cursos de agua. En zonas de topografía moderada a fuerte pueden presentarse

como depósitos de arenas gruesas y gravas, pudiendo contener cantos y bloques de composición mineralógica variada. En áreas de topografía moderada, se presentan como arenas con granulometría variada, color blanco-grisáceo y pardio, con algo de matriz arcillosa y materia orgánica. En áreas de topografía suave (cursos inferiores de agua) son sedimentos arenosos finos y arcillo limosos, de color gris oscuro y pardo y presencia de materia orgánica. Los depósitos coluviales se desarrollan en zonas bajas de laderas, donde la pendiente se presenta moderada a fuerte. Se trata de arenas y sedimentos limo arcillosos (Preciozzi *et al*, 1985).

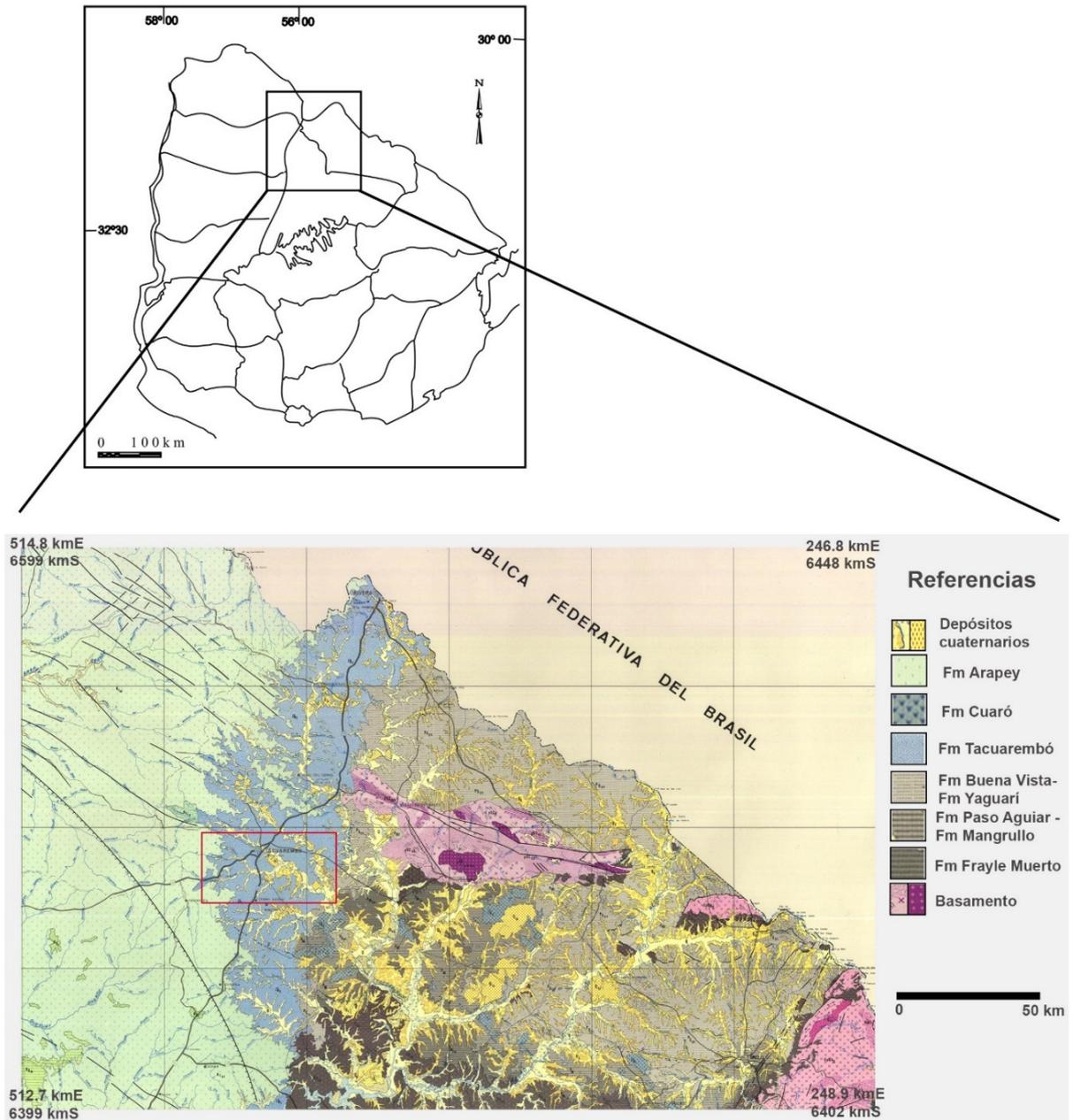


Figura 3.4: Detalle de la Carta Geológica del Uruguay a Escala 1: 500.000, mostrando las unidades aflorantes en la región centro-norte de la Cuenca Norte. Algunas de las unidades geológicas pertenecientes a la sucesión de la cuenca se encuentran cartografiadas en conjunto a la escala (1: 500.000) a la que fue realizada el mapa (Ej: formaciones Buena Vista y Yaguari aparecen representadas como Pérmico Superior, con una misma textura). El recuadro rojo engloba las unidades geológicas aflorantes en los alrededores de la ciudad de Tacuarembó, en el área de estudio. Modificado de Preciozzi *et al* (1985).

3.3 Geología de la Formación Tacuarembó

Los depósitos de la Formación Tacuarembó (Bossi, 1966) forman parte de la secuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte. Afloran en los departamentos de Tacuarembó y Rivera, conformando una estrecha franja de unos 120 km de largo con una dirección N-S (ver Figuras 3.2 y 3.4), desde la ciudad de Rivera hasta el Sur de la localidad de Martinote (Tacuarembó). Al Este los arroyos Ataques, Cuñapirú y Tacuarembó marcan el límite de la unidad, mientras que al Oeste lo hace la escarpa basáltica. Sin embargo, los depósitos se extienden en subsuelo hacia el NW en forma de una cuña clástica (de Santa Ana & Veroslavsky, 2004).

Los depósitos de la Formación Tacuarembó se componen predominantemente de areniscas y, subordinadamente, pelitas. En su porción basal la unidad se compone de areniscas muy finas a finas y medias, predominantemente cuarzosas, localmente feldespáticas, a veces micáceas. Con matriz escasa. Las tonalidades son blanquecinas, amarillentas y verdosas, a veces rojizas. Los clastos se presentan subangulosos a muy redondeados, con selección muy buena a regular. Presentan estratificación cruzada tabular planar, cruzada tangencial y en artesa (de pequeño a gran porte), cruzada de bajo ángulo y horizontal. También aparecen estructuras de canal, a veces con intraclastos pelíticos en su base. Estas areniscas se acompañan de pelitas de tonalidades más vivas (violáceas, verdosas y rojizas), masivas y laminadas. La porción superior de la formación se compone de areniscas finas a medias, marrón-rojizas a rojizas, con buena a muy buena selección, cuarzo-feldespáticas. Los clastos se presentan bien redondeados, con buena a muy buena selección. La estructura sedimentaria dominante es la estratificación cruzada tangencial/en artesa, de gran porte y alto ángulo; en menor grado se observa estratificación cruzada de bajo ángulo y horizontal (de Amarante, 2015; de Santa Ana & Veroslavsky, 2004; Bossi *et al.* 1975).

Las areniscas que componen esta unidad geológica fueron descritas por primera vez por Walther (1911). Por su parte, Falconer (1931 y 1937) y Caorsi

& Goñi (1958) las denominaron “Areniscas de Tacuarembó”. Su rango de formación le fue conferido por Bossi (1966). Posteriormente, Bossi *et al.* (1975) reconocen la existencia de dos miembros (Superior e Inferior).

Ferrando & Andreis (1986) propusieron la existencia de una nueva formación denominada Cuchilla Ombú, agrupando en ella depósitos eólicos que afloran en la base de la unidad sobre la Ruta 26, en la cercanía de la localidad Cuchilla de Ombú. Separan así los depósitos eólicos de la base de los depósitos subacuáticos que los suprayacen. El criterio utilizado por estos autores no resulta adecuado ya que no se basaron en un criterio litoestratigráfico sino en uno genético, lo que contradice las normas establecidas por el Código Internacional de Nomenclatura Estratigráfica (Salvador, 2001).

Ferrando *et al.* (1987) proponen modificar aún más el esquema litoestratigráfico existente, nombrando al Miembro Superior como Formación Rivera. Esta propuesta deja una división tripartita: Formación Rivera, Formación Tacuarembó *sensu stricto* y Formación Cuchilla Ombú.

Más recientemente, Perea *et al.* (2009), reconocen los dos miembros propuestos originalmente por Bossi *et al.* (1975), incluidos dentro de una única formación (Formación Tacuarembó) y les dan una denominación estratigráfica formal, nombrando al inferior como **Miembro Batoví** y al superior como **Miembro Rivera**. El presente trabajo se focaliza en depósitos del Miembro Inferior *sensu* Bossi *et al.* (1975) o Miembro Batoví *sensu* Perea *et al.* (2009). La Tabla 3.1 muestra un cuadro comparativo de las diversas propuestas litoestratigráficas e interpretaciones paleoambientales de los autores mencionados.

Tabla 3.1: Cuadro comparativo de las propuestas litoestratigráficas y de reconstrucción paleoambiental para los depósitos de la Formación Tacuarembó.

| | | | | | | | | |
|--------------------------|----------------------------|-------------------------|--|---|--|---|---|--|
| | Walther (1911) | Falconer (1931/1937) | Caoril & Gohi (1958) | Bossi (1966) | Bossi et al. (1975) | Ferrando et al. (1987) | Bossi & Navarro (1988) | Perea et al. (2009) |
| División Litológica | Areniscas permotristásicas | Areniscas de Tacuarembó | Areniscas de Tacuarembó | Formación Tacuarembó | Formación Tacuarembó | Formación Cuchilla Ombú | Grupo Batoví Dorado | Formación Tacuarembó |
| | | | | | Miembro Superior | | | Formación Tacuarembó |
| | | | | | Miembro Inferior | | | Miembro Batoví |
| Interpretación Ambiental | Origen edílico | Origen subacuático | Origen fundamentalmente edílico (dunas fosilizadas) con episodios fluviales (fundaciones temporales) | Origen edílico en clima desértico, con episodios fluviales y lacustres esporádicos, producto de inundaciones periódicas | Miembro Inferior – origen subacuático Miembro Superior – origen edílico | Fm Rivera – origen edílico (dunas) Fm Tacuarembó – origen – origen fluvial (braided distal) Fm Cuchilla Ombú – origen edílico (dunas) | Fm Rivera – origen edílico (dunas) Fm Tacuarembó – origen fluvial (braided distal a proximal-medio) con episodios edílicos al tope Fm Cuchilla Ombú - dunas edílicas con episodios de lagunas interduarales al tope | Miembro Batoví – facies edílicas a la base cubiertas por facies fluviales y fluvio-lacustres Miembro Rivera – facies edílicas (dunas) |

En cuanto a la interpretación ambiental que se le ha dado a esta formación, Bossi (1966) considera que los depósitos de la Formación Tacuarembó tienen un origen casi exclusivamente eólico y desértico, con episodios fluviales y lacustres esporádicos, resultantes de inundaciones periódicas. Esta interpretación ambiental se ve modificada por Bossi *et al.* (1975), argumentando que los depósitos de origen subacuático no tienen un carácter esporádico sino que constituyen potentes niveles de escala métrica, con continuidad en la lateral. Debido a esto proponen la división en dos miembros, donde el Inferior se considera conformado de depósitos subacuáticos mientras que el Superior representa dunas eólicas en clima desértico.

De acuerdo a Ferrando & Andreis (1986), el Miembro Inferior de la Formación Tacuarembó (recordando que ellos separan los depósitos de origen eólico de la base como la Formación Cuchilla Ombú) fue depositado por sistemas fluviales *braided* distales, con un régimen de flujo “invariablemente inferior” (Ferrando & Andreis, 1986: página 19). Dichos autores reconocen facies de canal en forma de barras arenosas linguoides de poco espesor y facies de planicie de inundación incipientes. En cuanto al Miembro Superior, al igual que Bossi *et al.* (1975) consideran que representa un extenso campo de dunas que marca un período de importante desertificación.

De acuerdo a de Santa Ana & Veroslavsky (2004), las asociaciones de facies de la Formación Tacuarembó pertenecen a tres grandes conjuntos genéticos: facies fluviales, facies fluvio-lacustres y facies eólicas (Figura 3.5).

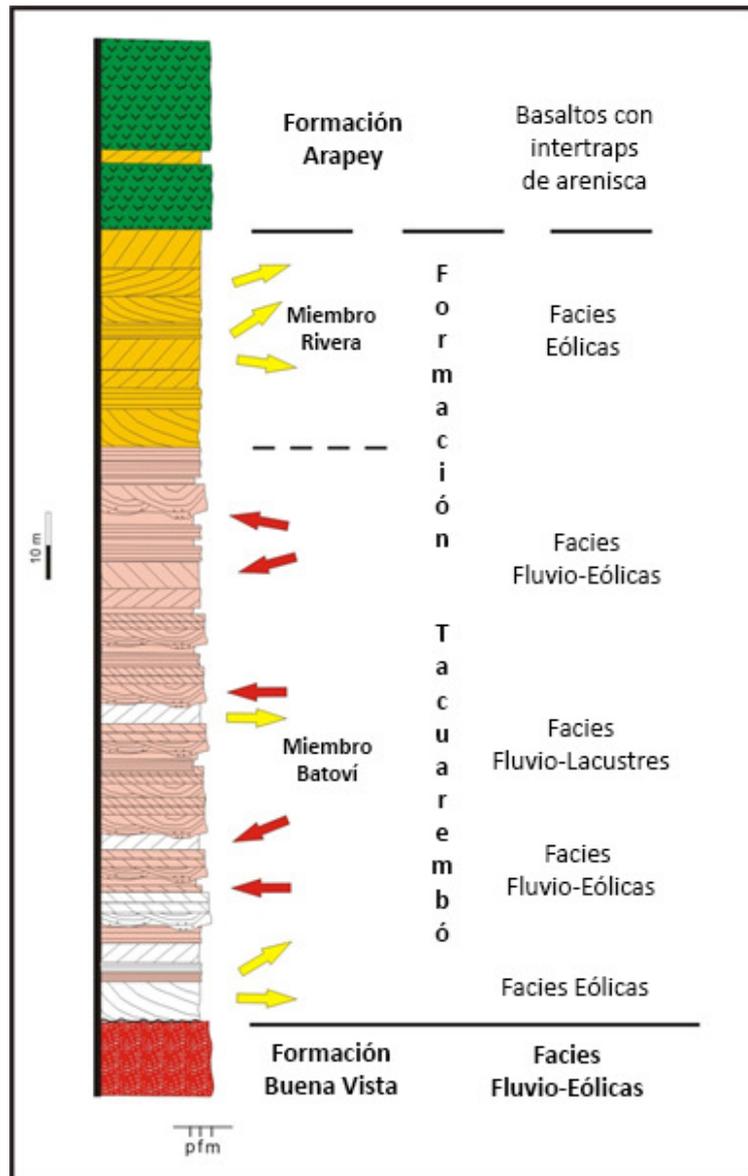


Figura 3.5: Columna estratigráfica generalizada de la Formación Tacuarembó, mostrando las facies mencionadas en el texto. Las flechas indican direcciones de paleocorrientes fluviales (rojas) y eólicas (amarillas). Modificado de Perea *et al.* (2009).

Perea *et al.* (2009) describen las facies del Miembro Batoví como areniscas con estratificación cruzada plano-paralela y en artesa, de gran escala, areniscas con estratificación/laminación plano-paralela horizontal, areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada, areniscas masivas y bioturbadas y pelitas laminadas. Estos depósitos se interpretan cómo el resultado de la interacción de procesos de origen fluvio-lacustre y eólico: sistemas fluviales con canales arenosos y planicies distales asociadas, vinculados a cuerpos lacustres, y con eventos eólicos intercalados. En cuanto

al Miembro Rivera comprende facies netamente eólicas de dos tipos: 1) aquellas típicas de dunas eólicas (areniscas que exhiben estratificación cruzada plano paralela y en artesa de alto ángulo y gran escala, internamente mostrando estructuras de flujo y caída de granos), y 2) depósitos de sábanas de arena (areniscas finas con estratificación plano paralela horizontal a subhorizontal, con estructuras internas de laminación “wavy” y/o gradación inversa).

En el informe realizado por P y T Consultora SRL (2007), las facies arenosas finas con estratificación cruzada en artesa (de bajo ángulo y pequeña a mediana escala) del Miembro Inferior se interpretan como depósitos de dunas eólicas y sábanas de arena, con depósitos de interdunas tipo *playa-lake* o depresiones interfluviales representados por delgados bancos de *wackes* y limos. Intercaladas a estas facies consideradas como principalmente eólicas, distinguen bancos arenosos con artesas e intraclastos pelíticos, a las que les asignan un origen fluvial; sin embargo consideran que el miembro tiene un origen esencialmente eólico. El Miembro Superior es descrito como integrado por facies arenosas típicas de dunas eólicas.

La Formación Tacuarembó tiene correlatos litológicos con formaciones presentes en Río Grande del Sur (Brasil), ya que la unidad continúa hacia el N de la ciudad de Rivera (Figura 3.6). Las litologías del Miembro Batoví se han correlacionado con la Formación Guarú (Lavina *et al.*, 1985; Lavina & Scherer, 1997), mientras que las del Miembro Rivera lo hacen con la Formación Botucatu (Franca *et al.*, 1995). La Formación Botucatu se compone de areniscas finas a medias con estratificación cruzada de alto ángulo, representando depósitos de un gran campo de dunas eólicas (Scherer, 2000; Scherer *et al.*, 2000; Scherer & Lavina, 2006). La Formación Guarú se compone de areniscas finas a gruesas, con pelitas en forma subordinada, depositadas por sistemas fluviales y eólicos (Scherer *et al.*, 2000; Scherer & Lavina, 2005). La Formación Guarú se encuentra apoyada en forma discordante sobre los depósitos fluviales de la Formación Sanga do Cabral

(Triásico Temprano) y cubierta también en forma discordante por los depósitos de la Formación Botucatu (Cretácico Temprano) (Scherer *et al.*, 2000).

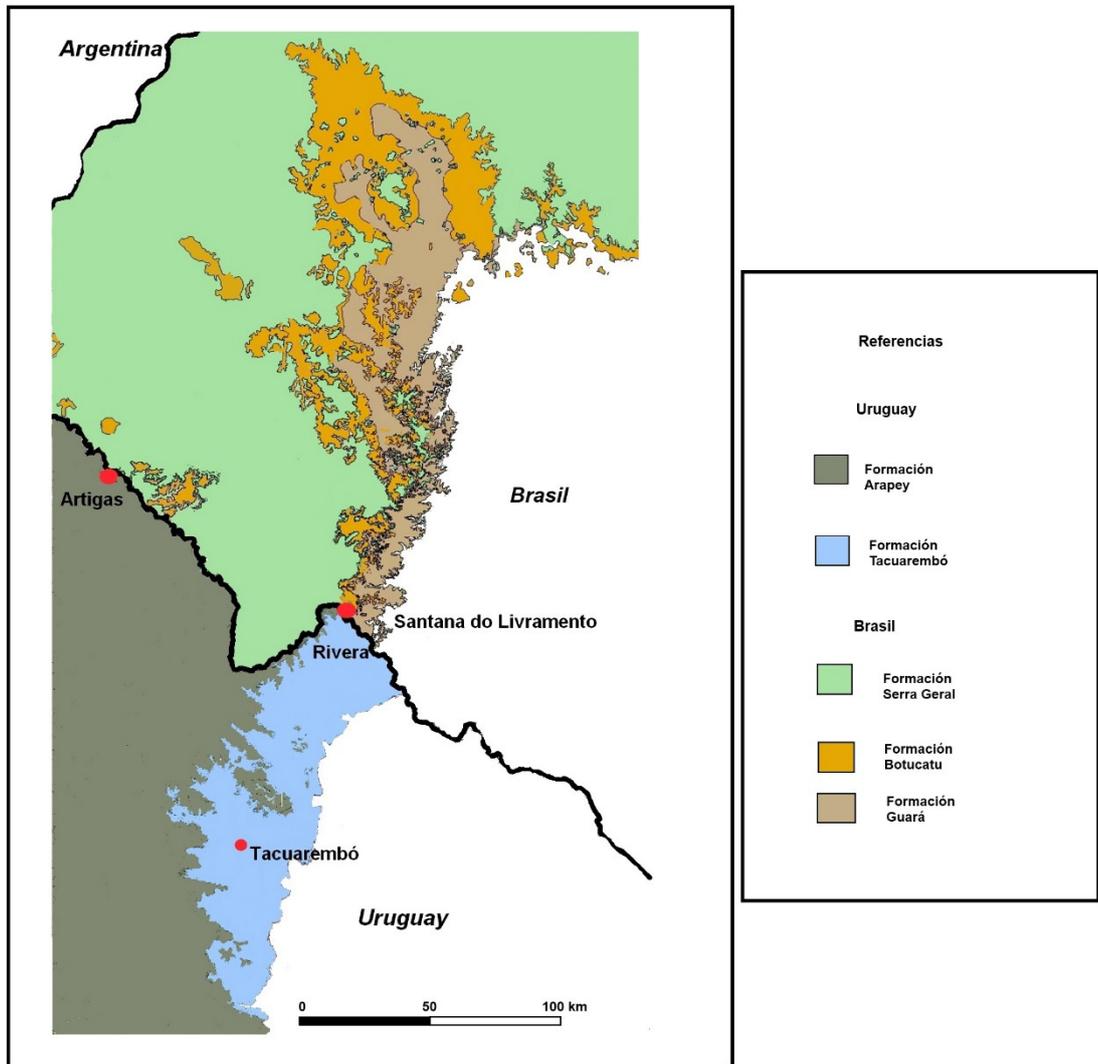


Figura 3.6: Área de afloramientos (en celeste) que integran las formaciones Rivera, Tacuarembó y Cuchilla del Ombú (Bossi *et al.*, 1998) y de las formaciones Botucatu y Guará (en anaranjado y marrón) en Río Grande do Sul (Wildner *et al.*, 2008). Nótese el escalón que se genera en el mapa en la frontera entre ambos países, resultado de incluir parte de las areniscas de la Formación Buena Vista dentro de Cuchilla de Ombú, mientras que en Brasil esos mismos depósitos se incluyen dentro de la Formación Sanga do Cabral.

En el territorio brasileiro, la Formación Guará muestra una variación en las facies presentes a lo largo de su región de afloramiento. Al norte se caracteriza por presentarse como areniscas gruesas a conglomerádicas con estratificación cruzada tabular planar y en artesas, así como laminación cruzada

de bajo ángulo, mientras que hacia el sur estas facies van haciéndose cada vez menos potentes y se interdigitan con areniscas finas a medias con estratificación cruzada de gran porte y laminación horizontal. Esta variación se ha interpretado como el pasaje de un sistema fluvial de tipo entrelazado a un sistema de dunas eólicas y sábanas de arena (Scherer & Lavina, 2005 y 2006).

De la breve revisión aquí expuesta se desprende que no existen controversias acerca del origen eólico de los depósitos del Miembro Rivera (al igual que para la Formación Botucatu), mientras que si existen diferencias en la interpretación paleoambiental para el Miembro Batoví (equivalente a Guará). La mayoría de la literatura geológica uruguaya caracteriza a los depósitos del Miembro Batoví como de origen fluvio-lacustre.

3.4 Paleontología de la Formación Tacuarembó

La Formación Tacuarembó se caracteriza por presentar un rico registro fosilífero que cubre una variedad de invertebrados y vertebrados, y comprende fósiles de cuerpo e icnofósiles. Todos los materiales fosilíferos se han encontrado en afloramientos del Miembro Batoví; hasta el momento no se han hallado fósiles en el Miembro Rivera.

Entre los fósiles de invertebrados, se ha descrito la presencia de gasterópodos, como conchillas y moldes, raramente recristalizados (Falconer, 1937), referidos a la familia Viviparidae con dudas debido a la mala preservación de los fósiles (Da Silva, 1990; Perea *et al.*, 2009). También se han descrito moluscos dulceacuícolas unionoideos, incluyendo dos especies del género *Diplodon* (Martínez & Figueiras, 1991) y la almeja gigante *Tacuarembia caorsii* (Martínez *et al.*, 1993). Esta última especie, endémica para nuestro país, presenta la particularidad de poseer valvas extremadamente gruesas, de 1.5 cm de espesor, llegando a una longitud de al menos 30 cm. Herbst & Ferrando (1985) describen una especie de conostráceo como *Cyzicus (Lioestheria) ferrandoi*, posteriormente reasignada por Shen *et al.* (2004) al subgénero *Orthestheria (Migransia)*.

En cuanto a los vertebrados, el primer registro fósil para la Formación Tacuarembó es el descrito por Walther (1933): una impresión del cuerpo de un pez ganoide dejada en sedimentos arenosos finos. La impresión no muestra el cráneo ni las aletas pectorales. Mones (1980) reporta una especie de crocodiliforme de rostro largo y estrecho, al que denomina *Meridiosaurus vallisparadisi*, del cual recientemente se han encontrado nuevos restos (Soto *et al.*, 2016). Al igual que *T. caorsii*, es una especie endémica de la Formación Tacuarembó. Su asignación inicial a los folidosáuridos se ha visto apoyada por trabajos más recientes (Fortier *et al.*, 2011). Dientes aislados han sido asignados a mesoeucrocodilos por Perea *et al.* (2009). Da Silva (1990) fue el primero en reportar la ocurrencia de peces pulmonados, tentativamente refiriendo dos placas dentarias de dipnoos al género *Ceratodus*. Soto & Perea (2010) asignan una de estas placas a la especie *Ceratodus africanus*, mientras que la segunda (junto con nuevos restos) se asigna a *Arganodus tiguidiensis*. La asignación a *C. africanus* se encuentra actualmente en revisión (M. Soto, *com. pers.*, 2016). Restos de escamas, fragmentos óseos y dientes asignables a peces holeóstomos (probablemente semionotiformes), han sido mencionados y/o descritos por diversos autores, ya que son los restos dominantes en esta formación (Mones, 1980; Sprechmann *et al.*, 1981; Da Silva, 1990; Perea & Martínez, 2003; Perea *et al.*, 2009). Soto *et al.* (2012a) describen huesos de celacantos, cuyas características permiten referirlos al género *Mawsonia*. Recientes campañas de campo han resultado en la colecta de abundante material óseo perteneciente a este género, indicando que existían individuos de gran tamaño que podrían haber alcanzado los 2 m de longitud (Soto *et al.*, 2014). Perea *et al.* (2001) reportan materiales que asignan al tiburón dulceacuícola *Prioxybodus* cf. *P. arambourgi*, determinación que se confirmó por Perea *et al.* (2009) y Soto *et al.* (2012b). Recientemente, Soto *et al.* (2015) y Perea *et al.* (2016) describieron un probable prístido (pez sierra).

Material muy fragmentario asignado a tortugas fue descrito por Perea *et al.* (2009) sin lograrse una asignación más precisa. En 2014, se describe un nuevo género y especie de tortuga, *Tacuarembemys kusteriae*, en base a un

molde parcial externo de carapacho y fragmentos óseos del mismo. En base a características histológicas y morfología del carapacho, se propuso a esta especie como una tortuga semi-acuática a mayormente acuática (Perea *et al.*, 2014).

También dentro de los vertebrados se encuentran los dientes de dinosaurios terópodos (Perea *et al.*, 2003). Soto & Perea (2008) describen dientes con afinidades a ceratosáuridos, mientras que otros presentan afinidades con carnosaurios (carcarodontosáuridos) (Perea *et al.*, 2009), descartándose por el momento la asignación a celurosaurios realizada por Perea *et al.* (2003). En los últimos años, sucesivas campañas de campo han permitido el hallazgo y colecta de un número considerable de estos dientes. Los terópodos se hallan también representados por huellas fósiles, junto con huellas pertenecientes a dinosaurios herbívoros (ornitópodos y saurópodos) (Mesa, 2012; Mesa & Perea, 2015).

Es de destacar la importancia estratigráfica del tiburón *P. arambourgi*, de gran valor como fósil guía, el cual ha sido registrado en depósitos del Jurásico Tardío de Somalia, norte de Yemen (Etiopía) y en depósitos del Cretácico Temprano de Tunisia y Libia (Soto *et al.*, 2012b). El único registro sudamericano de este taxón se encuentra en nuestro país. En base al mismo y otros taxones asociados, Perea *et al.* (2009) definen una Biozona (Zona de Asociación). Esta Biozona presenta grandes semejanzas con varias asambleas fósiles de formaciones africanas, lo que permitió utilizarla como criterio bioestratigráfico para confirmar la pertenencia de los depósitos de la Formación Tacuarembó al Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Perea *et al.*, 2009).

La fauna de la Formación Tacuarembó aporta información a la reconstrucción paleoambiental, especialmente considerando que todos los fósiles de cuerpo e icnofósiles se han hallado en depósitos del miembro inferior. En particular, muchos materiales recientes provienen de localidades dentro del área de trabajo. Perea *et al.* (2009) ya señalaban que la presencia de moluscos de agua dulce, peces y tetrápodos continentales, aunada a las

litofacies descritas, mostraban un escenario de ríos tipo *wadi* asociados a cuerpos lacustres, con dunas y sábanas de arena asociadas. El hallazgo de huellas fósiles que agregó a este panorama la existencia de dinosaurios herbívoros (que habrían requerido sustento vegetal) y de ejemplares de celacantos con dimensiones considerables, refuerza la idea de un ambiente con disponibilidad de agua.

Capítulo 4:

Objetivos

4.1 Objetivos

General

Este trabajo tiene como objetivo general la caracterización litofaciológica y la reconstrucción paleoambiental del Miembro Batoví de la Formación Tacuarembó en los alrededores de la ciudad de Tacuarembó.

Específicos

- 1) Levantamiento de perfiles de detalle en afloramientos del Miembro Batoví en los alrededores de la ciudad de Tacuarembó.
- 2) Caracterización de las litofacies sedimentarias presentes a partir de observaciones de campo.
- 3) Análisis de las secuencias de facies descritas.
- 4) Complementación con información paleontológica disponible y reconstrucción paleoambiental.
- 5) Comparación de los resultados obtenidos con las propuestas paleoambientales existentes para el miembro inferior de la Formación Tacuarembó.

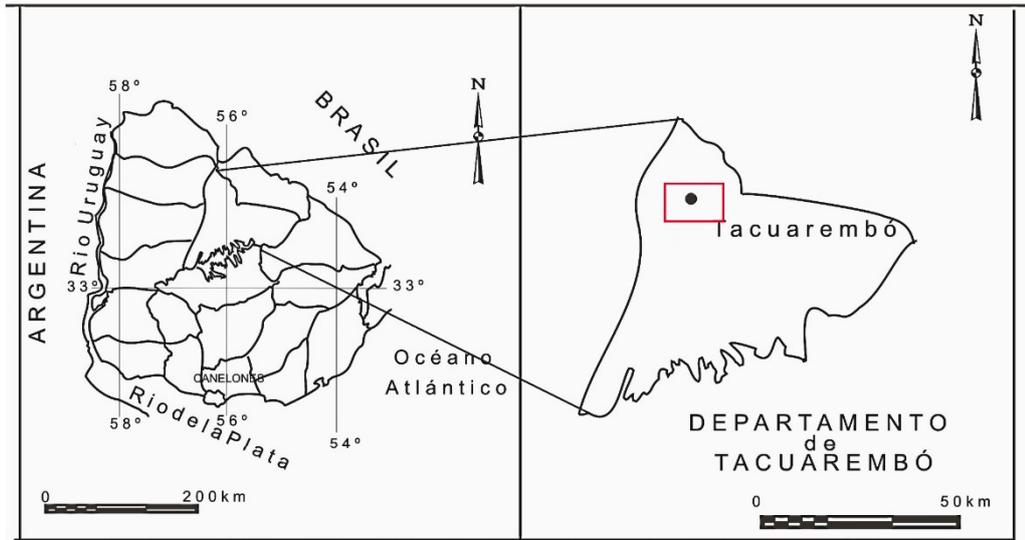
Capítulo 5: Metodología

5.1 Elección del área de trabajo

En primer lugar se realizó una revisión bibliográfica de los antecedentes de trabajos geológicos realizados sobre la Formación Tacuarembó. Luego se relevaron 58 afloramientos, en los que se identificaron las unidades geológicas presentes. En base a la revisión bibliográfica y los puntos relevados, se delimitó el área de trabajo (ver Figura 5.1). Ésta comprende los alrededores de la ciudad de Tacuarembó, con los siguientes límites:

- Al Norte, afloramientos sobre la Ruta 5 (hasta unos 8 kms de la capital departamental, aproximadamente) y afloramientos sobre el Camino Héctor Gutiérrez Ruiz y en los alrededores del Balneario Iporá.
- Al Este, afloramientos sobre la Ruta 26 hasta la localidad de Cuchilla de Ombú.
- Al Oeste, afloramientos sobre Ruta 26 hasta la localidad de Los Rosanos.
- Al Sur, afloramientos sobre la Ruta 59, en las proximidades de la localidad de Martinote y afloramientos sobre la Ruta 5 hasta el Cerro Batoví.

El área de trabajo, de 45 km por 30 km (1350 km²), comprende la zona de mejor exposición en superficie del Miembro Batoví en los alrededores de la ciudad de Tacuarembó.



580642 mE
6501277 mS

626071 mE
6501225 mS



580482 mE
6470965 mS

625614 mE
6470252 mS

Figura 5.1: Mapa de ubicación del área de trabajo. Base cartográfica: imagen modificada de Google Maps©.

5.2 Trabajos de Campo

En total se relevaron 58 afloramientos, dentro del área de estudio y en sus márgenes (a efectos de constatar la presencia de las unidades linderas a la Formación Tacuarembó). 46 fueron puntos de control, en los que se registraron litologías y coordenadas UTM (puntos azules en Figura 5.2; coordenadas y litologías observadas en Tabla 5.1).

En 12 puntos (puntos rojos en Figura 5.2; coordenadas en Tabla 5.2) se realizó levantamiento de perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1: 50). La elección de dichos puntos se basó en tres criterios:

- Existencia de una sección vertical con una buena potencia, que permitiese el levantamiento de la sección. Ejemplos de este caso son Cantera Bidegain, el Basurero Tacuarembó, el Cerro Batoví y la localidad Los Rosanos). En otros puntos donde no se contaba con una sección vertical se levantó un perfil compuesto, con afloramientos a lo largo de la caminería. Este es el caso de la transecta Camino a Gruta de los Helechos y la Transecta Ruta 59 III.
- Durante el relevamiento de puntos se observaron las características de las facies sedimentarias, observándose que a lo largo de algunos recorridos se repetían las mismas. Para el levantamiento de perfiles de detalle se eligieron los afloramientos con mayor riqueza de litofacies.
- Las localidades fosilíferas también se consideraron como puntos de interés para el levantamiento de perfiles, por el aporte de información paleoambiental brindado por los materiales fósiles.

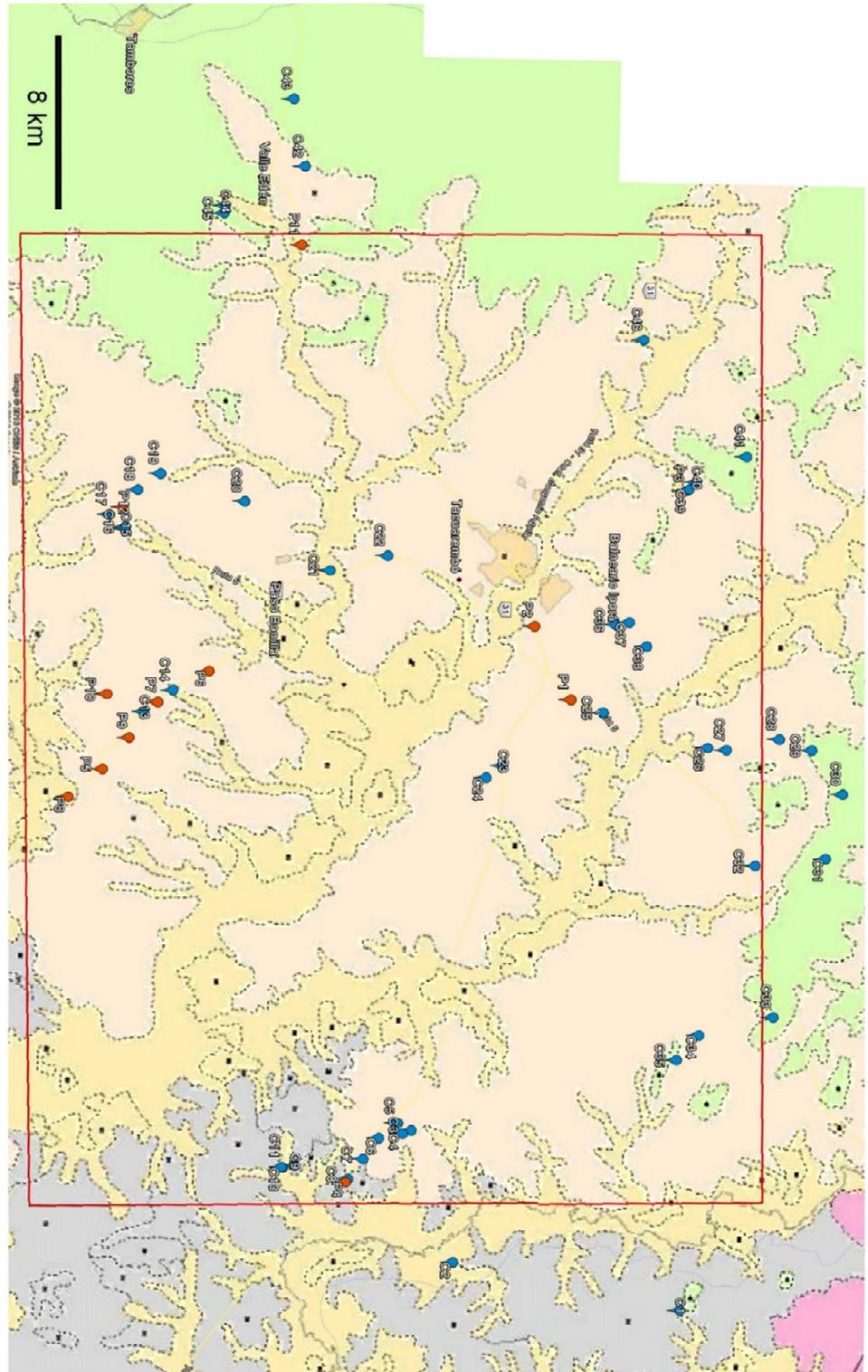
Tabla 5.1: Puntos de control (identificados por la C seguida del número asignado) con sus coordenadas UTM correspondientes y unidades geológicas observadas. Abreviaciones: Fm = Formación; MB = Miembro Batoví; MR = Miembro Rivera.

| Punto | Coordenadas UTM (x; y) m | | Litología |
|-------|--------------------------|---------|---------------------------------|
| C1 | 630186; | 6499876 | Fm Yaguari |
| C2 | 628358; | 6489327 | Fm Tacuarembó (MB)/Fm Yaguari |
| C3 | 622228; | 6487179 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C4 | 622397; | 6486783 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C5 | 621911; | 6486544 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C6 | 622653; | 6485742 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C7 | 623647; | 6485055 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C8 | 624610; | 6484379 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C9 | 624071; | 6481890 | Fm Tacuarembó (MB)/Fm Yaguari |
| C10 | 624176; | 6481344 | Fm Yaguari |
| C11 | 624159; | 6481283 | Fm Yaguari |
| C12 | 609899; | 6466556 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C13 | 603072; | 6474205 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C14 | 602041; | 6475508 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C15 | 594549; | 6473053 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C16 | 594450; | 6473049 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C17 | 593910; | 6472291 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C18 | 592700; | 6473563 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C19 | 591920; | 6474587 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C20 | 593078; | 6478512 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C21 | 596186; | 6482578 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C22 | 595400; | 6485217 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C23 | 604976; | 6490825 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C24 | 605566; | 6490071 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C25 | 602340; | 6495386 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C26 | 603806; | 6500256 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C27 | 603884; | 6501123 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C28 | 603288; | 6503553 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C29 | 603750; | 6505068 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C30 | 605770; | 6506558 | Fm Arapey |
| C31 | 608822; | 6505861 | Fm Tacuarembó (MR) |
| C32 | 609246; | 6502640 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C33 | 616314; | 6503708 | Fm Tacuarembó (MR) |
| C34 | 617282; | 6500311 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C35 | 618474; | 6499317 | Fm Arapey (bloque hundido) |
| C36 | 598217; | 6495816 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C37 | 598105; | 6496441 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C38 | 599170; | 6497278 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C39 | 591733; | 6498988 | Fm Tacuarembó (MB/MR) |
| C40 | 591385; | 6499297 | Fm Tacuarembó (MR)/Fm Arapey |
| C41 | 590122; | 6501587 | Fm Tacuarembó (MR) |
| C42 | 577305; | 6480759 | Fm Arapey |
| C43 | 574175; | 6480128 | Fm Arapey |
| C44 | 579281; | 6477116 | Fm Tacuarembó (MB) |
| C45 | 579634; | 6477095 | Fm Arapey/Fm Tacuarembó (MR/MB) |
| C46 | 584810; | 6496657 | Fm Tacuarembó (MB) |

Tabla 5.2: Localidades donde se levantaron perfiles sedimentológicos (identificadas por la P seguida del número asignado) con sus coordenadas UTM correspondientes. En el caso de los puntos donde se realizó un perfil a lo largo de una transecta se indican las coordenadas UTM para la base y tope del perfil.

| Punto | Nombre | Coordenadas UTM (x; y) m |
|--------------|--|---|
| P1 | Basurero Tacuarembó | 601796 E; 6493909 S |
| P2 | Cantera Bidegain | 598383 E; 6492103 S |
| P3 | Transecta Camino a Gruta de los Helechos | 591811 E; 6498841S a 591447 E; 6499148 S |
| P4 | Cuchilla del Ombú | 623113 E; 6485388 S |
| P5 | Ruta 59 I | 605839 E; 6472377 S |
| P6 | Ruta 59 II | 601093 E; 6477139 S |
| P7 | Transecta Ruta 59 III | 603078 E; 6474205 S a 602610 E; 6474822 S |
| P8 | Tacuarembóia | 607154 E; 6470874 S |
| P9 | Martinote (Bonebed) | 604316 E; 6473556 S |
| P10 | Transecta Martinote II | 602311 E; 6472457 S a 602319 E; 6472465 S |
| P11 | Los Rosanos | 581088 E; 6480724 S |
| P12 | Cerro Batoví | 593533 E; 6480724 S |

Figura 5.2: Ubicación de los puntos relevados en el área de estudio (recuadro rojo) y sus márgenes en relación a la geología del área. Los puntos azules indican puntos de control; los puntos rojos indican puntos dónde se levantaron perfiles de detalle. Modificado de Preciozzi *et al.* (1985).



En cada uno de los 12 puntos se tomaron las coordenadas UTM y se levantó un registro gráfico con datos de litología, espesores y geometrías de estratos, selección granulométrica, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero. Se midieron paleocorrientes utilizando estructuras sedimentarias unidireccionales. Las referencias utilizadas se muestran en las Tablas 5.3 a 5.6.

Tabla 5.3: Referencias correspondientes a litologías y contactos observados en afloramiento.

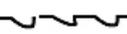
| Litologías | | Contactos | |
|---|------------------------------------|---|---------|
|  | Arenisca |  | Neto |
|  | Pelita con Arenisca |  | Gradual |
|  | Pelita |  | Erosivo |
|  | Basalto con intertraps de arenisca | | |

Tabla 5.4: Referencias correspondientes a estructuras sedimentarias depositacionales observadas en afloramiento.

| Estructuras Sedimentarias Depositacionales | | | |
|---|--|---|--|
| M | masiva |  | laminación horizontal |
|  | laminación crenulada |  | laminación cruzada de <i>ripples</i> |
|  | estratificación cruzada tabular planar |  | estratificación cruzada tangencial |
|  | estratificación cruzada en artesa |  | estratificación cruzada de bajo ángulo |
|  | lentes de arena |  | intraclastos pelíticos |

Tabla 5.5 Referencias correspondientes a estructuras sedimentarias post-depositacionales observadas en afloramiento.

| Estructuras Sedimentarias Post-Depositacionales | | | |
|---|-------------------------------------|---|-----------------------|
|  | calcos de carga |  | grietas de desecación |
|  | deformación por fluidización |  | laminación convoluta |
|  | nódulos |  | diques clásticos |
|  | textura <i>blocky</i> (paleosuelos) |  | bioturbación leve |
|  | estructuras plato y pilar |  | moderada |
| | |  | intensa |

Tabla 5.6: Referencias correspondientes a fósiles observados en afloramiento.

| Fósiles | | | |
|---|--------------|---|-------------|
|  | gasterópodos |  | bivalvos |
| | |  | vertebrados |

5.3 Trabajos de Gabinete

Elaboración de Perfiles Sedimentológicos

Los datos colectados en campo se utilizaron para elaborar perfiles sedimentológicos a escala 1:50 utilizando el software SedLog© 3.1. En dichos perfiles se incluyó como información: litología, granulometría, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero, espesores y geometrías de estratos, y tipos de contactos.

Posteriormente, y ante la posibilidad brindada por ANCAP (Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland) de acceder a los testigos de perforación del pozo Cañada del Charrúa E2 (x = 562258.00 m E; y = 6514104.00 m S), se observó una sección continua de 250 m de la Formación Tacuarembó donde se reconocieron las litofacies observadas en el área de estudio.

Análisis de Facies

Como metodología para la interpretación de los procesos depositacionales y de los ambientes se empleó el **análisis de facies**. Una vez obtenidos los datos, se caracterizan e interpretan los cuerpos de roca en base a los atributos de las **facies**, **asociaciones de facies** y **secuencias de facies**, en términos de los procesos responsables por su génesis. Esto se continúa con deducciones sobre cuáles pudieron ser los ambientes depositacionales más probables en los que actuaron los procesos inferidos.

El análisis comienza con la subdivisión de las rocas sedimentarias en bloques fundamentales denominados **facies**. El término facies se ha definido de múltiples maneras, utilizándose de forma puramente descriptiva (ejemplo: facies arenosas) o con un sentido interpretativo (ejemplo: facies fluviales). Utilizado por primera vez por Gressly (1838), abarcaba la suma total de aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad de roca. A partir de ese momento, su definición y uso ha sido objeto de controversia (un resumen muy completo de esta controversia puede encontrarse en Middleton, 1978).

Una buena acepción es la dada por Reading (2003): cuerpo de roca distintivo, formado bajo ciertas condiciones de sedimentación y que refleja un proceso, set de condiciones o ambiente particular. Puede diferenciárselo de los cuerpos rocosos que se encuentran supra e infrayacentes y en contacto en la lateral, y puede estar formado por un solo estrato/paquete/capa o por varios. Una facies se define en base a atributos observables en afloramiento o en testigos. Estos atributos son, para la mayoría de los autores: litología, estructuras sedimentarias, geometría del cuerpo rocoso y contenido fosilífero. Cuando el énfasis está en las características físicas y químicas de la roca, se denominan litofacies. Una facies puede subdividirse en unidades de menor jerarquía (subfacies) y agruparse en asociaciones.

Como el análisis de facies está centrado en explicar aspectos sobre el origen de las sucesiones sedimentarias, los atributos que normalmente se emplean para distinguir las facies son aquellos que tienen un significado genético (Dalrymple, 2010). En cuanto a las características litológicas de las facies, la textura y composición mineralógica brindan información sobre procedencia, condiciones climáticas y diagénesis; mientras que la granulometría indica la cantidad de energía mínima para depositar los sedimentos (Aguilar Goso, 1995). La geometría de una facies sedimentaria, cuando ha sido preservada, puede brindar información sobre la topografía original del ambiente y la historia post depositacional. El contenido fosilífero brinda información acerca del ambiente, especialmente en el caso de las trazas fósiles (Selley, 1996).

Las facies definidas a pequeña escala y en forma individual en general pueden tener una interpretación ambiental ambigua o incluso no sugerir ninguna en particular. La clave del método radica en analizar el conjunto de facies, en su contexto, a través de dos abordajes: la **asociación de facies** y la **sucesión de facies** (Dalrymple, 2010). Una **asociación de facies** es un grupo de facies genéticamente relacionadas unas con otras, y que juntas poseen un significado ambiental (Collinson, 1969). Constituyen la base del análisis de facies y de los modelos de facies para los distintos ambientes depositacionales.

Una **sucesión de facies** es la sucesión vertical de facies caracterizada por un cambio progresivo en alguno de los parámetros (granulometría, estructuras sedimentarias, espesor de los estratos, contenido fosilífero).

De acuerdo a la Ley de Walther, esta **sucesión de facies** se genera en ambientes lateralmente adyacentes como resultado de la migración lateral natural de los mismos, siempre y cuando no exista un quiebre brusco en la sucesión que indique erosión o no depósito (Reading, 2003). Para cada ambiente depositacional particular se genera un **modelo de facies**, basado en muchos ejemplos de sedimentación recientes y antiguos. La distribución espacial de los procesos y facies, junto con el comportamiento general a largo plazo del sistema, constituyen el **modelo de facies** para ese ambiente en particular. Las asociaciones y/o sucesiones de facies pueden compararse con estos modelos a los efectos de lograr una interpretación ambiental adecuada (Dalrymple, 2010). Todo este proceso se resume en la Figura 5.3.

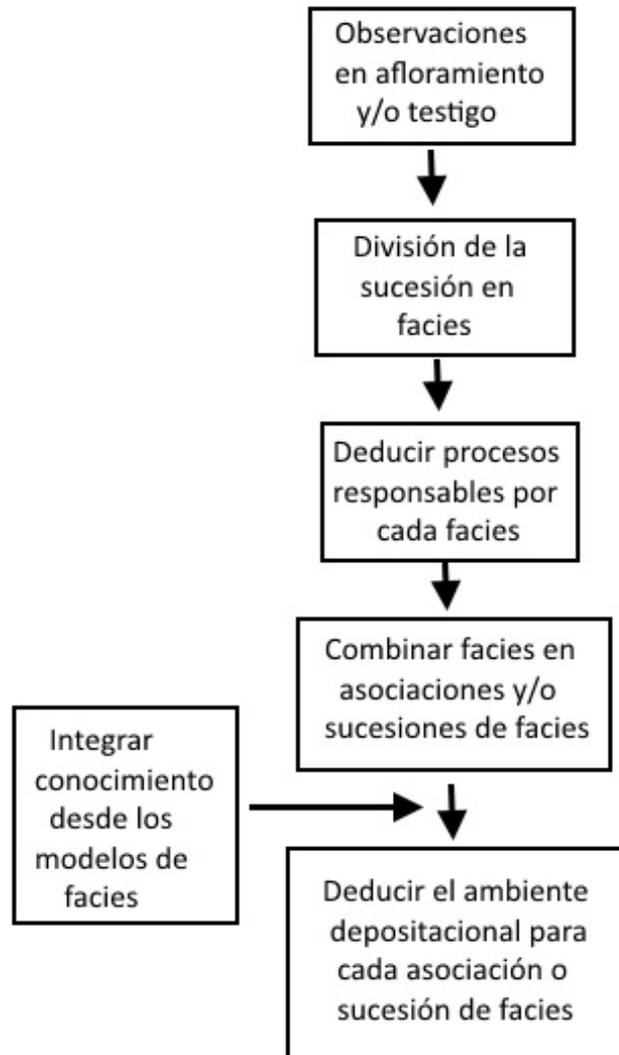


Figura 5.3: Diagrama de flujo que muestra los pasos a seguir en el análisis de facies. Modificado de Dalrymple (2010).

La aparente variabilidad en las unidades sedimentarias oculta, en la realidad, un rango limitado de facies básicas, especialmente en el caso de litofacies. Los procesos depositacionales que controlan el desarrollo de las mismas son comunes en los distintos subambientes y obedecen las mismas leyes físicas en todas partes, con la consiguiente producción de asociaciones de facies similares. Este hecho dio lugar a la elaboración y uso de clasificaciones de facies, especialmente en el caso de litofacies clásticas. Una de las primeras fue la de Mutti & Ricci Lucchi (1972) para facies clásticas de aguas profundas.

Miall (1977) propuso una clasificación de litofacies fluviales que responden a procesos sedimentarios específicos, asociados a diferentes contextos depositacionales. Dicha clasificación ha sido ampliamente utilizada en el análisis de sistemas fluviales actuales y antiguos. Agrupa a las facies en tres grandes grupos:

- 1) Facies Gravillosas (Facies G)
- 2) Facies Arenosas (Facies S)
- 3) Facies de Sedimentos Finos (Facies F).

Dentro de las mismas establece litofacies en función del tipo de estratificación, estructuras sedimentarias y textura, indicando con letras minúsculas estas características. Este código de litofacies se hizo rápidamente popular y aunque cada autor define sus propias facies al trabajar, en general la mayoría utiliza una modificación del esquema original de Miall.

En el presente trabajo se utilizó la clasificación básica de litofacies de Miall (1977) (ver Tabla 5.7) modificada para tener en cuenta la complejidad de las interacciones fluvio-eólicas del sistema en estudio.

Tabla 5.7: Clasificación de litofacies de sistemas fluviales entrelazados recientes y antiguos y su interpretación en términos de procesos (Traducido de Miall, 1977).

| Código | Litofacies | Estructuras Sedimentarias | Interpretación |
|---------------|---|--|---|
| Gm | Gravas, masivas o con una estratificación incipiente, algo de arena, lentes de pelita | Ripples, estratificación horizontal gruesa, imbricación de clastos | Barras longitudinales y depósitos de rezago |
| Gt | Gravas estratificadas | Estratificación cruzada en artesa | Depósitos de relleno de canales pequeños |
| Gp | Gravas estratificadas | Estratificación cruzada tabular planar | Barras linguoides o crecimiento tipo deltaico a partir de restos de antiguas barras |
| St | Arena media a muy gruesa, a veces con cantos | Estratificación cruzada en artesa | Dunas (bajo régimen de flujo) |
| Sp | Arena media a muy gruesa, a veces con cantos | Estratificación cruzada tabular planar | Barras linguoides y <i>sand waves</i> (bajo y alto régimen de flujo) |
| Sr | Arena muy fina a gruesa | <i>Ripples</i> de todos los tipos, incluyendo cabalgantes | <i>Ripples</i> (bajo régimen de flujo) |
| Sh | Arena muy fina a muy gruesa, a veces con cantos | Laminación horizontal y lineación parting | Estratificación horizontal (bajo y alto régimen de flujo) |
| Ss | Arena fina a gruesa, a veces con cantos | Estratificación cruzada paralela a una base erosiva (incisión ancha y poco profunda) | Canales pequeños o huecos de erosión |
| Fl | Arena muy fina, limo y arcilla | Laminación fina, <i>ripples</i> de pequeña escala, bioturbación, rizolitos, caliches | Depósitos de flujos con pérdida de energía o de desbordamiento |
| Fm | Limo y arcilla | Estructura masiva, grietas de desecación | Depósitos de suspensión formados en cuerpos de agua estancada |

En base a los datos colectados en este trabajo, se constató una ausencia de facies gravilosas, por lo que sólo se establecieron facies arenosas y de sedimentos finos, y una con intercalación de ambas granulometrías. Las litofacies se caracterizaron en términos de su granulometría y estructuras sedimentarias presentes, agregándose en algunos casos otro tipo de información complementaria (grado de selección, bioturbación, contenido fosilífero, desarrollo de paleosuelos). La Tabla 5.8 muestra un resumen de las mismas.

Se definieron 9 litofacies arenosas, identificadas con la letra mayúscula **S**, que abarcan desde arenas muy finas a medias, a veces con presencia de gravas aisladas. Mediante una letra minúscula se identifica la estructura sedimentaria predominante (ejemplo: la **t** indica predominancia de la estratificación cruzada tangencial/en artesa). El agregado de numeración romana indica que existen estructuras sedimentarias y rasgos texturales diferentes entre dos litofacies con igual granulometría y estructura sedimentaria dominante, que ameritan caracterizarlas como diferentes (ejemplo: litofacies **Sm I** y **Sm II** en este trabajo).

En cuanto a las litofacies de sedimentos finos se definieron 2 litofacies identificadas con la letra mayúscula **F**, compuestas principalmente por limos, pudiendo contener arcilla y, a veces, arenas muy finas en forma subordinada. La letra minúscula indica la estructura sedimentaria predominante.

La interpretación de los procesos que dieron lugar a estas litofacies se basa en Miall (1977), Scherer (2004), y Bongioiolo & Scherer (2010).

Tabla 5.8: Litofacies definidas para este trabajo. Se muestran los códigos empleados (ver explicación en el texto) y una descripción resumida de las atributos de cada facies.

| Código Litofacies | Descripción |
|--------------------------|--|
| Sm I | Areniscas muy finas a medias, con estructura masiva. |
| Sm II | Areniscas muy finas a medias, masivas o con laminación poco definida, con evidencias de bioturbación/fluidización/edafización. |
| Sr | Areniscas finas a medias, con estratificación/laminación cruzada tabular planar. |
| St I | Areniscas muy finas a medias, a veces con gravas, con estratificación cruzada tangencial/en artesa. |
| St II | Areniscas muy finas a medias, con estratificación cruzada tangencial/en artesa. Gradación inversa intralámina. Laminación interna de tipo <i>CTR</i> . |
| SI I | Areniscas finas a medias, con intraclastos pelíticos. Estratificación cruzada de bajo ángulo. |
| SI II | Areniscas finas a medias, con estratificación cruzada de bajo ángulo. Gradación inversa intralámina. Laminación interna de tipo <i>CTR</i> . |
| Sh | Areniscas muy finas a medias, con estratificación horizontal. |
| Sa | Areniscas finas a medias, con laminación horizontal o cruzada de <i>ripples</i> . Estructuras de adhesión eólica. |
| FI | Pelitas con laminación horizontal o masiva. Subordinadamente, areniscas muy finas a medias, con <i>ripples</i> . |
| Fm | Pelitas, masivas o con laminación horizontal. Pueden presentar edafización. |

Capítulo 6: Resultados

Dentro de las Litofacies Arenosas definidas se encuentran:

Litofacies Sm I – Compuesta por areniscas muy finas a finas, a veces medias, moderadamente seleccionadas, con coloración blanquecina a amarillenta. Se presenta con estructura masiva (ver Figura 6.1A). Puede contener fósiles. Se interpretan como depósitos de flujos acuáticos hiperconcentrados, pobremente canalizados o desconfinados (tipo *sheet-flood*), generados a partir de una rápida pérdida de velocidad que lleva a una depositación brusca de los sedimentos.

Litofacies Sm II – Compuesta de areniscas muy finas a finas, a veces medias, moderadamente seleccionadas, con coloración blanquecina a amarillenta. A veces se observa una laminación horizontal incipiente, aunque en general se presentan masivas. Con evidencias de intensa bioturbación y/o fluidización. También pueden evidenciar procesos de edafización (textura *blocky*, rizolitos) que llevaron a la alteración y/o pérdida de estructuras sedimentarias. Puede contener fósiles y/o nódulos de carbonato de calcio (ver Figura 6.1B). Al igual que las litofacies Sm I, se interpretan como depósitos de flujos acuáticos hiperconcentrados, desconfinados, diferenciándose de los anteriores porque presentan evidencias de procesos postdepositacionales. La bioturbación, que puede ser desde leve a muy intensa, indica actividad de organismos. Las estructuras de fluidización marcan el escape de fluidos en forma postdepositacional. Ambos procesos apuntan a ser los causantes de la pérdida de cualquier tipo de organización interna de los sedimentos. Cuando se observan, los procesos pedogenéticos indican exposición subaérea de los depósitos durante un intervalo de tiempo suficiente para iniciar el desarrollo de un paleosuelo.

Litofacies St I – Areniscas finas, a veces medias, moderadamente seleccionadas. Pueden presentar niveles de intraclastos tamaño grava. De

color blanquecino a amarillento, se caracterizan por presentar estratificación cruzada tangencial/en artesa (ver Figura 6.1C). Interpretadas como resultado de la migración de dunas subacuática de cresta sinuosa, en régimen de flujo inferior.

Litofacies St II – Areniscas finas, a veces medias, muy bien a bien seleccionadas. Blanquecinas a rosadas, se presentan con estratificación cruzada tangencial/en artesa bien desarrollada (ver Figura 6.1D). En muchos afloramientos puede observarse que se trata de una estratificación cruzada de alto ángulo y gran porte. La segregación de grano intralámina es claramente visible, y es común observar una laminación de *ripples* trasladantes cabalgantes (*climbing translantent ripples*, CTR). Puede presentarse laminación *pin stripe*. Desarrollo de superficies de reactivación (de 3er orden). Estas litofacies representan la migración de *ripples* de cresta sinuosa en régimen de flujo inferior. Las estructuras sedimentarias indican un origen eólico (sábanas de arena o dunas eólicas fuertemente truncadas).

Litofacies SI I – Areniscas finas, a veces medias, moderadamente seleccionadas, a veces con intraclastos tamaño grava, dispersos o en niveles. Blanquecinas a amarillentas (ver Figura 6.1E). Con estratificación cruzada tangencial de bajo ángulo ($<15^\circ$), indicadora de migración de *ripples* en un flujo acuático de régimen transicional a alto. Se interpretan como depósitos arenosos que rellenaron suaves depresiones (dunas subacuáticas atenuadas en la clasificación de Miall (1977)).

Litofacies SI II – Areniscas finas, a veces medias, bien seleccionadas, de color blanquecino a amarillento. Presentan estratificación cruzada tangencial de bajo ángulo ($<15^\circ$), con laminación CTR y gradación inversa intralámina (ver Figura 6.1F). Estas litofacies se interpretan como producto de la migración y cabalgamiento de *ripples* eólicos sobre una superficie seca, por lo que representan depósitos eólicos del tipo sábana de arena.

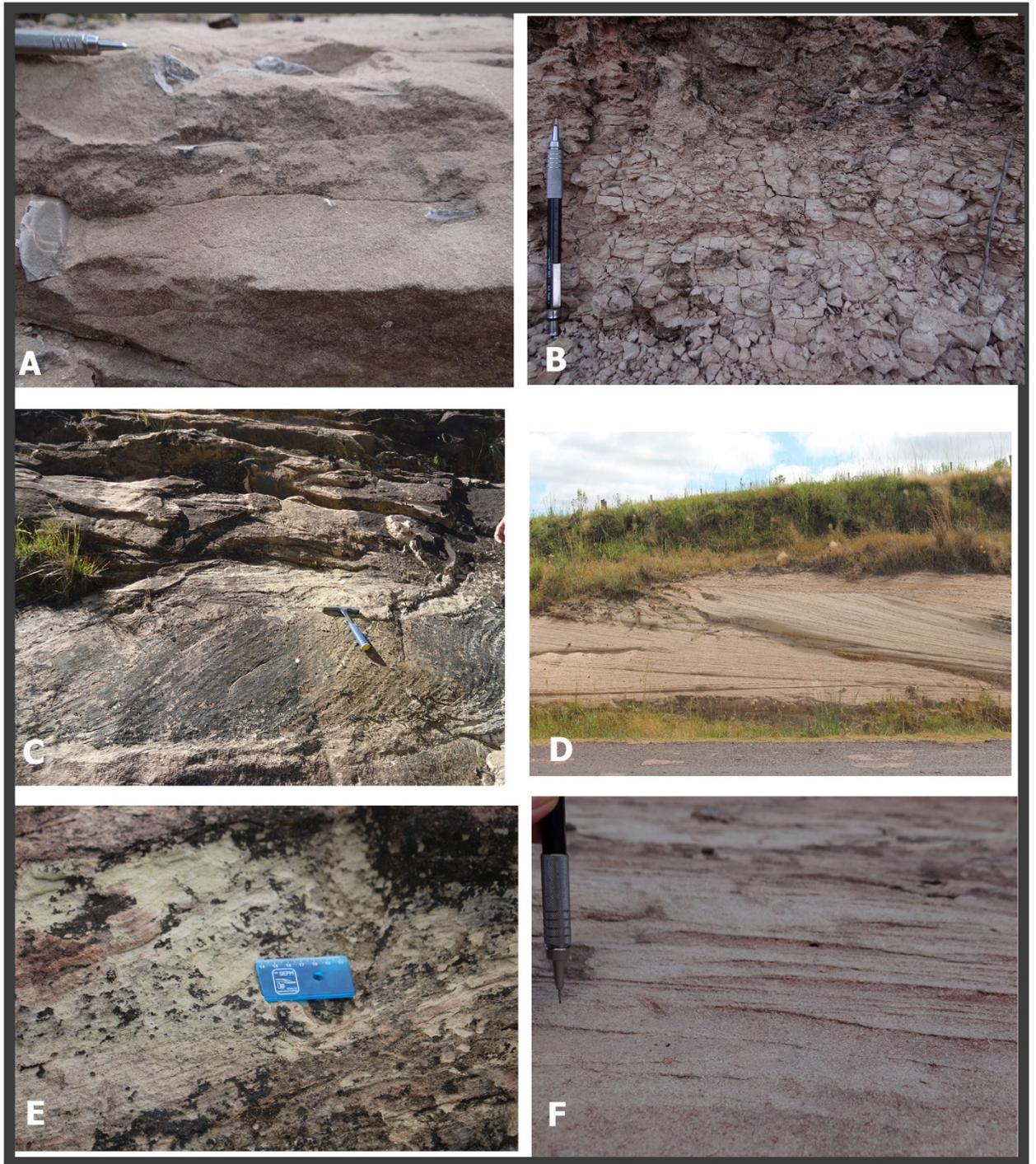


Figura 6.1: Litofacies Arenosas utilizadas en este trabajo. A) Litofacies Sm I; B) Litofacies Sm II; C) Litofacies St I; D) Litofacies St II; E) Litofacies SI I; F) Litofacies SI II.

Litofacies Sr – Areniscas finas, a veces medias, blanquecinas, moderadamente seleccionadas. Presentan estratificación cruzada tabular-planar, a veces con laminación cruzada de *ripples*, a escala milimétrica (ver

Figura 6.2A). Esta litofacies representa la migración lateral de *ripples* subacuáticos en un flujo tractivo, unidireccional, en bajo régimen.

Litofacies Sa – Areniscas finas, a veces medias, moderadamente a bien seleccionadas, de color blanquecino (ver Figura 6.2B). Con laminación horizontal muy finamente espaciada, afectada por estructuras de adhesión eólica: verrugas de adhesión y laminación crenulada (por formación de *ripples* de adhesión). Pueden presentar láminas de sedimentos pelíticos. Se interpretan como depósitos eólicos (interduna o sábana de arena, húmedas).

Litofacies Sh – Areniscas muy finas a medias, moderadamente seleccionadas, blanquecinas a amarillentas, con estratificación horizontal. Esta litofacies caracteriza depósitos de formas de lecho plano generadas en un flujo tractivo unidireccional de alto régimen. A veces afectada por procesos de fluidización y/o bioturbación, que llevan a la deformación de la laminación, generándose estructuras de fluidización e incluso laminación convoluta (ver Figura 6.2C y D).

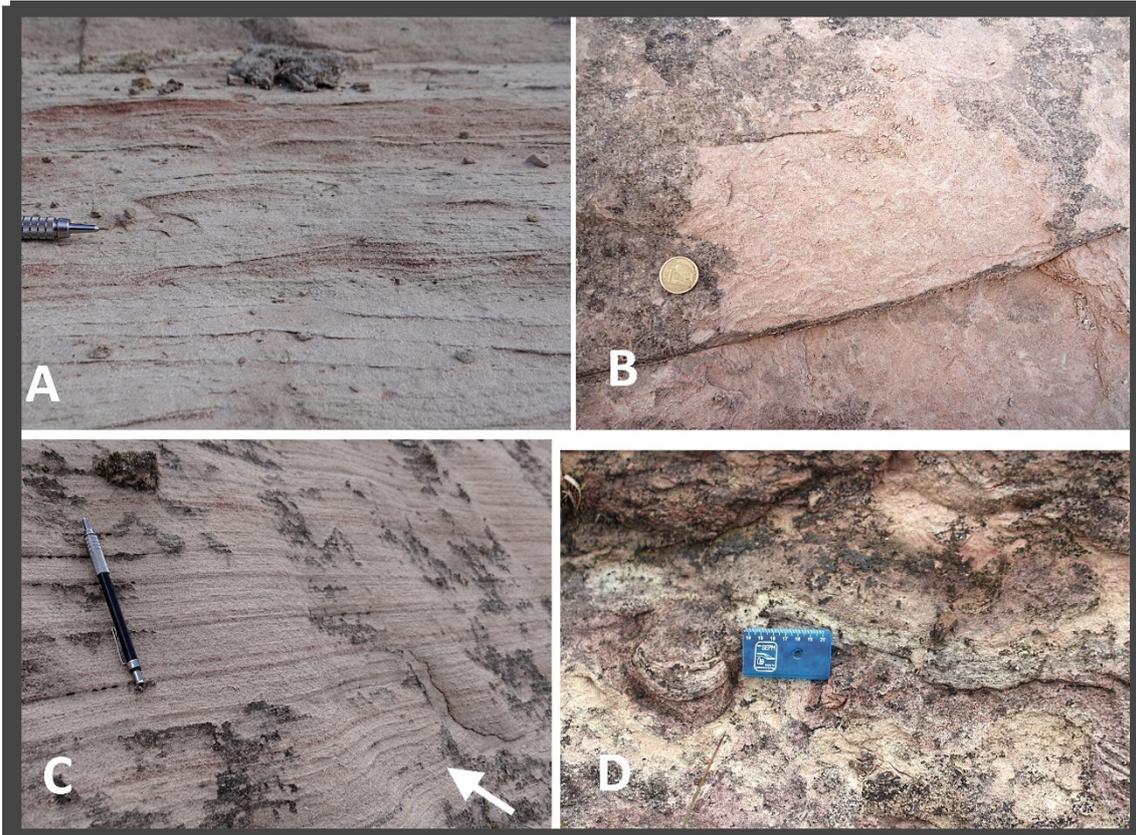


Figura 6.2: Litofacies Arenosas descritas en este trabajo. A) Litofacies Sr; B) Litofacies Sa; dos ejemplos de Litofacies Sh, C) laminación horizontal afectada por fluidización en la base del paquete y D) laminación horizontal afectada por bioturbación.

Dentro de las Litofacies de Sedimentos Finos se encuentran:

Litofacies F1 – Pelitas, con laminación horizontal o estructura masiva. Subordinadamente, aparecen areniscas muy finas a finas, con laminación de *ripples* (ver Figura 6.3B y C). A veces con evidencias de bioturbación y/o procesos de fluidización. Las pelitas se presentan en general de color gris verdoso o violáceo; a veces marrones a rojizas. Esta litofacies representa la alternancia de depósitos de decantación de finos en suspensión en aguas estacionarias con depósitos de arena por flujos tractivos unidireccionales, indicando un contexto de zonas inundables.

Litofacies Fm – Pelitas que se presentan generalmente con estructura masiva, a veces con una laminación horizontal muy incipiente (ver Figura 6.3A).

Afectadas por bioturbación y/o procesos de fluidización, causantes de la pérdida de la laminación original. Representan depósitos de decantación de finos por suspensión en aguas estacionarias. A veces con evidencias de edafización (textura *blocky*, rizolitos, carbonatos pedogénicos), lo que indica exposición subaérea durante un intervalo de tiempo suficiente como para desarrollar incipientes paleosuelos.



Figura 6.3: Litofacies de Sedimentos Finos descritas en este trabajo. A) Litofacies Fm; dos ejemplos de la Litofacies Fl, B) afectada por bioturbación y C) aspecto general de la litofacies mostrando la alternancia de capas pelíticas con capas arenosas.

Las Figuras 6.4 a 6.15 muestran los perfiles sedimentológicos levantados en campo (las referencias correspondientes se encuentran en las Tablas 5.3 a 5.6). Para cada uno de los 12 puntos se analizó el perfil sedimentológico obtenido, separando las litofacies en función de los criterios antes expresados. Cada litofacies se encuentra identificada con su código

correspondiente. Tomando en cuenta las litofacies definidas y los procesos sedimentarios que les dieron origen, en principio se puede realizar una división entre las facies claramente generadas por acción de flujos subacuáticos (litofacies Sm I, Sm II, Sr, St I, SI I, Fm y FI) y las generadas por flujos eólicos (litofacies St II, SI II y Sa). En el caso de la litofacies Sh (lecho plano en régimen de flujo superior), se consideró como generada por flujo eólico solo cuando pudo observarse gradación inversa intralámina, laminación *pin stripe* o algún otro tipo de estructura sedimentaria con un origen claramente eólico. Una vez establecido este criterio, el análisis de las asociaciones de facies presentes permitió caracterizar a los sistemas depositacionales en fluviales o eólicos, e incluso en el caso de los primeros tratar de lograr una aproximación a las características del sistema fluvial actuante (efímero o permanente; *braided*, anastomosado o meandriforme). A efectos de la interpretación de las asociaciones de facies, se siguió el siguiente criterio:

- a) Asociación de Facies de Sistemas Eólicos (dunas, interdunas y sábanas eólicas) – litofacies St II, SI II, Sh (atendiendo a la presencia de impronta eólica) y Sa.
- b) Asociación de Facies de Sistemas Fluviales – litofacies St I, SI I y Sr. Dominancia de litofacies Sm I y Sm II e intercalaciones de litofacies de origen eólico evidencian un sistema efímero. Dominancia de St I, en paquetes potentes con bases erosivas con intraclastos pelíticos y, subordinadamente, litofacies de finos (planicies de inundación poco desarrolladas o cuerpos de agua terminales), evidencian sistemas fluviales claramente permanentes.

Las Tablas 6.1 y 6.2 muestran las paleocorrientes medidas en campo, discriminadas según si el tipo de flujo, eólico o fluvial. Las Figuras 6.16 y 6.17 muestran los diagramas de rosa para estas paleocorrientes.

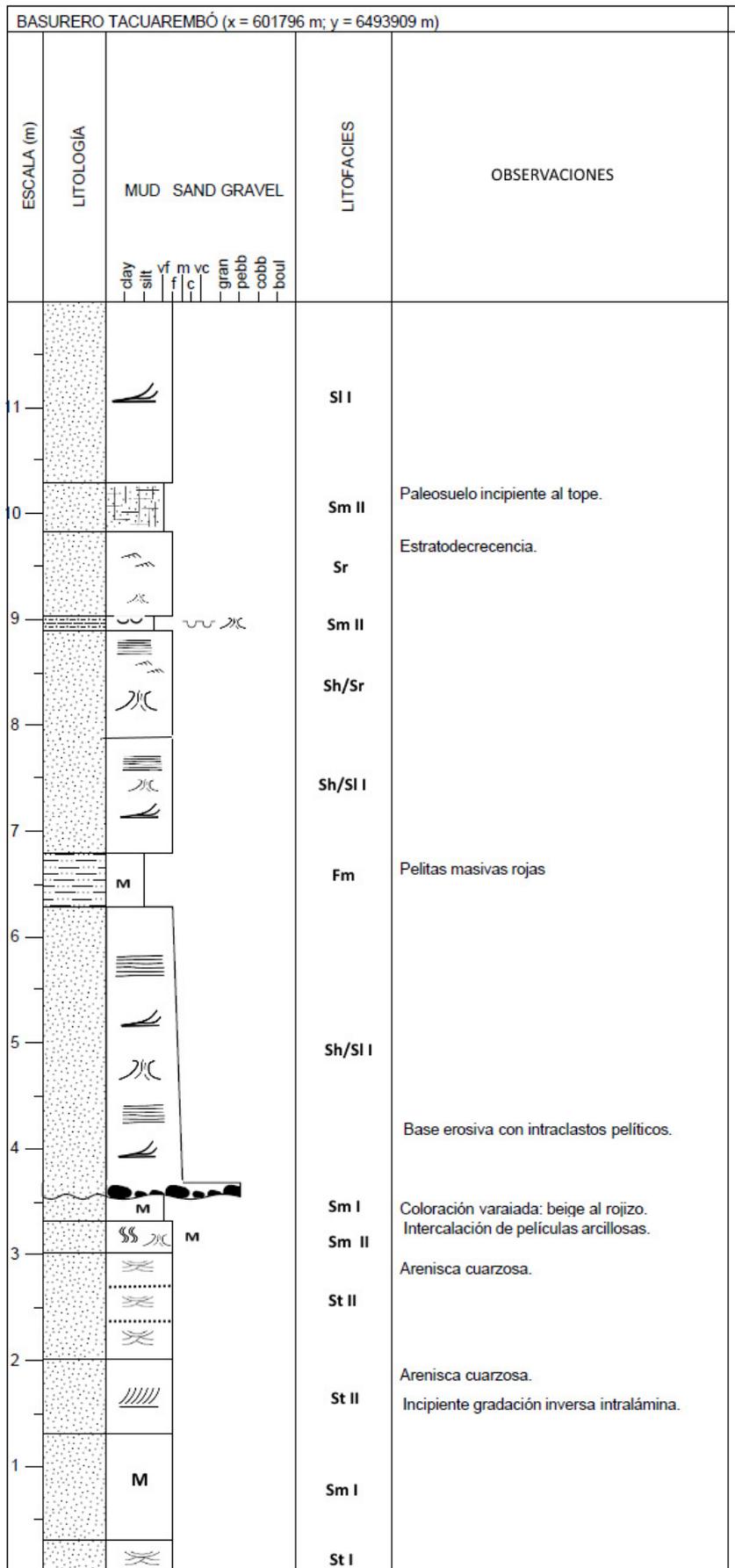


Figura 6.4: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Basurero Tacuarembó.

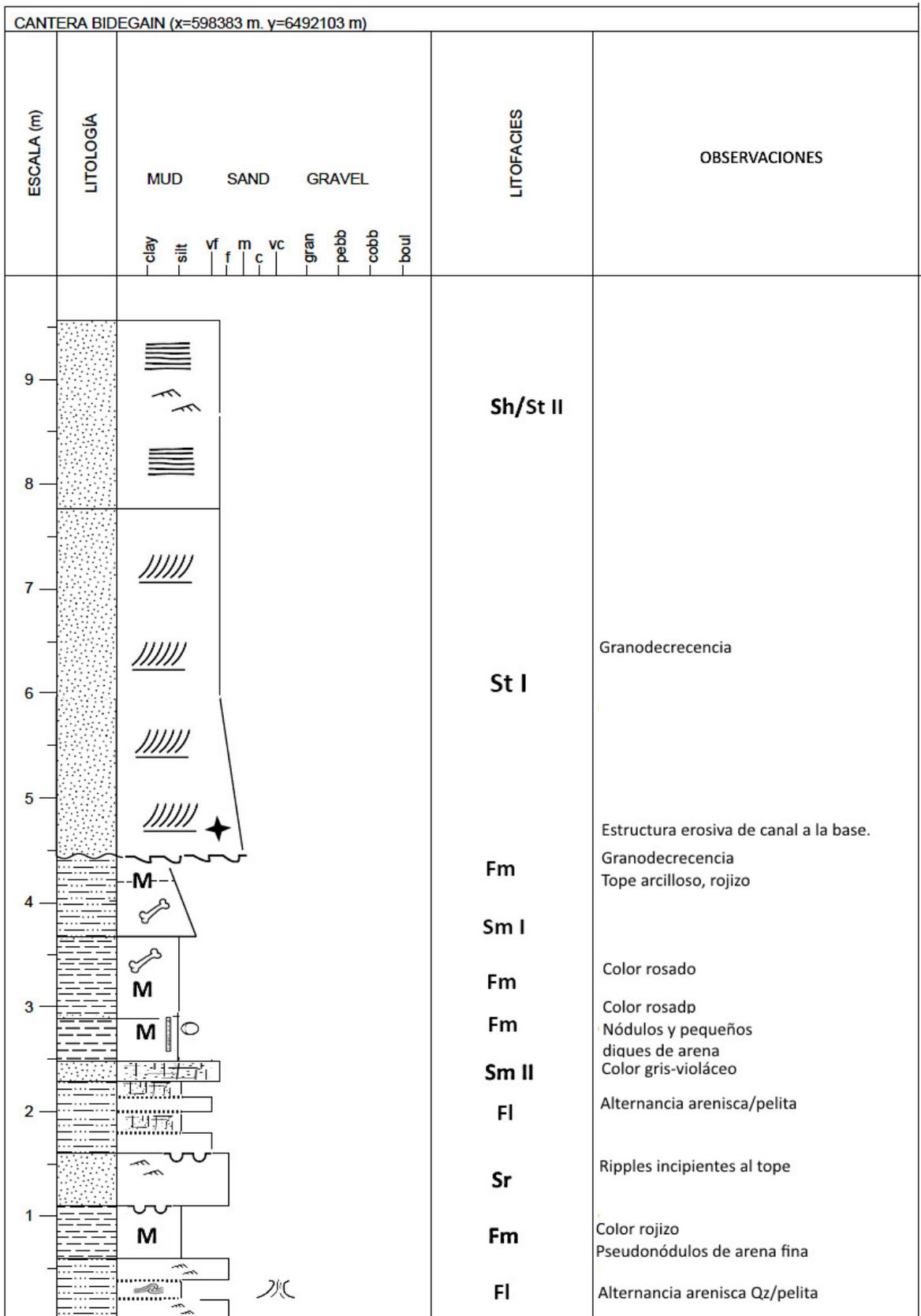


Figura 6.5: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Cantera Bidegain. El asterisco (★) indica la posición de una macroforma de acreción frontal (DA) con retrabamiento eólico.

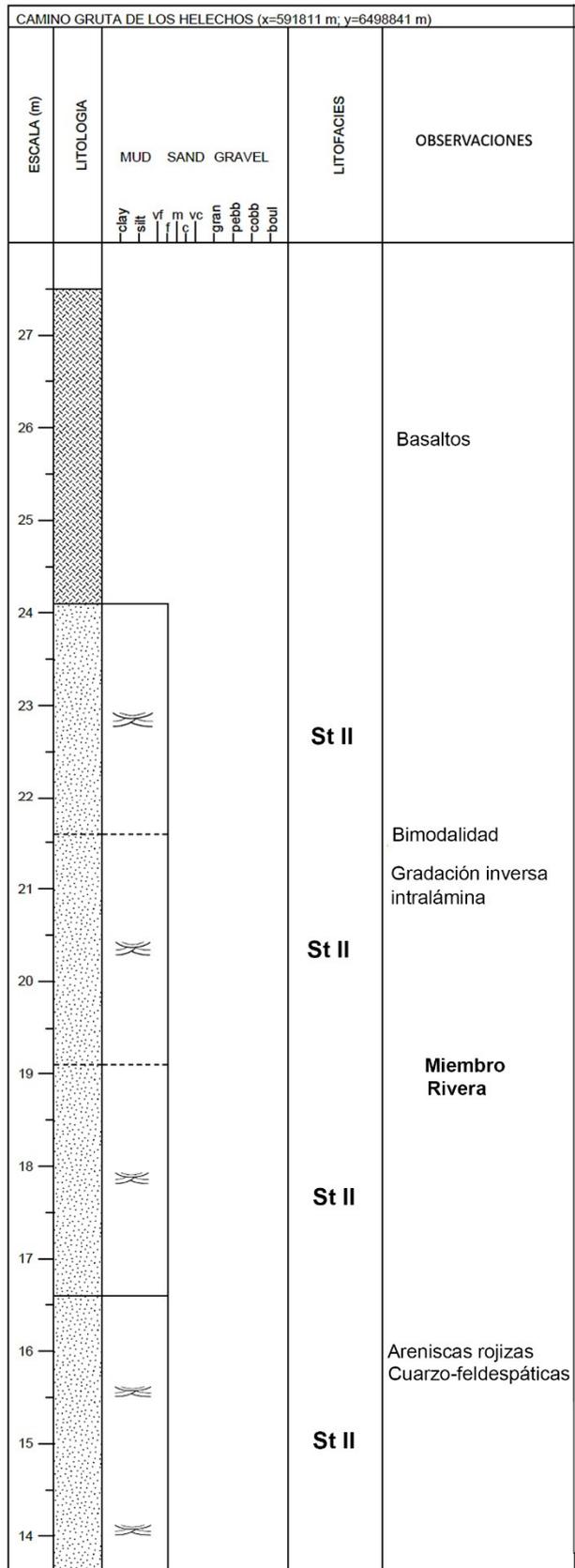


Figura 6.6A: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Camino a Gruta de los Helechos (13 m a tope).

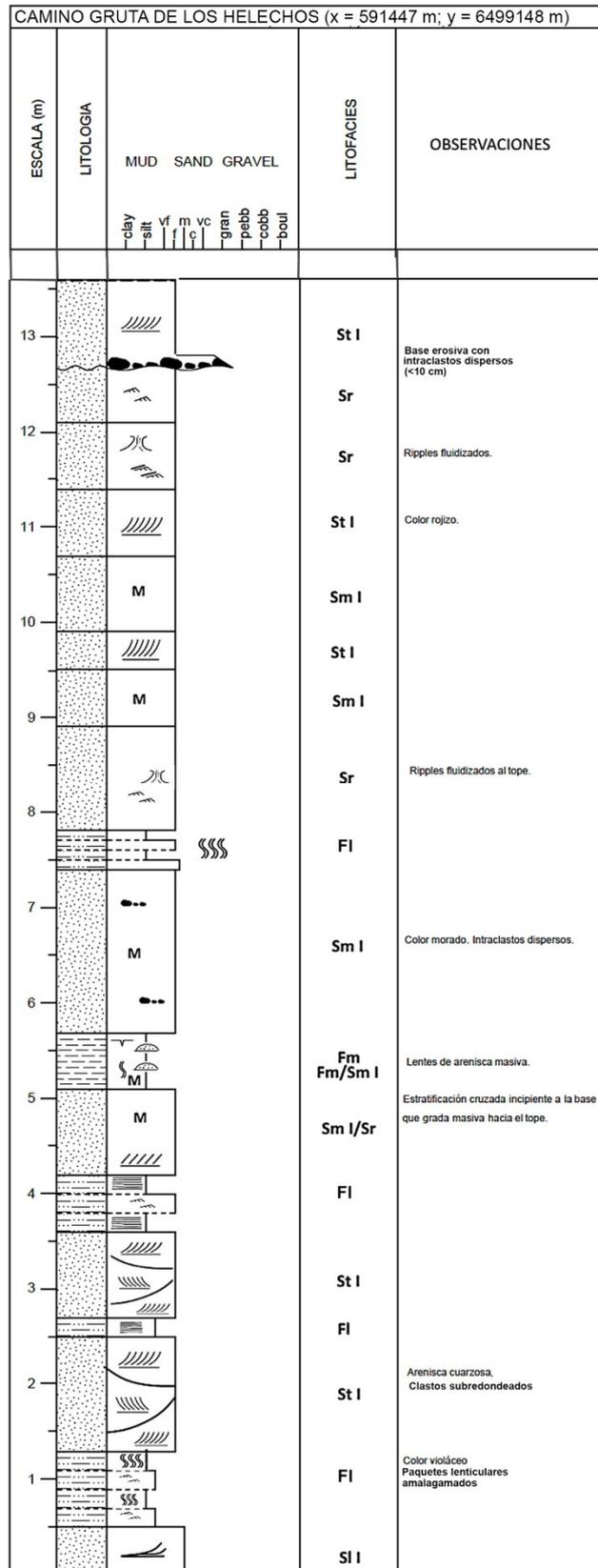


Figura 6.6B: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Camino a Gruta de los Helechos (base a 13 m).

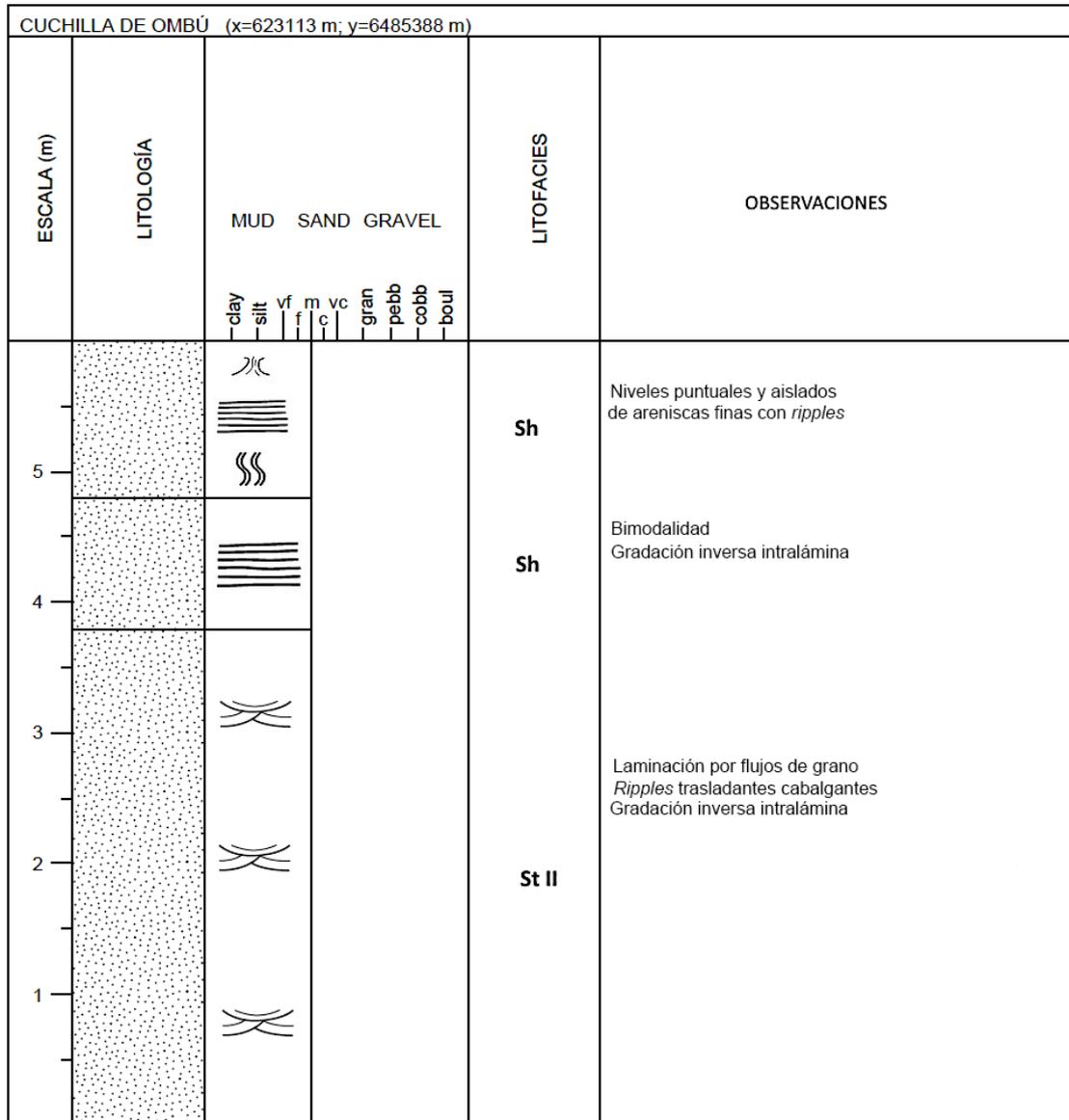


Figura 6.7: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Cuchilla de Ombú.

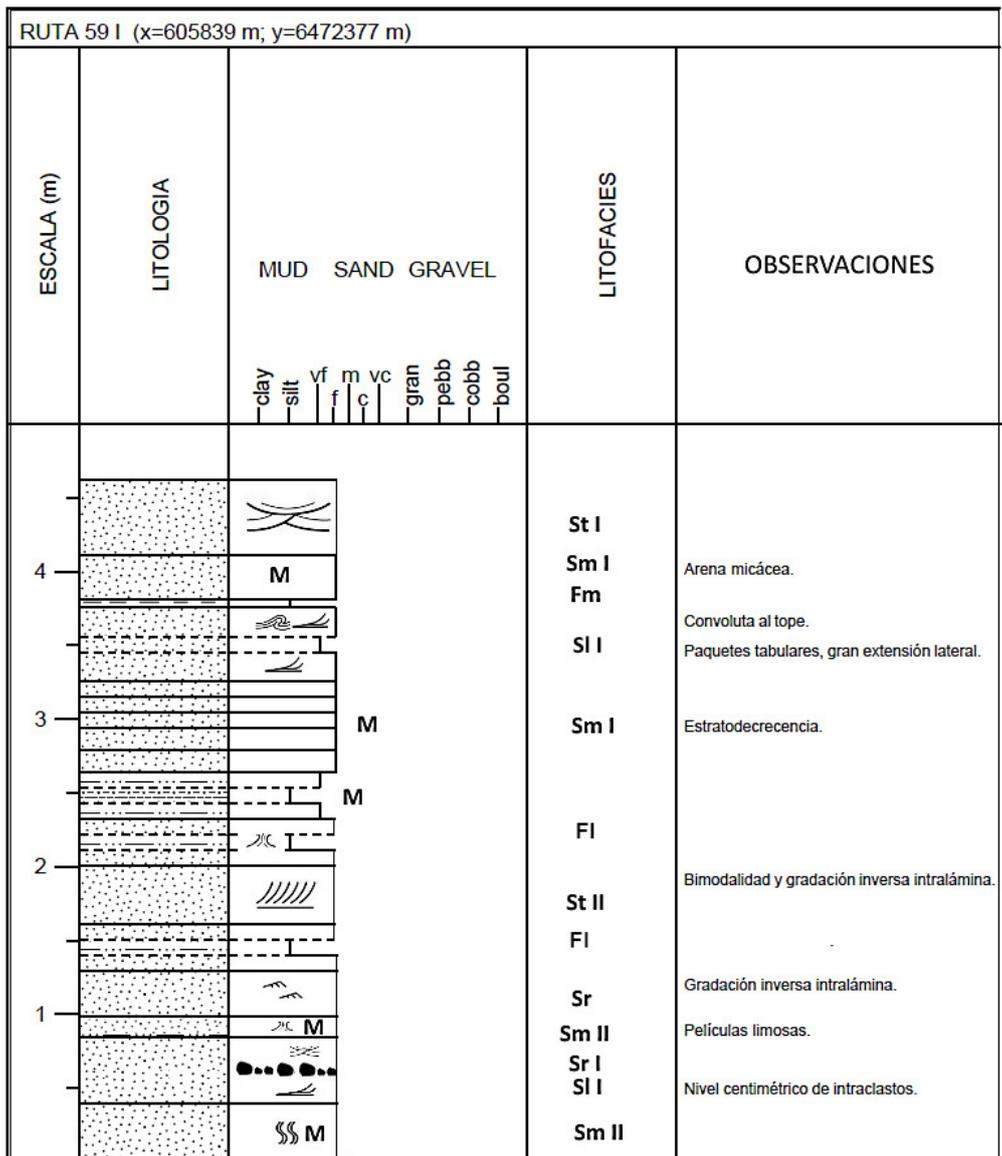


Figura 6.8: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Ruta 59 I.

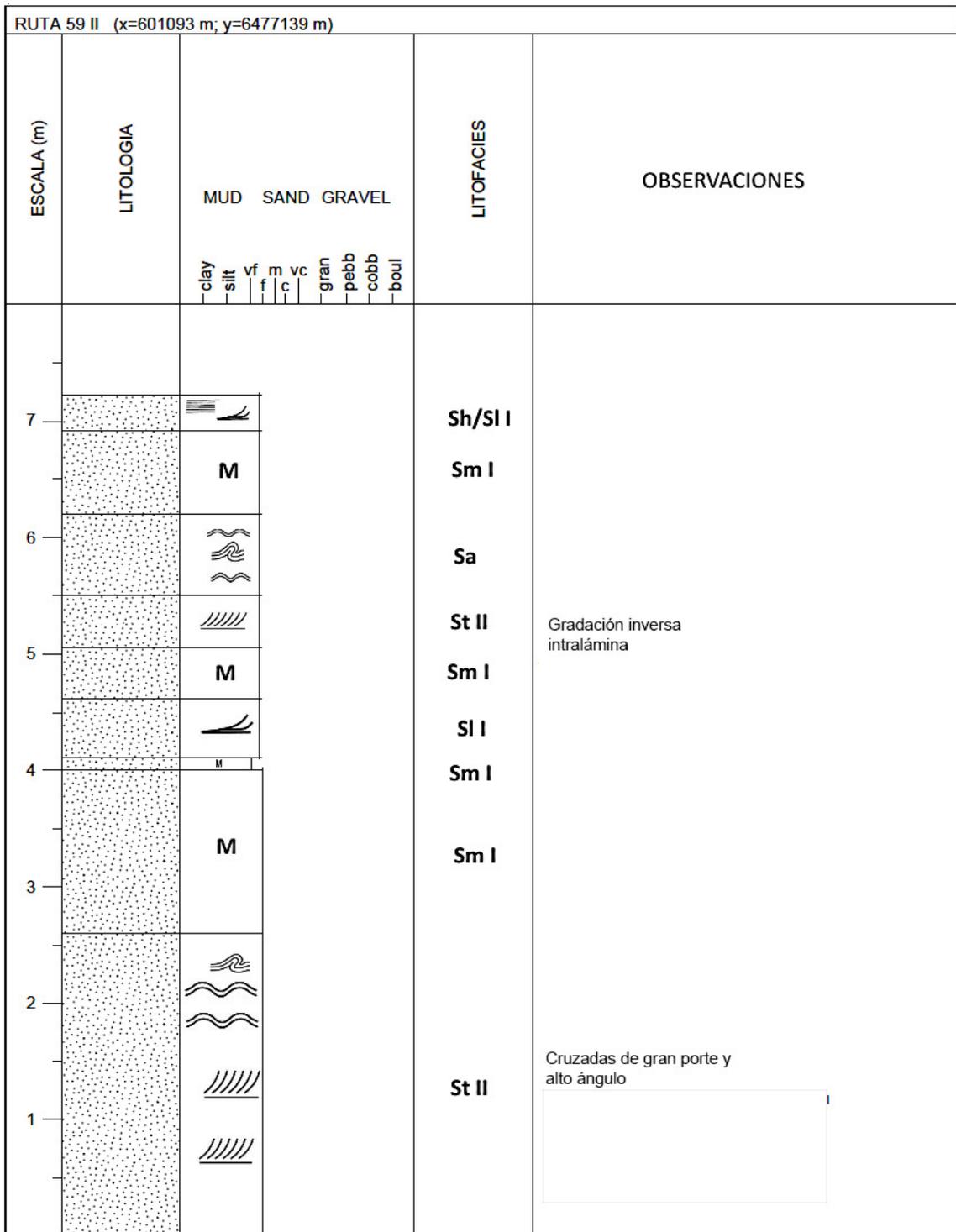


Figura 6.9: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Ruta 59 II.

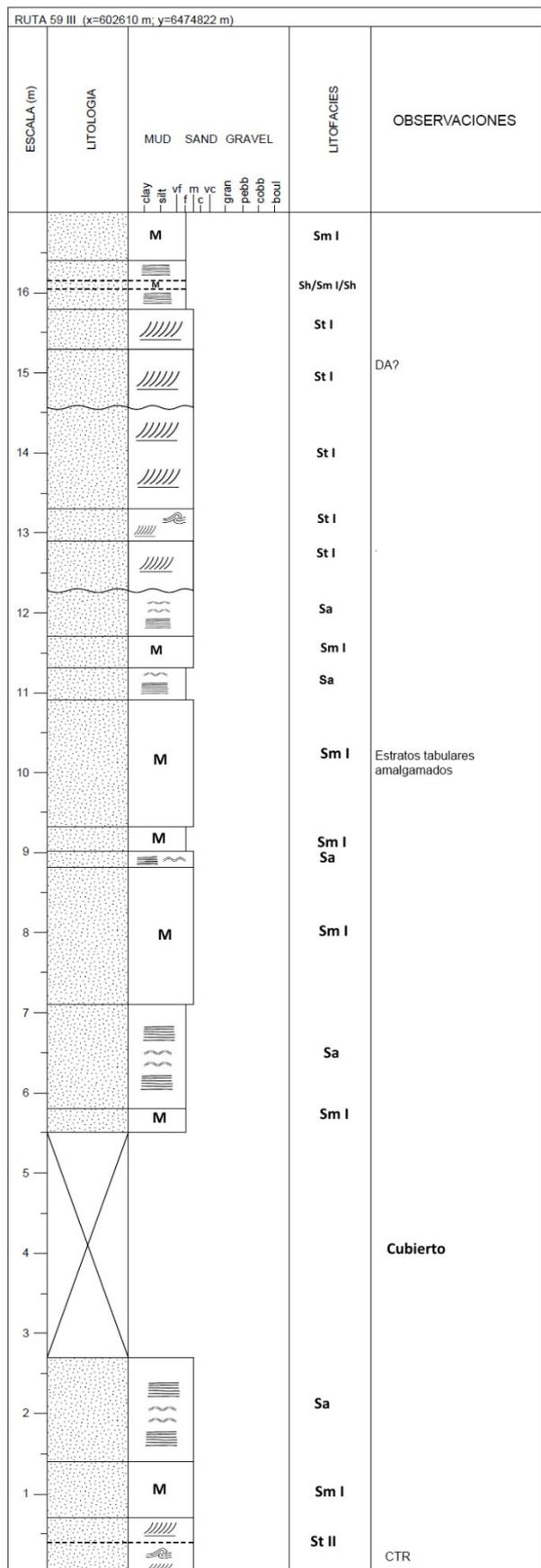


Figura 6.10: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Ruta 59 III.

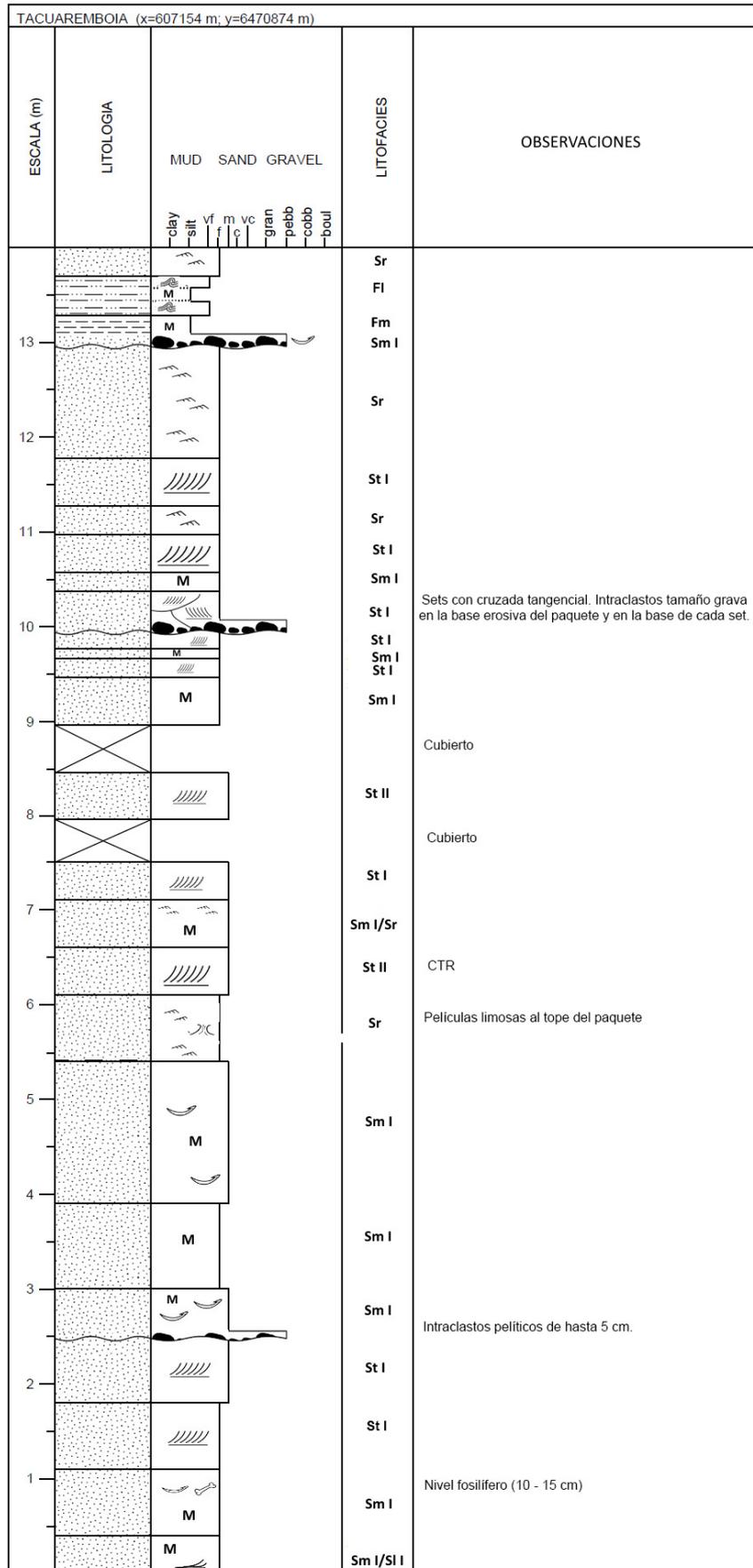


Figura 6.11: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Tacuarembóia.

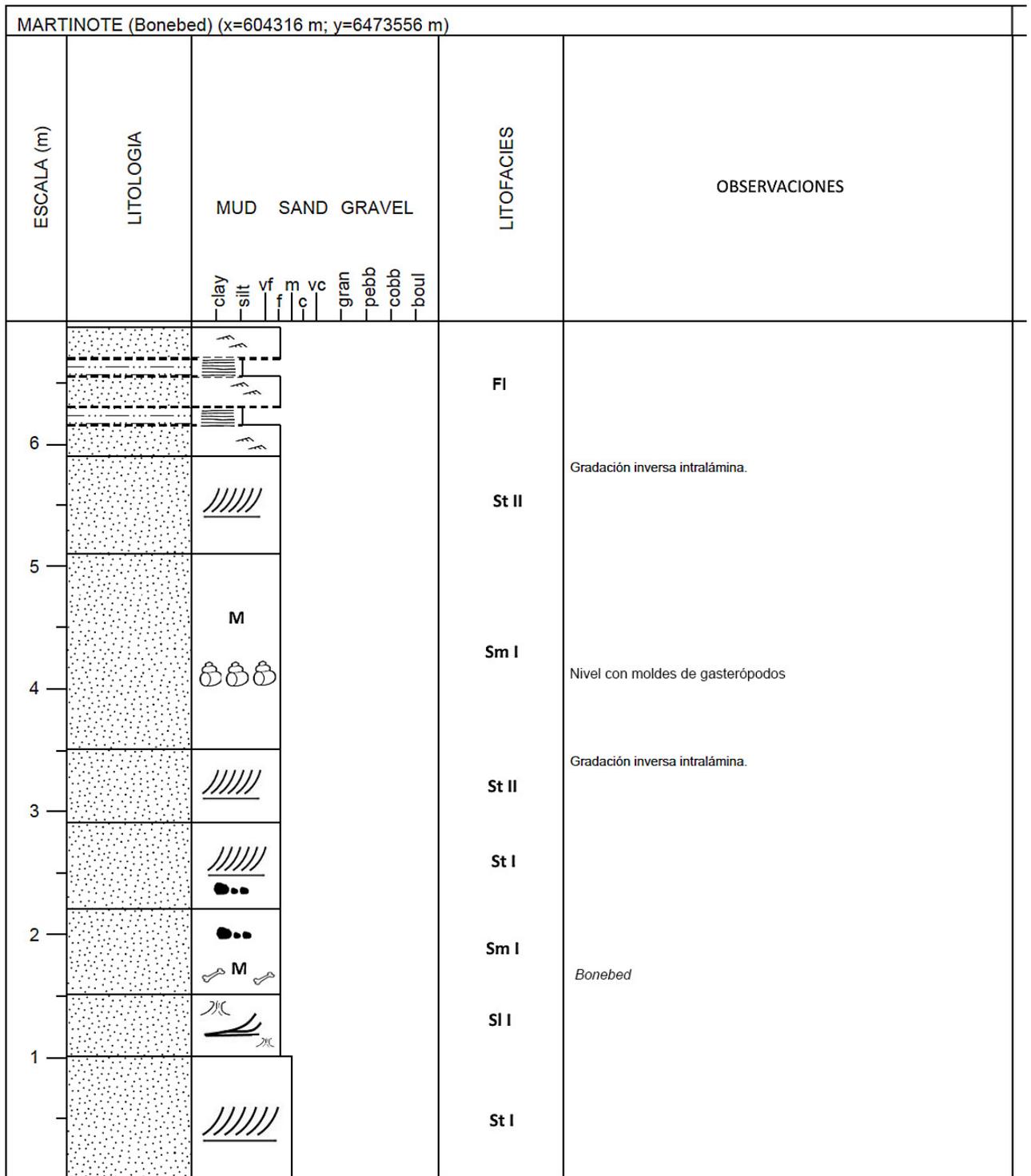


Figura 6.12: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Martinote (Bonebed).

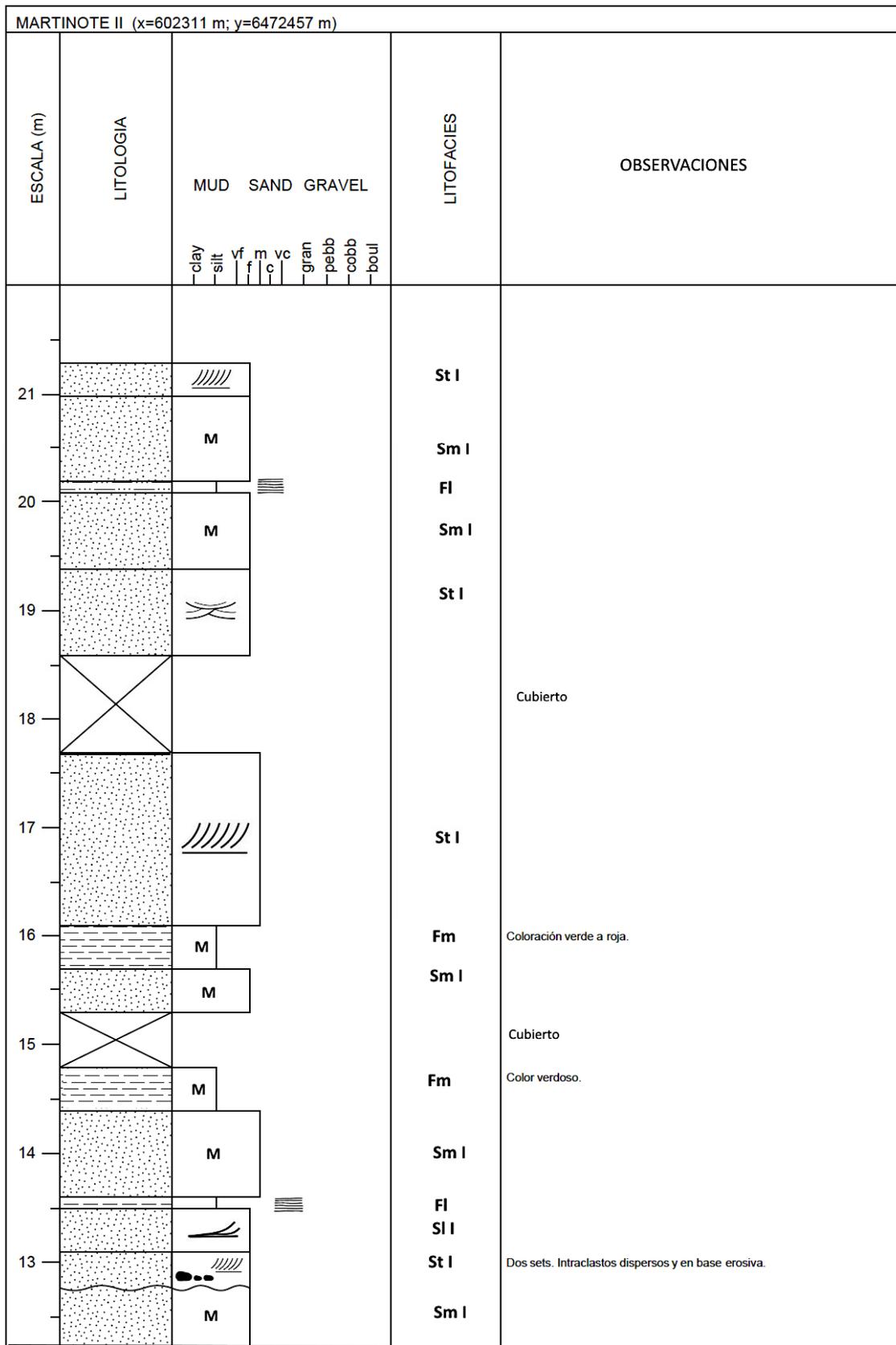


Figura 6.13A: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Martinote II (12 m al tope).

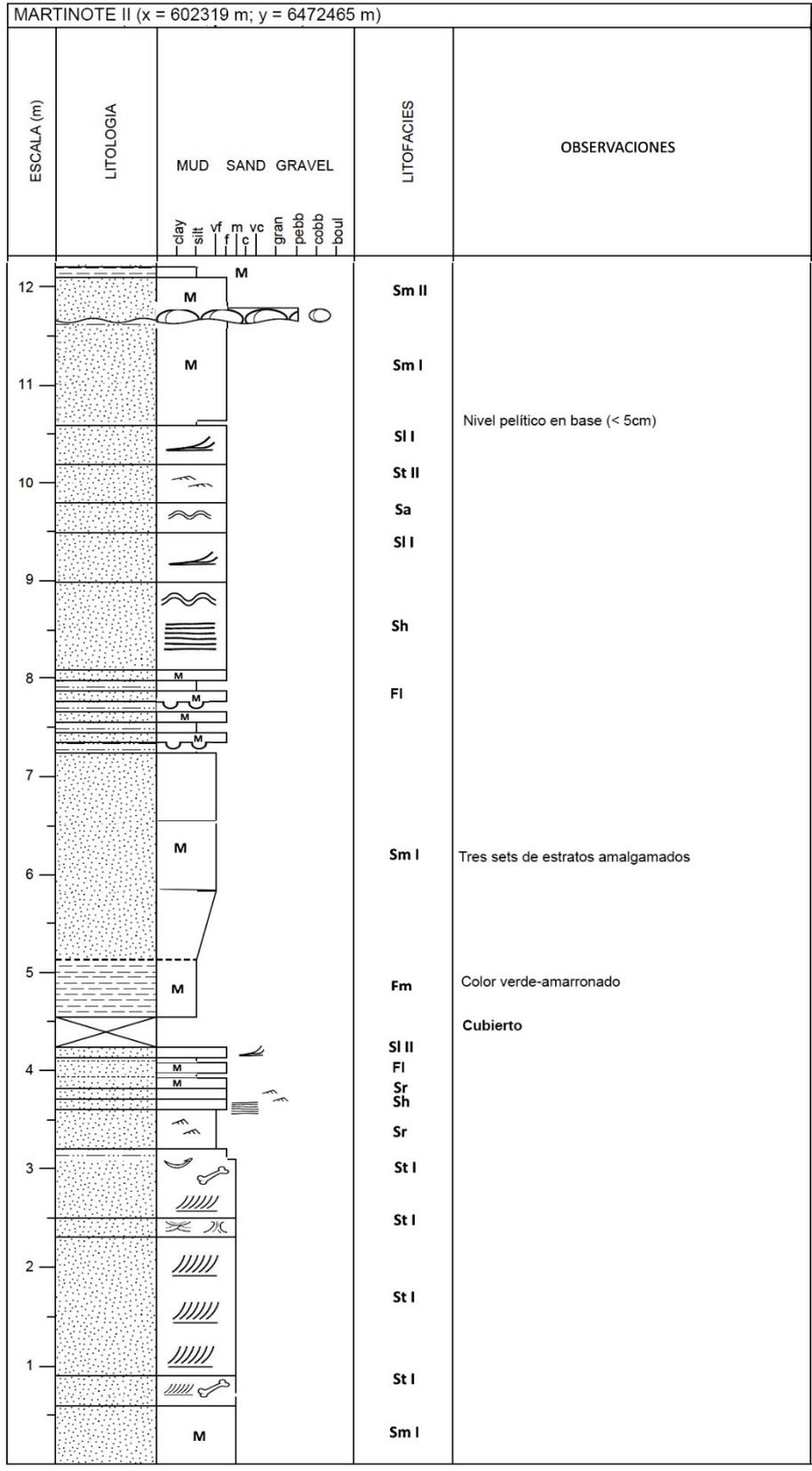


Figura 6.13B: Perfil sedimentológico a escala 1:100 de la transecta Martinote II (base a 12 m).

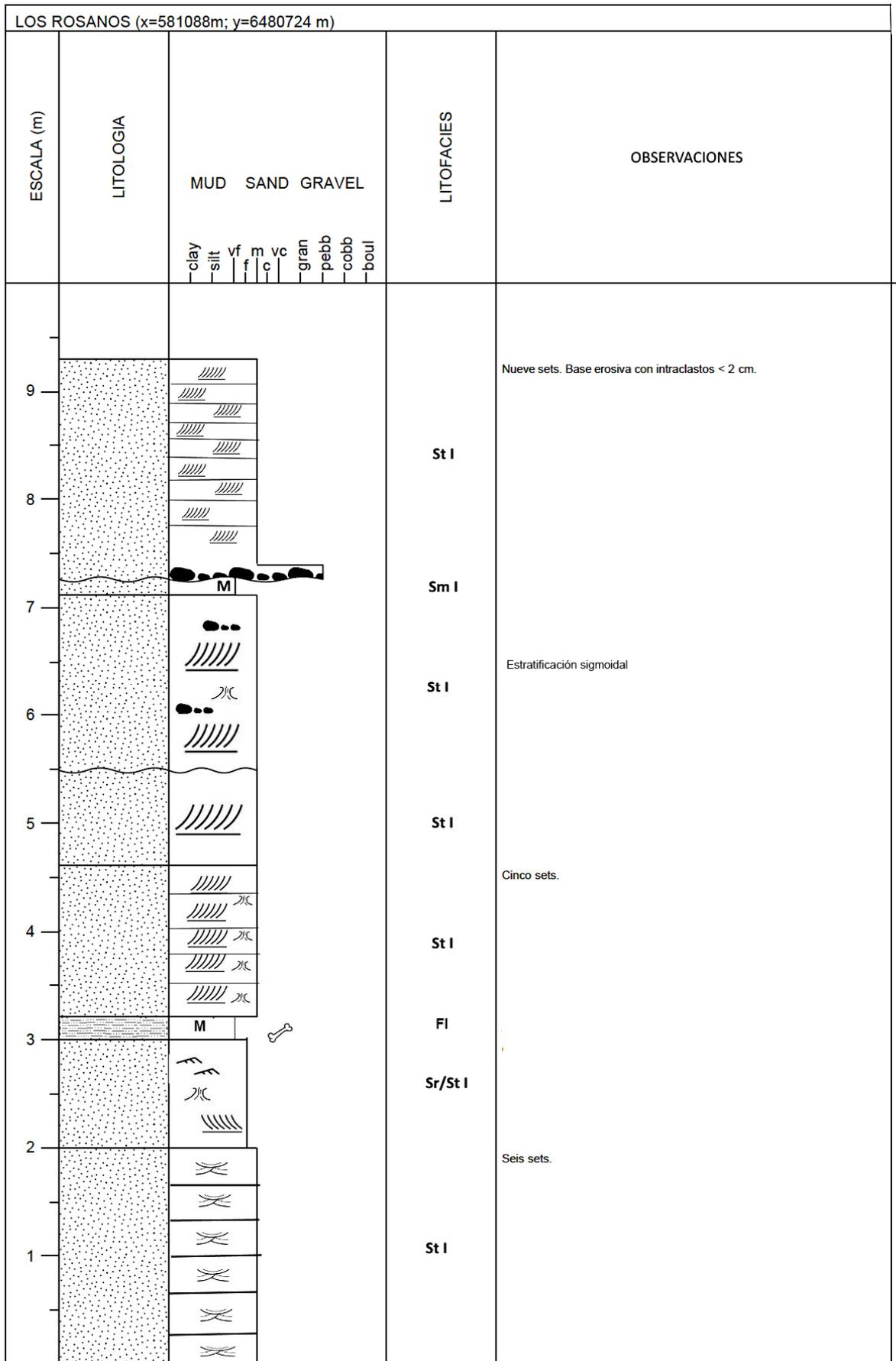


Figura 6.14: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Los Rosanos.

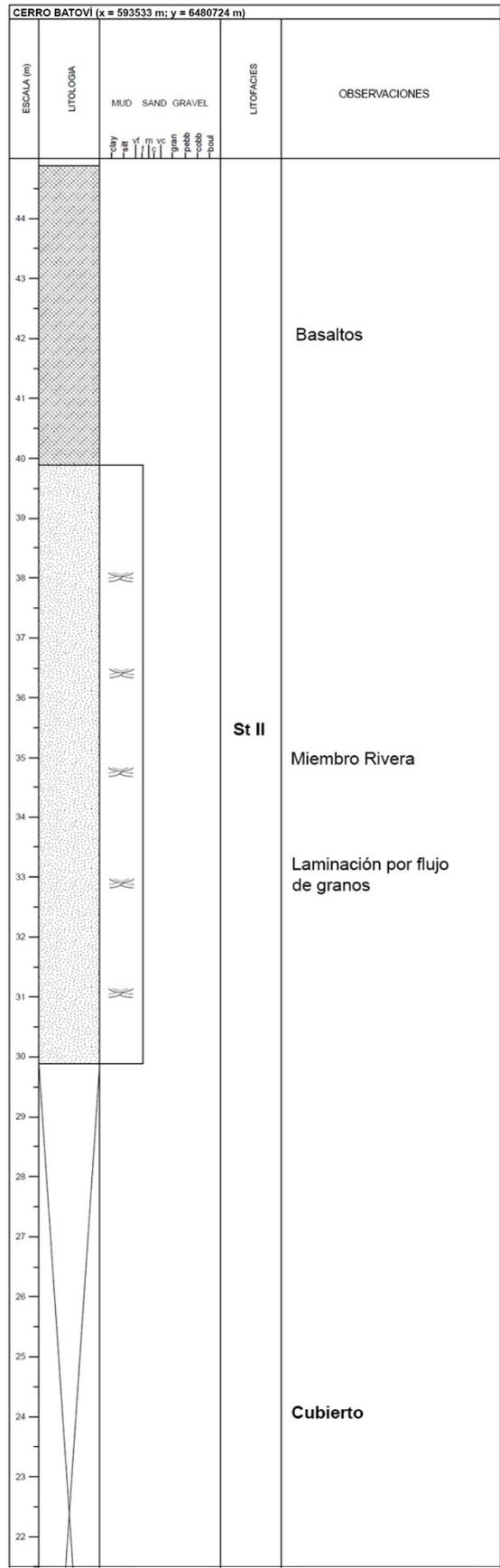


Figura 6.15A: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Cerro Batoví (22 m a tope).

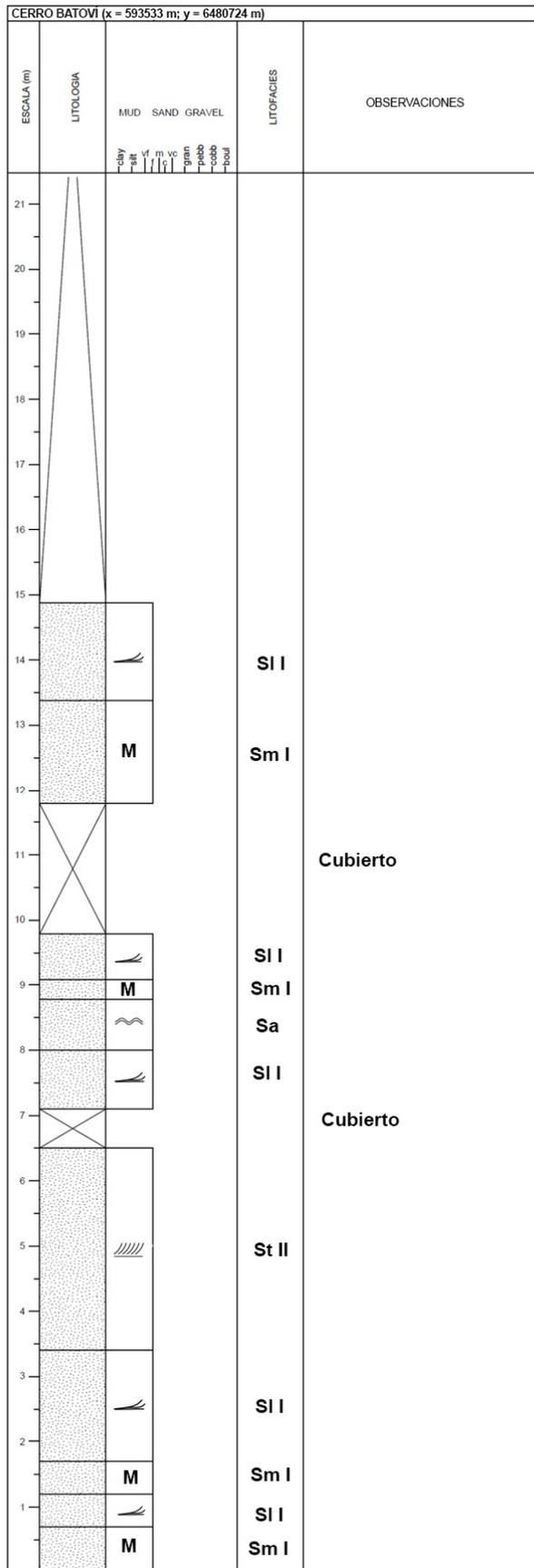


Figura 6.15B: Perfil sedimentológico a escala 1:100 del punto Cerro Batoví (base a 22 m).

Tabla 6.1: Medidas de paleocorrientes de origen eólico.

| Punto | Paleocorriente | Posición perfil (m) |
|-------|----------------|---------------------|
| 1 | 103 | 0 - 0,75 m |
| 1 | 16 | 0,75 - 1,75 m |
| 1 | 46 | 0,75 - 1,75 m |
| 2 | 73 | 0 - 3,8 m |
| 5 | 346 | 0,5 m |
| 6 | 226 | 0 - 0,5 m |
| 6 | 18 | 0,5 - 2 m |
| 6 | 346 | 2 - 2,5 m |
| 6 | 352 | 5 m |
| 6 | 6 | 5 m |
| 10 | 22 | 10,5 m |
| 10 | 38 | 10,5 m |

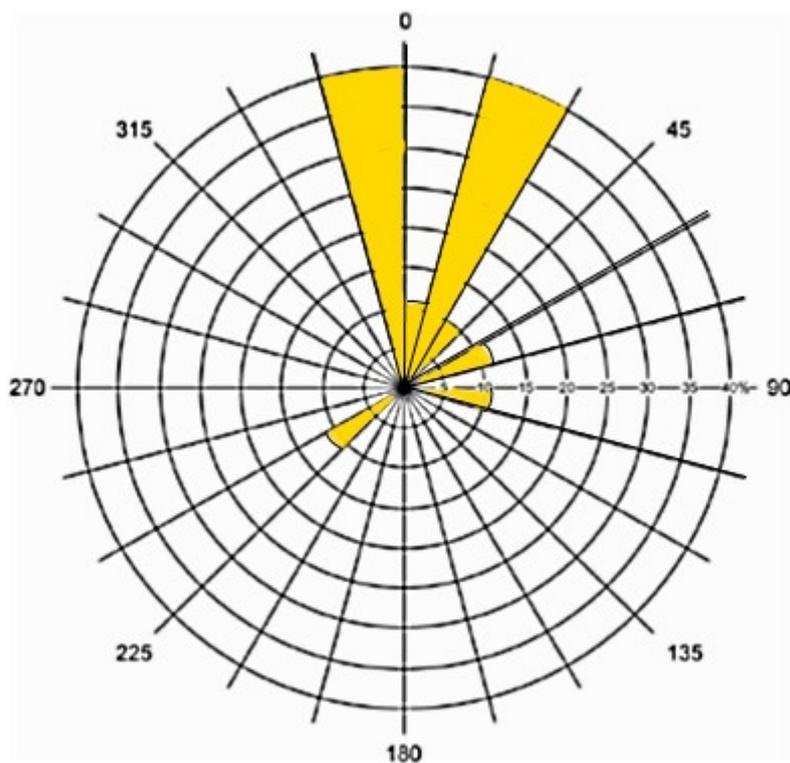


Figura 6.16: Diagrama rosa de los vientos para las paleocorrientes de origen eólico, medidas en estructuras sedimentarias indicadoras de dirección y sentido.

Tabla 6.2: Medidas de paleocorrientes de origen fluvial.

| Punto | Paleocorriente | Posición perfil (m) | Punto | Paleocorriente | Posición perfil (m) |
|--------------|-----------------------|----------------------------|--------------|-----------------------|----------------------------|
| 3 | 210 | 0,8 - 2 m | 10 | 212 | 0,5 - 2,25 m |
| 3 | 170 | 0,8 - 2 m | 10 | 245 | 0,5 - 2,25 m |
| 3 | 165 | 0,8 - 2 m | 10 | 240 | 0,5 - 2,25 m |
| 3 | 190 | 2,2 - 3,1 m | 10 | 325 | 0,5 - 2,25 m |
| 3 | 204 | 8 m | 10 | 242 | 0,5 - 2,25 m |
| 3 | 126 | 11 m | 10 | 260 | 0,5 - 2,25 m |
| 4 | 310 | 4,3 - 5,8 m | 10 | 260 | 2,5 m |
| 4 | 140 | 4,3 - 5,8 m | 10 | 200 | 13,25 m |
| 4 | 135 | 4,3 - 5,8 m | 10 | 197 | 13,25 m |
| 4 | 155 | 4,3 - 5,8 m | 10 | 230 | 16,75 m |
| 4 | 135 | 4,3 - 5,8 m | 10 | 140 | 17,5 m |
| 4 | 253 | 5,8 - 6,7 m | 10 | 145 | 17,5 m |
| 4 | 280 | 5,8 - 6,7 m | 10 | 135 | 19 m |
| 4 | 180 | 6 m | 10 | 170 | 20 m |
| 4 | 227 | 6 m | 10 | 5 | 21,5 m |
| 4 | 185 | 6 m | 11 | 230 | 0 - 2 m |
| 4 | 190 | 6 m | 11 | 180 | 0 - 2 m |
| 4 | 292 | 6 m | 11 | 186 | 0 - 2 m |
| 5 | 170 | 2,75 m | 11 | 172 | 0 - 2 m |
| 8 | 210 | 1,1 - 1,45 m | 11 | 169 | 0 - 2 m |
| 8 | 270 | 1,45 - 1,9 m | 11 | 155 | 0 - 2 m |
| 8 | 270 | 7 m | 11 | 200 | 3,5 m |
| 8 | 300 | 7,5 m | 11 | 148 | 4 m |
| 8 | 200 | 7,5 m | 11 | 244 | 5 m |
| 8 | 75 | 9 m | 11 | 220 | 6,5 m |
| 8 | 138 | 10,5 m | 11 | 250 | 7,5 - 9,5 m |
| 8 | 157 | 11 m | 11 | 280 | 7,5 - 9,5 m |
| 10 | 226 | 0,5 - 2,25 m | 11 | 225 | 7,5 - 9,5 m |

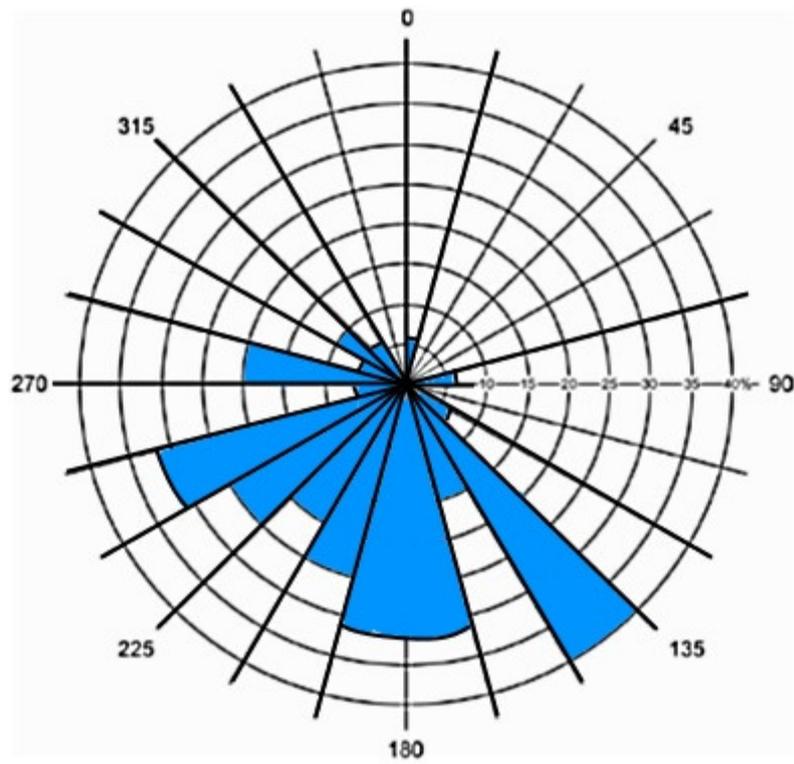


Figura 6.17: Diagrama rosa de los vientos para las paleocorrientes de origen fluvial medidas en estructuras sedimentarias indicadoras de dirección y sentido.

Capítulo 7:

Discusión

A continuación se aborda la interpretación paleoambiental para los diferentes puntos en los que se levantaron perfiles sedimentológicos de detalle.

El perfil del punto Basurero Tacuarembó (Figura 6.4) muestra una asociación de facies donde dominan las litofacies arenosas generadas en régimen superior a transicional, a excepción de un pequeño paquete de pelitas masivas. La sucesión tiene un origen predominantemente fluvial, con un intervalo durante el cual depósitos de origen eólico (representados por la litofacies St II entre 1.5 y 3 m de altura, aproximadamente) cubrieron depósitos de origen fluvial de la base. Dentro de las facies fluviales, en función de las estructuras sedimentarias y la geometría de los depósitos, se reconoce el pasaje de un sistema con características de haber sido un flujo no canalizado, disperso, de alta energía, a uno pobremente canalizado, con disminución de energía (pasaje de régimen superior a transicional y a bajo régimen).

El tipo de litofacies observadas y la intercalación de un episodio eólico hacen pensar que el sistema fluvial representado corresponde a un río efímero. Los depósitos arenosos que se observan casi al tope, en general de aspecto masivo, presentan claras evidencias de fluidización (estructuras plato y pilar; ver Figura 7.1) y de exposición subaérea (desarrollo de paleosuelos; ver Figura 7.2), reforzando la idea de un sistema fluvial efímero dependiente de precipitaciones torrenciales puntuales, capaz de transportar gran cantidad de sedimentos durante intervalos de tiempo cortos. Una vez perdida su capacidad de carga al disminuir su caudal, dichos sedimentos se depositaron en forma brusca y, al no mantenerse las mismas condiciones, los depósitos se vieron sometidos a exposición subaérea, procesos de edafización y, eventualmente, desarrollo de paleosuelos. Los últimos 2 m del perfil muestran un retorno a condiciones de mayor régimen de flujo, siempre dentro de un fluvial desconfinado (en ningún punto del perfil aparece una figura de canal clara).



Figura 7.1: Detalle de estructuras de fluidización tipo plato y pilar (indicadas por las flechas blancas) en facies arenosas masivas del punto Basurero Tacuarembó. Estas estructuras se generan por escape de fluidos en forma postdeposicional.



Figura 7.2: Textura blocosa en facies arenosas masivas, interpretada como acción edáfica sobre los depósitos (punto Basurero Tacuarembó).

El punto Cantera Bidegain es uno de los afloramientos en los que se han colectado interesantes y abundantes materiales fósiles en los últimos años, lo que suma información paleobiológica a la interpretación ambiental.

El perfil (Figura 6.5) muestra dominio de facies de finos (pelitas y areniscas muy finas) de la base hasta la mitad de la secuencia, y luego predominancia de facies arenosas. La asociación de facies de finos representa un sistema fluvial. Por la acumulación de paquetes masivos, la alternancia de estratos arenosos con estratos pelíticos (lo que indica alternancia de flujos tractivos con episodios estacionarios) y la incipiente edafización de algunos de los niveles, podrían interpretarse como facies de un fluvial desconfinado, efímero. En estos niveles masivos de pelitas con arenas muy finas es que se encuentran escamas ganoides, huesos de celacanto, placas de peces pulmonados y dientes de dinosaurios terópodos (ver Figura 7.3).



Figura 7.3: Restos de opérculo de un ejemplar de *Mawsonia* (celacanto) en facies pelítico-arenosas masivas del punto Cantera Bidegain. Las fracturas podrían ser producto del peso de la columna sedimentaria y posterior exhumación por causas naturales, sumándose el efecto de colecta. Foto cortesía de M. Soto.

Algunos de esos materiales se presentan fracturados, pero al mismo tiempo se han observado materiales bastante completos e incluso parcialmente articulados. Soto *et al.* (2014) propusieron que la fracturación pudo ocurrir por alivio de presión al remover los materiales del sedimento, e incluso se planteó la posibilidad de que su conservación se deba a un transporte casi nulo o nulo y un enterramiento súbito de los mismos. La preservación de estos materiales llama la atención ya que la gran mayoría de los fósiles colectados en los últimos años presentan modos tafonómicos diferentes, indicando en general que fueron activamente transportados.

El hecho que se encuentren materiales tan completos, junto con las características de las litofacies observadas, (facies de finos y de arenas alternadas, indicando ocurrencia de oscilaciones entre un régimen de transporte tractivo y uno suspensivo) podría apuntar a que dicha asociación de facies represente una planicie de inundación poco desarrollada. Los materiales fósiles podrían haberse depositados en lugares donde el agua se encontraba estacionada o en un canal secundario en proceso de ser abandonado. En ambos casos, la asociación de facies podría estar caracterizando depósitos asociados al contexto de una planicie de inundación de un sistema fluvial permanente, erosionada en parte por el propio canal.

De esta forma, es posible que se trate de la porción distal del sistema fluvial, donde cuerpos estacionarios de agua (en donde es factible la conservación de restos articulados) se veían perturbados episódicamente por el aporte de canales terminales fluviales en respuesta a momentos de mayor caudal (quizás asociados a precipitaciones torrenciales puntuales).

La asociación de facies predominantemente arenosas que se desarrolla por encima de las litofacies descritas puede interpretarse claramente como indicadores de un sistema fluvial que hacia el tope da paso a un sistema eólico. Hay una superficie erosiva principal separando ambas asociaciones de facies.

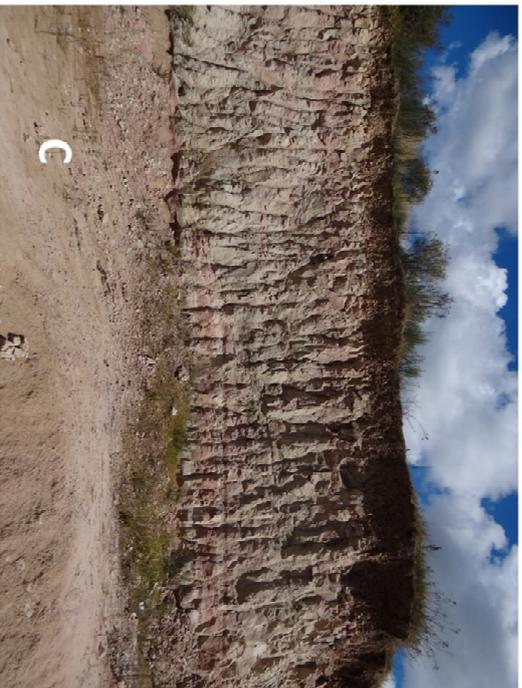


Figura 7.4: Punto Cantera Bidegain.
A) Fotomosaico de la pared NE del afloramiento.
Se observa el canal erosionando las facies de finos y relleno por facies arenosas. B) Detalle del canal (recuadro rojo) y relleno por facies arenosas. C) Detalle de barra de acreción frontal con retrabajamiento edílico (recuadro verde).

En el frente Norte de la exposición se puede apreciar una importante figura de canal, erosionando los sedimentos pelítico-arenosos infrayacentes, y con un potente relleno de areniscas muy finas (ver Figura 7.4A y B).

La macroforma de canal señala el comienzo de las facies fluviales indicadoras de un flujo claramente encauzado: figura erosiva con relleno de barras fluviales arenosas. Inmediatamente por arriba de la superficie erosiva, la base del paquete de facies St I muestra desarrollo de sets de entre 10-15 cm en los que las caras de avalancha se inclinan en el mismo sentido que las superficies de estratificación principales, a favor del flujo. Este tipo de geometría interna es típica de las macroformas de acreción frontal (elemento DA según Miall, 1988) que representan barras o complejos de barras fluviales longitudinales o de medio de canal. Las barras fluviales con esta configuración son típicas de sistemas fluviales *braided*, lo que condice con el tipo de río esperado para una zona árida, e indicadoras de cierta profundidad y estabilidad del mismo para poder desarrollar estas estructuras (Miall, 2010 y 1996; Scherer, 2004).

Dicha barra longitudinal se encuentra afectada por retrabajamiento eólico (indicado con un asterisco en el perfil, Figura 6.5, y en el recuadro verde en la Figura 7.4C), y luego se apilan sobre ella facies arenosas del tipo St I representando relleno del canal. La sucesión de estratos culmina al tope con facies de areniscas finas a muy finas, del tipo St II y Sh, que se interpretan como depósitos eólicos. La dominancia de arenas muy bien seleccionadas, finas a muy finas, con estratificación plano-paralela horizontal, representan depósitos de sábanas eólicas cubriendo los depósitos de origen fluvial. En función de las asociaciones de facies observadas en el punto Cantera Bidegain se concluye que dicho perfil representa un sistema fluvial perenne, cubierto por un sistema eólico.

El perfil compuesto levantado en la transecta por el Camino a Gruta de los Helechos (Figuras 6.6A y B) muestra una clara dominancia de facies arenosas, con algunas facies de finos intercaladas. Aproximadamente a los 13

m aparece el pasaje del Miembro Batoví al Miembro Rivera de la Formación Tacuarembó a través de un contacto neto y plano.

Las facies arenosas de la base del perfil (Sl I) muestran la acción de un flujo de régimen alto a transicional que va perdiendo energía, dando lugar a una alternancia de arenas y limos que reflejan períodos con predominio de procesos tractivos y suspensivos, respectivamente. La intensa bioturbación asociada a la facies Fl evidencia disponibilidad de agua y la existencia de organismos (probablemente de tipo detritívoro). La repetición de facies St I con facies Fl, que luego dan lugar a una alternancia de facies arenosas masivas y facies de finos parecen caracterizar un sistema fluvial efímero. Esto se ve apoyado también porque las facies arenosas masivas son del tipo Sm II, con evidencias de exposición subaérea de los depósitos (desarrollo de un incipiente paleosuelo y grietas de desecación).

Por arriba de estas facies predominan las facies arenosas, del tipo Sm I, St I y Sr. Parecen indicar pulsos de un flujo subacuático cuya energía varía de mayor a menor en cada pequeño "ciclo". El último episodio comienza con un régimen de alta energía, como puede verse por la base erosiva, los intraclastos pelíticos que arrastró y la generación de estratificación cruzada tangencial. Esta asociación de facies se interpreta como indicadora de un sistema fluvial efímero.



Figura 7.5: Fotografía tomada en el tope de la transecta Camino a Gruta de los Helechos. En la base de la fotografía se observan las facies del Miembro Batoví; en la parte superior, las facies del Miembro Rivera.

Inmediatamente por arriba (Figura 7.5) se encuentra el contacto con las facies eólicas del Miembro Rivera, claramente diferenciables por ser areniscas medias, cuarzo-feldespáticas, en oposición a las areniscas predominantemente finas a muy finas y cuarzosas del Miembro Batoví. Presentan estratificación cruzada en artesa de alto ángulo y gran porte, con bimodalidad y gradación inversa intralámina (Figura 7.6). Se interpretan como antiguas dunas eólicas que fueron cubiertas por las lavas de la Formación Arapey, derramadas durante la fracturación del Gondwana Occidental y la apertura del Océano Atlántico. Esto produjo que se conservaran dichas paleodunas, llegando a ocurrir incluso sedimentación contemporánea a los derrames, lo que llevó a que hoy en día se observen basaltos con *intertraps* de areniscas (Formación Arapey).



Figura 7.6: Areniscas medias rojizas y cuarzo-feldespáticas del Miembro Rivera. Detalle de la gradación inversa intralámina y laminación cruzada de *ripples*.

El perfil del punto Cuchilla del Ombú (Figura 6.7) se compone exclusivamente de facies arenosas, comenzando con facies St II, que representan depósitos de dunas eólicas, lo que se deduce por la estratificación cruzada en artesa, y la presencia de CTR con una clara gradación inversa intralámina (Figura 7.7).



Figura 7.7: La punta del lápiz señala la existencia de gradación inversa intralámina (de arena fina a arena media) en litofacies Sh en el punto Cuchilla del Ombú. Inmediatamente por encima, se observa un nivel de arenisca fina con *ripples* (base del nivel marcado por la línea punteada blanca; tope indicado por la flecha).

Estas facies se ven cubiertas por facies Sh, cuyas características permiten asignarle un origen eólico. Ambos tipos de facies se ven separadas mediante una clara superficie horizontal, que estaría separando depósitos de dunas eólicas de sábanas de arena. Las suprayace la facies Sh con algunas diferencias con la anterior: la presencia de bioturbación (Figura 7.8), laminación horizontal afectada por fluidización y un nivel puntual de areniscas finas con *ripples* (Figura 7.7). Dicha facies podría ser el resultado de un depósito de sábana de arena cuya laminación horizontal se vio afectada en forma postdeposicional debido a un aumento en el contenido de agua. Esto último pudo ocurrir por un ascenso del nivel freático. El perfil parece reflejar parte de un ciclo *upward-wetting* (Scherer & Lavina, 2005), normalmente representado por la acumulación de base a tope de facies representando: 1) dunas eólicas, 2) sábanas de arena, 3) corrientes fluviales efímeras distales y 4) canales fluviales. En el caso del perfil de Cuchilla del Ombú, se está ante una

asociación de facies que comprende los dos primeros tipos, no estando representado un ciclo completo. Sin embargo, lateralmente y en posición estratigráfica similar, se describieron facies fluviales como las encontradas en los puntos sobre la Ruta 59.



Figura 7.8: Bioturbación en litofacies Sh en el punto Cuchilla del Ombú. La laminación se presenta deformada, probablemente por acción de una carga (quizás la pisada de un animal).

En el punto Ruta 59 I las facies son predominantemente arenosas y masivas, secundariamente con estratificación cruzada tangencial y de bajo ángulo. A lo largo del perfil (Figura 6.8) se intercalan las facies Fl. La asociación de facies evidencia la acción de flujos subacuáticos densos y muy concentrados en sedimentos, depositando arenas de forma brusca, marcando momentos puntuales de gran energía de un sistema fluvial. Dicho sistema fluvial podría haber sido efímero, tomando en cuenta la geometría de los depósitos y las facies presentes, además de que ocurre una pequeña intercalación de depósitos de origen eólico y varias intercalaciones de la facies

Fl, indicadora de variaciones entre transporte tractivo y suspensivo de los sedimentos.

En el punto Ruta 59 II sigue la predominancia de facies arenosas. El perfil (Figura 6.9) comienza con un paquete de casi 3 m de espesor de la facies St II, denotando la acción de un flujo eólico. El tope de este paquete presenta evidencias de deformación de la laminación, llegando al desarrollo de laminación convoluta (Figura 7.9). Representa un depósito de duna eólica que se encuentra en contacto abrupto con la asociación de facies arenosas masivas y con estratificación cruzada de bajo ángulo que se encuentran suprayacentes, y que representan la acción de un flujo subacuático cargando gran cantidad de sedimentos en régimen de alta energía a transicional. Dicha asociación de facies abarca hasta el tope de la secuencia, aunque intercalada en ella se encuentran las litofacies St II y Sa, cuyas estructuras evidencian su origen eólico. Aparentemente, se trata de un sistema fluvial efímero, con un momento lo suficientemente “seco” como para permitir la acción exclusiva del viento y la construcción de depósitos eólicos. Luego ocurrió un retorno a condiciones más húmedas, con el subsecuente desarrollo de estructuras de adhesión y finalmente establecimiento nuevamente de condiciones más húmedas.



Figura 7.9: Vista en detalle del pasaje de la litofacies St II a la Sm I en el punto Ruta 59 II (2,6 m desde la base del perfil), mostrando deformación de la estratificación cruzada.

El perfil levantado en la transecta Ruta 59 III (Figura 6.10) también se encuentra dominado por las litofacies arenosas, caracterizándose por la alternancia de facies indicadoras de depósitos eólicos (duna eólica en la base del perfil; sábana de arena o interduna en el resto de la secuencia), con facies indicadoras de depósitos generados por un flujo fluvial desconfinado (litofacies Sm I y secundariamente St I sin evidencia de estructuras de canal). La presencia de estructuras de adhesión (litofacies Sa) indica la existencia de una superficie con humedad disponible, por lo que los paquetes formados por esta litofacies podrían representar una interduna húmeda o una sábana de arena con humedad disponible en su superficie. La ausencia de dunas eólicas claramente reconocibles por arriba y por debajo de estos paquetes hace pensar que la segunda opción es la más probable. Todo el perfil muestra alternancia de procesos sedimentarios eólicos y fluviales.

El perfil del punto Tacuarembó (Figura 6.11) muestra una predominancia de facies arenosas. Son particularmente importantes los

paquetes de arenas masivas con fósiles fragmentados y niveles de intraclastos pelíticos concentrados en bases erosivas (litofacies Sm I; Figura 7.10), representando flujos hiperconcentrados de sedimentos, poco canalizados. También predomina la litofacies St I, mostrando la acción de flujos subacuáticos de bajo régimen, indicando condiciones de energía muy diferentes a las de la litofacies Sm I.

Puntualmente, aparece la litofacies St II, evidenciando momentos puntuales en el que los depósitos subacuáticos fueron cubiertos por depósitos de arena fina, con estratificación cruzada tangencial y gradación inversa intralámina, por acción de un flujo eólico. Aunque la secuencia se halla interrumpida en dos puntos por la cubierta vegetal, las asociaciones de facies en los sectores continuos muestran la acción de un sistema fluvial con características de torrencial y desconfinado.

En este punto se encuentran fósiles, como ser fragmentos de escamas y huesos de peces y restos de valvas de *T. caorsi*. La presencia de peces ganoides es evidencia de vida acuática en el río, aunque su estado muy fragmentario estaría indicando mucho transporte o, en su defecto, alta energía del agente (un mayor espesor de las valvas en bivalvos unionoideos actuales se ha asociado a la vida en sistemas fluviales turbulentos y con alta carga sedimentaria arenosa (Bailey & Green, 1988), lo que llevó a Martínez *et al.* (1993) a plantear dicha posibilidad para *T. caorsi*, apoyando la idea un flujo turbulento). A pesar de no encontrarse evidencias claras de una canalización o de barras arenosas de canal, el espesor de la secuencia y los materiales fósiles podrían indicar un sistema fluvial perenne con grandes variaciones de energía y de caudal, pero que raramente se encontraría totalmente sin agua, manteniendo un nivel de base que habría sustentado una rica vida acuática.

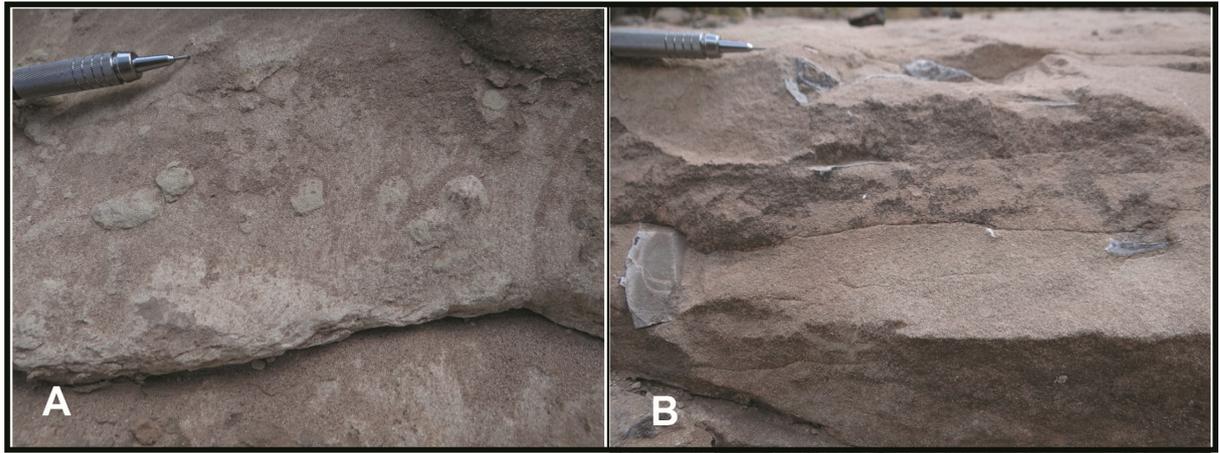


Figura 7.10: Vista en detalle de la litofacies Sm I en el punto Tacuarembó, mostrando: A) intraclastos pelíticos; B) fragmentos de escamas y valvas.

En el punto Martinote (*Bonebed*) la secuencia se encuentra dominada por facies arenosas. Solo en el tope del perfil (Figura 6.12) aparece un paquete de 1 m de espesor de pelitas y areniscas alternadas (facies FI). La predominancia de facies producto de flujos subacuáticos, mayormente densos y no canalizados, nos lleva a pensar en un sistema fluvial torrencial pero efímero.

Hay dos ocurrencias de la litofacies St II en el perfil, indicando momentos puntuales de avance de depósitos eólicos sobre depósitos fluviales. La presencia de intraclastos pelíticos dispersos y en niveles a lo largo del perfil muestra que la energía del sistema fluvial era muy alta (Figura 7.11A). A esto debe agregarse la ocurrencia de un verdadero banco osario o *bonebed* conteniendo escamas y restos de huesos de peces, dientes de dinosaurios terópodos, y dientes de tiburón (Figura 7.11B). Estos materiales se encuentran concentrados en un nivel centimétrico, sin mostrar orientación preferencial y con evidencia de haber sido transportados (por ejemplo: estado fragmentario de los materiales poco resistentes; ausencia de restos articulados).



Figura 7.11: Vista en detalle de la litofacies Sm I en el punto Martinote (*Bonebed*) con A) intraclastos pelíticos y B) banco osario conteniendo restos de peces ganoides, tiburones y dinosaurios.

El perfil sedimentológico (Figuras 6.13A y B) de la transecta Martinote II muestra también un predominio de facies arenosas, con algunas apariciones puntuales de facies de finos. Las asociaciones de facies presentes parecen indicar la existencia de un sistema fluvial de energía variable, como lo muestra el pasaje de estructuras sedimentarias de mayor energía a estructuras de menor energía y viceversa. Por ejemplo: pasaje de estratificación masiva en arenas a cruzada tangencial a laminación de *ripples*, para luego pasar a laminación horizontal (como se observa de la base a un poco más de 3.5 m de espesor en el perfil). En tres puntos del perfil aparecen facies arenosas producto de la acción del viento, con características que permiten suponer que se trató de depósitos en forma de sábana en asociación lateral con los depósitos fluviales. Aunque no existen evidencias de canalización, la potencia del perfil y el hecho de que se trate de depósitos de origen fluvial parecen indicar que el sistema fluvial pasó por etapas de menor y de mayor caudal, tratándose quizás de la porción más distal de un sistema fluvial permanente.

El punto Los Rosanos tiene un perfil (Figura 6.14) también dominado por facies arenosas, en particular la litofacies St I. Los estratos de arenisca fina a media con estratificación cruzada tangencial o en artesa aparecen en general organizados en *sets*, con un buen desarrollo en la lateral. Entre los 2 y 4.5 m la

estratificación cruzada tangencial se encuentra afectada por procesos de fluidización, con la consiguiente deformación de la misma (Figura 7.12).



Figura 7.12: Vista en detalle de estratificación cruzada sigmooidal de relleno de canal afectada por fluidización (indicada por la flecha) en la lateral. Punto Los Rosanos.

Entre los 5 y 7 m pueden verse intraclastos pelíticos dispersos y acompañando la estratificación. También hay intraclastos pelíticos acumulados en la base erosiva del paquete arenoso que se encuentra al tope de la secuencia, con un tamaño que llega hasta los 2 cm de diámetro. Debido a esto, al porte de la estratificación cruzada y a la ausencia de gradación inversa intralámina, se considera que la litofacies St I a lo largo del perfil tiene un origen fluvial. El apilamiento de paquetes compuestos por esta litofacies apunta hacia la existencia de complejos de barras arenosas. Cerca del tope de la secuencia se observa erosión de un paquete arenoso por el siguiente (superficie erosiva e intraclastos pelíticos), con desarrollo de estratificación sigmooidal (estratificación cruzada tangencial a la base y al tope; Figura 7.13). La preservación del tope y la base de al menos uno de estos paquetes arenosos indican la existencia de verdaderas barras fluviales. También permite estimar su tamaño, ya que dicho paquete tiene 1.60 m de espesor.



Figura 7.13: Vista panorámica del afloramiento en el punto Los Rosanos, mostrando la preservación de la geometría de una barra fluvial (tope y base marcados con línea punteada roja)

Las facies de finos solamente aparecen en forma de un paquete de unos 25 cm de espesor, de geometría tabular pero que puede hacerse lenticular en la lateral, de una mezcla de pelita y arenisca. En este nivel han aparecido fósiles, en particular dientes de dinosaurios terópodos (algunos de gran tamaño). Esta facies podría representar restos de una planicie de inundación poco desarrollada o depósitos de un canal secundario en proceso de abandono. Aunque no existe una figura de canal visible, la existencia de barras y complejos de barras fluviales (con una potencia comprobada de casi 2 m), apunta a un sistema fluvial bien desarrollado, permanente.

El perfil levantado en el Cerro Batoví (Figura 6.15A y B) tiene como particularidad que no presenta facies de sedimentos finos. Las facies observadas son todas arenosas, comenzando a la base con intercalación de facies arenosas masivas y con estratificación cruzada de bajo ángulo, denotando la acción de flujos subacuáticos de alto régimen. Estas facies se encuentran asociadas con la facies St II, indicando la presencia de depósitos de origen eólico. Esta asociación indicaría entonces la presencia de un sistema fluvial de tipo efímero.

La sucesión se ve interrumpida por cobertura vegetal, continuando con otra asociación de facies indicadora de sistema fluvial efímero: facies SI I, Sa (Figura 7.14), Sm I y SI I. La sucesión se cubre nuevamente de vegetación, volviendo a aparecer facies arenosas indicadoras de flujos subacuáticos de alto régimen. La cobertura vegetal vuelve a interrumpir la secuencia por 15 m. Al aflorar nuevamente ya se trata de litologías correspondientes al Miembro Rivera: un poco menos de 10 m de areniscas muy finas, cuarzo-feldespáticas, muy bien seleccionadas, con estratificación cruzada en artesa. Se observa laminación por flujo de granos. Al tope se encuentran silicificadas. El perfil finaliza con basaltos.



Figura 7.14: Contacto entre facies Sa y SI I observadas en el Cerro Batovi.

En cuanto a las paleocorrientes medidas, los vientos parecen haber soplado predominantemente hacia el N-NE, mientras que las corrientes fluviales muestran tendencia hacia el SE y SW, lo que condice con lo expuesto en los trabajos de Scherer & Lavina (2006) sobre la Formación Guará.

Hay que remarcar que desde el punto de vista estratigráfico, la mayoría de los afloramientos relevados corresponden a la porción media y basal de la unidad, tal como se muestra en la Tabla 7.1. La mayoría de los afloramientos se encuentran entre las cotas topográficas 140 y 180 m, y comprenden depósitos con estratos horizontales a subhorizontales (con un leve buzamiento hacia el N). No existen fallas que indiquen otra situación estructural, por lo que el posicionamiento en la parte inferior a media del Miembro Batoví es claro. Esto está mostrando además un pasaje desde el E hacia el O de facies predominantemente eólicas (como las observadas en el punto Cuchilla de Ombú) hacia facies predominantemente fluviales (como las observadas en la lateral en los puntos relevados sobre Ruta 59).

La excepción la constituye la sección compuesta levantada en el Camino a la Gruta de los Helechos, donde el pasaje entre ambos miembros aparece a la cota topográfica 164 m. Esto puede ser explicado por el fuerte control estructural ejercido por la falla NE que controla el curso del Río Tacuarembó. El hundimiento del basamento al N de esta falla está evidenciado por la posición del basamento cristalino en la ciudad de Tacuarembó (Pozo Tacuarembó, 350 m) y en el Pozo Bañado de Rocha, próximo al límite N del área de estudio (702 m), marcando una estructura de bloque hundido (de Santa Ana *et al.*, 2006).

Tabla 7.1: Dominancia de las asociaciones de facies en los puntos donde se levantaron perfiles sedimentológicos de detalle y su distribución por cota topográfica.

| Asociaciones de Facies dominantes | Punto | Cotas Topográficas (m) |
|--|---|-------------------------------|
| Facies Fluvio – Eólicas Sistemas Fluviales Efímeros | Cerro Batoví | 200 - 240 |
| Facies Fluviales Sistemas Fluviales Permanentes | Los Rosanos Cantera Bidegain | 160 - 185 |
| Facies Fluvio – Eólicas Sistemas Fluviales Efímeros | Transecta Camino Gruta de los Helechos? Basurero Tacuarembó Ruta 59 I Ruta 59 II Transecta Ruta 59 III Transecta Martinote II Martinote (Bonebed) Tacuarembó | 140 - 170 |
| Facies Eólicas Sistemas de Dunas e Interdunas/Sábanas Húmedas | Cuchilla del Ombú | 140 - 150 |

Capítulo 8:

Conclusiones

Una de las primeras conclusiones es que el Miembro Batoví exhibe una fuerte homogeneidad desde el punto de vista litoestratigráfico en el área de estudio: las areniscas se presentan predominantemente finas y cuarzosas, moderadamente a bien seleccionadas.

En la porción media e inferior del Miembro Batoví se observa una dominancia de litofacies generadas por procesos sedimentarios fluviales, que se asocian en la vertical y la lateral a litofacies generadas por procesos eólicos. Las asociaciones de facies indicadoras de sistemas fluviales dominan en la mayoría de los puntos relevados. En particular, las mejores representaciones de sistemas fluviales permanentes se encuentran en los puntos Cantera Bidegain y Los Rosanos, mientras que para sistemas fluviales efímeros lo hacen las secciones levantadas en el Basurero Tacuarembó y sobre el Camino a Gruta de los Helechos.

Las litofacies asociadas a procesos eólicos dominan en un solo punto (Cuchilla del Ombú), y en localidades cercanas se reconocen ciclos de dunas e interdunas (con pisadas de dinosaurios) completos. También se reconoce la presencia de facies con origen eólico en el resto de los puntos, intercaladas con las facies fluviales o en la base o tope de las secuencias.

A efectos de comprobar si estas observaciones son representativas para todo el miembro inferior de la Formación Tacuarembó, es necesario un trabajo de campo con una mayor densidad de puntos relevados, que incluyan además a la porción superior del miembro.

Las facies y asociaciones de facies reconocidas en el área de estudio indican procesos sedimentarios desarrollados en un ambiente de desierto, con arena seca disponible para generar dunas aisladas, separadas por zonas de interdunas, y sábanas eólicas, pero con una buena disponibilidad de agua. La

presencia de agua permitió la existencia de algunos ríos permanentes y una freática cercana al sustrato, ambos con niveles de agua mantenidos por precipitaciones esporádicas (¿estacionales?). La ocurrencia de la litofacies Sa apunta a la existencia de una freática relativamente cercana a la superficie, capaz de intersectar a la misma y generar la humedad suficiente para el desarrollo de estructuras de adhesión en dichos depósitos eólicos (sean sábanas de arena o interdunas). Esas mismas precipitaciones también mantuvieron un sistema de ríos efímeros, torrenciales, que transportaban grandes cargas de fondo que eran depositadas como paquetes masivos al perder súbitamente su capacidad de carga. La dominancia de las litofacies Sm I y II, que representan la acción de flujos de alto régimen con una gran carga de sedimentos, depositados en forma brusca, marcan que existieron fluctuaciones rápidas en el caudal.

En los puntos relevados no se observaron asociaciones de facies caracterizando importantes cuerpos lacustres. Sin embargo, es importante identificar aquellos afloramientos con características similares al del punto Cantera Bidegain y analizarlos con mayor profundidad. La existencia en este punto de una sucesión con estratos tabulares compuestos por las litofacies FI, con facies arenosas supra e infrayaciendo, marcaría la existencia de cuerpos de agua estacionada asociados a sistemas fluviales distales.

En cuanto a la naturaleza de los sistemas fluviales que se encontraban en funcionamiento, parecen haber sido tanto efímeros como permanentes. La interpretación del estilo fluvial resulta más compleja, ya que en el presente trabajo la información proviene, básicamente, de la observación de afloramientos, los cuales en general brindan información en dos dimensiones. Diversos autores han reconocido la problemática con la que nos encontramos al aplicar modelos de facies en el estudio de sistemas fluviales *braided*, ya que por su propia naturaleza tienden a ser sistemas muy complejos y menos predecibles que los meandriformes, que tienden a presentar las clásicas sucesiones granodecrecientes representando las barras de meandro (Allen, 1983; Gibling, 2006; Miall, 2014).

Es esencial prestar atención a la geometría y arquitectura interna de los depósitos, ya que la inconsistencia natural de los sistemas fluviales provoca que la morfología de los canales varíe río abajo en respuesta a cambios en la pendiente, la carga sedimentaria, el material de los márgenes, el clima y la tectónica, no pudiendo asumir que el estilo fluvial se mantenga constante a lo largo de todo el río (Miall, 2014).

La existencia del elemento arquitectural DA (macroforma de acreción frontal) en el Punto Cantera Bidegain y la preservación de la geometría de barra fluvial en los afloramiento de la localidad Los Rosanos, permiten arriesgar una interpretación de los sistemas fluviales como *braided*. Para el resto de los puntos en donde se describieron facies con un origen fluvial, las mismas apuntan a ríos efímeros, someros, poco canalizados o totalmente desconfiados, con grandes variaciones de caudal.

La asociación lateral y vertical de depósitos eólicos con depósitos subacuáticos es una constante en prácticamente todos los afloramientos estudiados. El escenario ambiental que surge es el de un ambiente de desierto en un clima semi-árido a árido, con sistemas fluviales tanto permanentes como efímeros capaces de sustentar una rica fauna acuática y terrestre. La presencia de grandes dinosaurios herbívoros como los saurópodos lleva a pensar en la existencia de vegetación y reafirman lo anterior. Una reconstrucción esquemática paleoambiental se propone en la Figura 8.1.

Una correlación sobre la base de cotas topográficas y relaciones estratigráficas evidenció cuatro grandes grupos naturales de asociaciones de facies como lo muestra la Tabla 7.1.

Un punto interesante a abordar en el futuro es una comparación entre las litofacies del Miembro Batoví y las del Miembro Rivera. Existe un consenso en la literatura geológica sobre el origen netamente eólico del miembro superior, en un contexto de un clima árido a hiperárido, dado por las litofacies dominantes y los atributos litológicos. Si se confirma este escenario, se está

ante dos situaciones litoestratigráficas bastante diferentes, que podrían indicar la existencia de una importante discontinuidad temporal entre ambos miembros y ser evidencia de un cambio en el estilo depositacional de la Cuenca Norte. Esto estaría acorde con la división litoestratigráfica en Formación Tacuarembó y Formación Rivera, en un esquema similar al de sus correlatos en territorio brasilero (formaciones Guará y Botucatu, respectivamente). Son necesarios futuros trabajos de campo que aborden esta problemática.

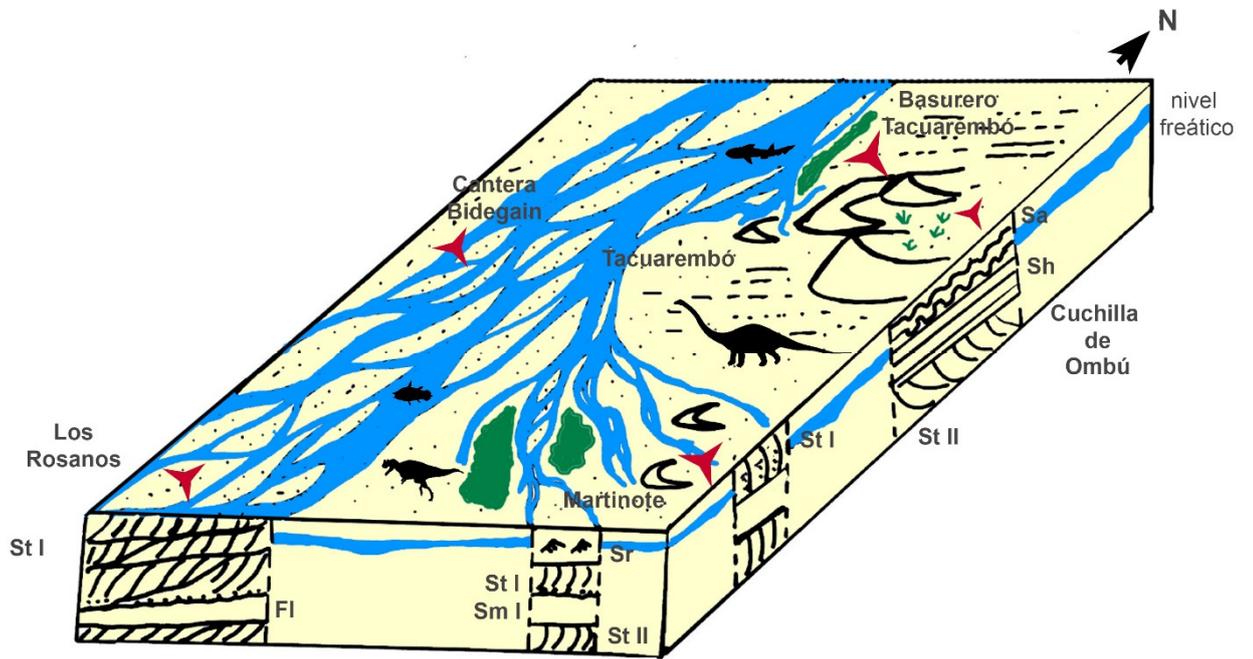


Figura 8.1: Reconstrucción paleoambiental esquemática para la Formación Tacuarembó (posición de localidades y organismos no se encuentran a escala real). Las estrellas indican la posición de algunos de los afloramientos estudiados.

Bibliografía

- Aguilar Goso, C.A. (1995) Análise Estratigráfica da Formação San Gregorio (P) na borda leste da Bacia Norte uruguaia. Dissertação de Mestrado, IGCE-UNESP, Rio Claro, 214 p.
- Al-Masrahy, M.A. & Mountney, N.P. (2015) A classification scheme for fluvial-aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research*, 17: 67-88.
- Allen JRL (1983) Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33:237–293.
- Bongiolo, D.E. & Scherer, C.M.S. (2010) Facies architecture and heterogeneity of the fluvial – aeolian reservoirs of the Sergi formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 1885-1897.
- Bossi, J. (1966) Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones de la Universidad de la República, Montevideo, 469 pp.
- Bossi, J.; Ferrando, L.A.; Fernández, A.N.; Elizalde, G.; Morales, H.; Ledesma, J.J.; Carballo, E., Medina, E.; Ford, I. y Montaña, J.R. (1975) Carta Geológica del Uruguay, Escala 1: 1.000.000. Dirección de Suelos y Fertilizantes, Montevideo.
- Bossi, J; Ferrando, L.A.; Montaña, J.; Morales, H.; Campal, N.; Gancio, F.; Piñeiro, D.; Schipilov, A, y Sprechmann, P. (1998) *Carta Geológica del Uruguay*, Escala 1: 500.000. Geoeditores S.R.L., Montevideo.

- Bossi, J. y Heide, E. (1970) Carta Geológica del Uruguay a escala 1: 100.000; Sector XVIII. Departamento de Publicaciones de la Universidad, Boletín N°3, Montevideo.
- Brookfield, M.E. & Silvestro, S. (2010) Eolian Systems. En: James, N.P. & Dalrymple, R.W. (eds), *Facies Models*. Geological Association of Canada, Series: GEOText 6, 139-166.
- Caorsi, J. y Goñi, J. (1958) Geología Uruguaya. *Boletín del Instituto Geológico del Uruguay*, 37: 1-73.
- Collinson, J.D. (1969) The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 194-221.
- Collinson, J.D. (1986) Deserts. En: Reading, H.G. (ed), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 95-112.
- Da Silva, J.S. (1990) Paleontología de la Formación Tacuarembó (Uruguay) – Avance 1989. *Actas del I Congreso Uruguayo de Geología*, 2: 27-31.
- Dalrymple, R.W. (2010) Interpreting Sedimentary Successions: Facies, Facies Analysis and Facies Models. En: James, N.P. & Dalrymple, R.W. (eds), *Facies Models*. Geological Association of Canada, Series: GEOText 6: 6-18.
- de Santa Ana, H. y Veroslavsky, G. (2004) La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte del Uruguay. Edad Jurásico-Cretácico Temprano. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales-Mesozoico*. 2da edición, D.I.R.A.C., Montevideo, 53-76.

- de Santa Ana, H.; Goso, C. y Daners, G. (2006) Cuenca Norte: estratigrafía del Carbonífero-Pérmico. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales-Paleozoico*. DI.R.A.C., Montevideo, 147-207.
- de Santa Ana, H.; Veroslavsky, G.; Fulfaro, V. y Rossello, E. (2006) Cuenca Norte: evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales-Paleozoico*. DI.R.A.C., Montevideo, 209-244.
- do Amarante, F.B. (2015) *Arquitetura de Fácies e Evolução Estratigráfica da Formação Taquarembó, Bacia Norte – Uy*. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 65 p.
- Falconer, J.D. (1931) Terrenos gondwánicos del departamento de Tacuarembó. Memoria Explicativa del Mapa Geológico. *Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones*, 15: 1-17.
- Falconer, J.D. (1937) The Gondwana System of north eastern Uruguay with special reference to the Eogondwana beds. *Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones*, 23: 1-112.
- Ferrando, L. y Andreis, R.R. (1986) Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay. *Actas del Primer Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos*, ARPEL, Buenos Aires, 295-323.
- Ferrando, L.; Andreis, R.R. y Montaña, J. (1987) Estratigrafía del Triásico-Jurásico uruguayo en la Cuenca de Paraná. *Actas III Simposio Sul-Brasileiro de Geología*, Curitiba. SBG, 1:373-378.

- Fortier, D.; Perea, D. and Schultz, C. (2011) Redescription and phylogenetic relationships of *Meridiosaurus vallisparadisi*, a pholidosaurid from the Late Jurassic of Uruguay. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 163: S257-S272.
- Franca, A.B.; Milani, E.J.; Schneider, R.L.; López-Paulsen, O.; López, J.M.; Suárez-Soruco, R.; de Santa Ana, H.; Weins, F.; Ferreiro, O.; Rossello, E.A.; Bianucci, E.H.; Aramayo-Flores, R.F.; Vistalli, M.C.; Fernández-Seveso, F.A.; Fuenzalida, R.P. and Muñoz, N. (1995) Phanerozoic correlation in Southern South America. En: Tankard, A.J.; Suárez-Soruco, R. and Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*, American Association Petroleum Geologists Memoir, 62: 129-161.
- Fryberger, S. G.; Al-Sari, A.M. & Clisham, T.J. (1983) Eolian dune, interdune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an off-shore prograding sand sea, Dharan Area, Saudi Arabia. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 67: 280-312.
- Fryberger, S. G., Hesp, P. & Hastings, K. (1992) Aeolian granule ripple deposits, Namibia. *Sedimentology*, 37: 23-43.
- Fryberger, S.G. & Schenk, C. (1988) Pin stripe lamination – a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, 55: 1-15.
- Gibling, M.R. (2006) Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76:731–770.
- Gressly, A. (1838) Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschriften Der Allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesammten Naturwissenschaften*, 2: 1-112.

- Goso, H. (1972) Cuaternario. Programa de estudio y levantamiento de suelos del Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca (MGAP), Montevideo, 1-12 (Informe interno).
- Goso, H. y de Santa Ana, H. (1986) Evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Norte uruguaya. Modelo preliminar. LX RANE 1986, *Presente y futuro de la exploración de hidrocarburos en las cuencas latinoamericanas*, ARPEL, Lima. 30 p.
- Goso, C. y Perea, D. (2004) El Cretácico post-basáltico y el Terciario Inferior de la Cuenca Litoral del Río Uruguay: geología y paleontología. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales-Mesozoico*. 2da edición, DI.R.A.C., Montevideo, 143-171.
- Herbst, R. y Ferrando, L.A. (1985) *Cyzicus (Lioestheria) ferrandoi* n.sp. (Conchostraca, Cyzicidae) de la Formación Tacuarembó (Triásico Superior) de Uruguay. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 16(1): 29-47.
- Hunter, R.E. (1977) Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24: 361-387.
- Kocurek, G.A. (1981) Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aelian dune sands. *Sedimentology*, 31: 125-127.
- Kocurek, G.A. (1996) Desert Eolian Systems. En: Reading, H.G. (ed), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd ed). Blackwell Publishing, Oxford, 125-153.

- Kocurek, G.A. & Dott, R.H. Jr. (1981) Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 579-595.
- Kocurek, G. & Fielder, G. (1982) Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 1229-1241.
- Lavina, E.L.; Azevedo, S.A.K.; Barberena, M.C. y Fernando, L. (1985) Contribuição à estratigrafia e paleoambiente da Formação Tacuarembó no noroeste do Uruguai. *Pesquisas em Geociências*, 17: 5-23.
- Lavina, E.L. e Scherer, C.M.S. (1997) Arquitetura estratigráfica da sedimentação Neopermiana e Mesozóica na região oeste do estado do Rio Grande do Sul. Implicações na construção do arcabouço cronoestratigráfico da Bacia do Paraná. *Boletim de Resumos do 3º Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná*, 33-34.
- Martínez, S. and Figueiras, A. (1991) Two new Mesozoic species of *Diplodon* (Bivalvia: Hyriidae) from Uruguay. *Walkerana*, 5(14): 217-223.
- Martínez, S.; Figueiras, A. and Da Silva, J.S. (1993) A new Unionoid (Mollusca, Bivalvia) from the Tacuarembó Formation (Upper Triassic-Upper Jurassic), Uruguay. *Journal of Paleontology*, 67(6): 962-965.
- Mesa, V. (2012) Icnofósiles de la Formación Tacuarembó (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) de Uruguay: descripción, tafonomía e inferencias paleoambientales. Tesis de Maestría. 138 p.
- Mesa, V. & Perea, D. (2015) First Record of Theropod and Ornithopod Tracks and Detailed Description of Sauropod Trackways from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic-?Early Cretaceous) of Uruguay. *Ichnos*, 22(2):109-121.

- Miall, A.D. (1977) A review of the braided river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13: 1-62.
- Miall, A.D. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 13: 1-62.
- Miall, A.D. (2010) Alluvial Deposits. En: James, N.P. & Dalrymple, R.W. (eds), *Facies Models*. Geological Association of Canada, Series: GEOText 6: 105-137.
- Miall, A. D. (2014) *Fluvial Depositional Systems*. Springer Geology, Switzerland, 316 p.
- Middleton, G.V. (1978) Facies. En: Fairbridge, R.W. & Bourgeois, J. (eds.), *Encyclopedia of Sedimentology*. Hutchinson & Ross, Stroudsbury, Pennsylvania, Dowden, 323-325.
- Milani, E.J. (2004) Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. En: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R. e Brito Neves, B.B. (org.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Editora Beca, São Paulo, 265-279
- Milani, E.J. and Thomaz Filho, A. (2000) Sedimentary Basins of South America. En: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Edição especial do 31st International Geological Congress, 389-449.
- Mones, A. (1980) Nuevos elementos de la Paleoherpeto fauna del Uruguay (Crocodilia & Dinosauria). *Actas del II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología*, Buenos Aires, 1: 265-277.

- Mones, A. and Figueiras, A. (1981) A geo-paleontological synthesis of the Gondwana formations of Uruguay. En: Cresswell, M.M. and Vella, P. (eds.), *Gondwana V*. Balkema, Rotterdam, 47-52.
- Mountney, N. (2006) Eolian Facies Models En: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (eds.), *Facies Models Revisited*, SEPM Special Publication, 84: 19-83.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1972) Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 11: 161-199.
- Muzio, R. (2004) El magmatismo mesozoico en Uruguay. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales-Mesozoico*. 2da edición, DI.R.A.C., Montevideo, 77-102.
- Nichols, G. (2009) *Sedimentology and Stratigraphy* (2nd ed.) Wiley-Blackwell, Oxford. 419 p.
- Paim, P.S.G. & Scherer, C.M.S. (2003) Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. En: Paim, P.S.G.; Faccini, U.F. & Netto, R.G. (eds), *Geometria, Arquitetura e Heterogeneidades de Corpos Sedimentares – Estudo de casos*. Publicação do programa de Pós-Graduação em Geologia, UNISINOS, 38-58.
- Perea, D. y Martínez, S. (2004) La Formación Tacuarembó: su fauna y su edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales-Mesozoico*. DI.R.A.C., Montevideo, 103-115.

- Perea, D.; Soto, M.; Sterli, J.; Mesa, V.; Toriño, P.; Roland, G. & Da Silva, J. (2014) *Tacuarembemys kusteræ*, gen. et sp. nov., a new Late Jurassic–earliest Cretaceous continental turtle from western Gondwana. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 34:6, 1329-1341
- Perea, D.; Soto, M.; Toriño, P. & Maisey, J. (2016) A new sawfish from the Late Jurassic of Uruguay: the oldest known pristid? Resúmenes de las XXX *Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*, Buenos Aires, Argentina. p. 39.
- Perea, D., Soto, M., Veroslavsky, G., Martínez, S. and Ubilla, M. (2009) A Late Jurassic fossil assemblage in Gondwana: Biostratigraphy and correlations of the Tacuarembó Formation, Parana Basin, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 168-179.
- Perea, D.; Ubilla, M. and Rojas, A. (2003) First report of theropods from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Uruguay. *Alcheringa*; 27: 79-83
- Perea, D.; Ubilla, M.; Rojas, A. and Goso, C. (2001) The West Gondwanan occurrence of the hybodontid shark *Priohybodus* and the Late Jurassic-Early Cretaceous age of the Tacuarembó Formation, Uruguay. *Palaeontology*, 44: 1227-1235.
- Preciozzi, F.; Spoturno, J.; Heinzen, W. y Rossi, P. (1985) *Carta geológica del Uruguay (1: 500.000)*. DINAMIGE, Montevideo.
- Pye, K. & Tsoar, H. (2009) *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer-Verlag, Berlín, 458 p.
- P y T Consultora SRL (2007) Informe Final de Relevamientos Geológicos, Informe Técnico, Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní, Buenos Aires, 93 p.

- Reading, H.G. (2003) Facies Models. En: Middleton, G.V. (ed), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers, Boston, 268-272.
- Salamuni, R. & Bigarella, J.J. (1967) Botucatu Formation. En: Bigarella, J.J.; Becker, R.D. y Pinto, I.D. (eds.), *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, PR, Brasil, 197-206.
- Salvador, A. (Ed.) (2012) *International Stratigraphic Guide: a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. IUGS, 2da edición, 206 p.
- Scherer, C.M.S. (2000) Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137: 63–84.
- Scherer, C.M.S. (2004) *Sedimentologia e Estratigrafia de Sistemas Fluviais e Eólicos*. Apostila do curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS, 151 p.
- Scherer, C.M.S.; Faccini, U.F. y Lavina, E.L. (2000) Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. En: Holz, M., De Ros, L.F. (eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Editora da Universidade/ UFRGS, Porto Alegre, 335–354.
- Scherer, C.M.S. and Lavina, E.L.C. (2005) Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian–fluvial strata of the Upper Jurassic Guar Formation, Southern Brazil. *Sedimentology*, 52: 1323–1341.
- Scherer, C.M.S. and Lavina, E.L.C. (2006) Stratigraphic evolution of a fluvial–eolian succession: The example of the Upper Jurassic–Lower

Cretaceous Guará and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 9: 475-484.

Selley, R.C. (1996) *Ancient Sedimentary Environments and their subsurface diagnosis*. Chapman & Hall, London, 300 p.

Shen, Y.; Gallego, O.F. and Martínez, S. (2004) The conchostracan subgenus *Ortheastheria (Migransia)* from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic-?Early Cretaceous, Uruguay) with notes on its geological age. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 631-638.

Soto, M.; De Carvalho, M.S.S.; Maisey, J.G.; Perea, D. and Da Silva, J. (2012a) Coelacanth remains from the Late Jurassic-?earliest Cretaceous of Uruguay: the southernmost occurrence of the Mawsoniidae. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32(3): 530-537.

Soto, M. and Perea, D. (2008) A ceratosaurid (Dinosauria, Theropoda) from the Late Jurassic-Early Cretaceous of Uruguay. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28(2): 439-444.

Soto, M. and Perea, D. (2010) Late Jurassic lungfishes (Dipnoi) from Uruguay, with comments on the systematic of Gondwanan ceratodontiforms. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30(4): 1049-1058.

Soto, M.; Perea, D. and Toriño, P. (2012b) New remains of *Priohyodus arambourgi* (Hybodontiformes: Hybodontidae) from Late Jurassic-?earliest Cretaceous deposits in Uruguay. *Cretaceous Research*, 35: 118-123.

Soto, M.; Mesa, V.; Perea, D.; Toriño, P. & Batista, A. (2014) New remains of *Mawsonia* (Actinistia: Mawsoniidae) from the Late Jurassic-?earliest Cretaceous of Uruguay. Resúmenes del *4th International Paleontological Congress*, Mendoza, Argentina.

- Soto, M.; Perea, D., Toriño, P. & Maisey, J. (2015) Un probable pez sierra (Elasmobranchii: †Pristidae) en el Miembro Batoví (Jurásico Tardío) de la Formación Tacuarembó, Uruguay. *V Congreso Latinoamericano de Paleontología de Vertebrados*, Colonia del Sacramento, Uruguay.
- Soto, M.; Perea, D.; Toriño, P.; Batista, A. & Montenegro, F. (2016) New remains of *Meridiosaurus valliparadisii* (Crocodyliformes, Pholidosauridae) from the Tacuarembó Formation (Late Jurassic) of Uruguay. *Resúmenes de las XXX Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*, Buenos Aires, Argentina. p. 47.
- Sprechmann, P.; Bossi, J. y Da Silva, J. (1981) Cuencas del Jurásico y Cretácico del Uruguay. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (eds.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, Comité Sudamericano para el Jurásico y Cretácico, Germano Artes Gráficas, Buenos Aires, 239-270.
- Stear, W.M. (1985) Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient flood deposits in the southwestern Karoo region. *Sedimentary Geology*, 45: 209-230.
- Takashima, R.; Nishi, H.; Huber, B.T. and Leckie, R.M. (2006) Greenhouse world and the Mesozoic ocean. *Oceanography*, 19(4):82–92.
- Ubilla, M. y Martínez, S. (2016) *Geology and Paleontology of the Quaternary of Uruguay*. SpringerBriefs in Earth System Sciences, p 77.
- Ubilla, M.; Veroslavsky, G. y Martínez, S. (2003) El Mesozoico. En: Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (eds), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales-Mesozoico*. D.I.R.A.C., Montevideo, 11-32.

Walther, K. (1911) Über permotriassische Sandsteine und Eruptivdecken aus der Norden der Republik Uruguay. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, und Paläontologie*, 31: 575–609.

Walther, K. (1933) Restos de un pez ganoide de gran tamaño, proveniente del Neogondwana uruguayo. *Boletín del Instituto de Geología y Perforaciones*, 19: 65-72.

Wildner, W.; Ramgrab, G.E.; Lopes, R.; Carlos Moacyr e Iglesias, C.M.F. (2008) *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*, escala 1:750.000, Projeto Mapas Estaduais, CPRM, Porto Alegre, versión digital.