

# REVISIÓN Y NUEVOS APORTES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS ACANTILADOS ENTRE MAR DE COBO Y MIRAMAR, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Federico ISLA<sup>1</sup>, Matías TAGLIORETTI<sup>1</sup> y Alejandro DONDAS<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (CONICET-UNMDP, Mar del Plata. E-mail: fisla@mdp.edu.ar

<sup>2</sup> Museo Municipal de Ciencias Naturales "Lorenzo Scaglia", Mar del Plata

## RESUMEN

Los acantilados marinos de Mar del Plata representan una de las localidades más completas del Cuaternario sudamericano con diferencias significativas en la estratigrafía entre los del norte y los del sur. El registro plio-pleistoceno está compuesto de una sucesión loessoides casi uniforme de limos gruesos y arenas muy finas transportados a la región por procesos eólicos pero repositados por procesos fluviales que le imprimieron características muy distintivas. La Formación Chapadmalal se ubica en la base de estos acantilados y culmina con un nivel de tosca muy extendido que representa la base de depósitos fluviales con nombres formacionales Barranca de Los Lobos, Punta Vorohué y Punta San Andrés. Hacia el tope, la Formación Miramar significó una reactivación del paisaje con aumento de los procesos debidos a la pendiente y transporte de clastos de tosca. Durante el Pleistoceno superior, el espacio de acomodación había disminuido hacia el sur mientras que hacia el flanco norte había suficiente espacio para la agradación de ríos meandriformes y colmatación con depósitos de lagunas.

**Palabras clave:** *Formación Chapadmalal, Formación Miramar, estratigrafía, estructuras sedimentarias, secuencias fluviales*

## ABSTRACT

*Review and new contributions about the stratigraphy and sedimentology of the coastal cliffs between Mar de Cobo and Miramar, Buenos Aires province*  
The coastal cliffs of Mar del Plata are of the more complete localities of the Southamerican Quaternary, with significant differences in the stratigraphy between the northern and southern flanks. The Plio-Pleistocene record is composed by an almost uniform sequence of coarse silt and very fine sand transported to the area by eolian processes although the last imprint denotes very characteristic fluvial processes. Chapadmalal Formation is located at the toe of these cliffs and is overlapped by an extended caliche level that is the base of the fluvial deposit recognized as Barranca de Los Lobos, Punta Vorohué and Punta San Andrés units. To the top, Miramar Formation shows an increase in the gravity-dominated phenomena and transport of caliche pebbles. During the upper Pleistocene, the accommodation space had diminished towards the southern flank while to the north there was plenty of accommodation space for the aggradation of meandering rivers and the infilling of shallow lakes.

**Keywords:** *Chapadmalal Formation, Miramar Formation, stratigraphy, sedimentary structures, fluvial sequences*

## INTRODUCCIÓN

Los restos óseos provenientes de los acantilados ubicados entre Mar del Plata y Miramar originaron el interés de muchos investigadores, los que en un primer momento se encargaron tanto de los aspectos paleontológicos como de los estratigráficos. Uno de los primeros en dejar registro de sus observaciones fue Florentino Ameghino (1908), definiendo para la zona un nuevo piso estratigráfico, el Chapadmalalense, que conformaba el sector inferior de las barrancas; superpuesto a este reconoció al Ensenadense, cuya sección tipo ya conocía de las riberas del Río de la Plata. Por su parte los pisos

Bonaerense, Lujanense y Platense, sólo se encontraban representados en las desembocaduras de los ríos y arroyos que drenaban la zona. Posteriormente Frenguelli (1928) recorrió y describió estos acantilados reconociendo la sucesión de ambientes y sus variaciones laterales. La dualidad Chapadmalalense/Ensenadense establecida por Ameghino (1908) se mantuvo hasta que Risso Domínguez (1949) puso en evidencia que entre ambos pisos existen otros niveles estratigráficos de edad intermedia. Ya para esa época había un sesgo en las colecciones paleontológicas originadas por aquella dualidad de principios de siglo.

Basado en la información recabada por su

padre, aportes de Groeber, y fuertemente influenciado por la obra de Risso Domínguez, Jorge Kraglievich (1952) realizó una muy acabada descripción estratigráfica de estos acantilados, aportando un perfil extendido, ampliamente utilizado por las prospecciones paleontológicas posteriores. Seguidamente el mismo Kraglievich modificó su esquema inicial (Kraglievich 1959a, b), principalmente con relación al sector sur, extendido entre Punta Vorohué y Punta Hermengo, y en las evidencias que reconociera en Centinela del Mar (Arroyo Malacara).

El mismo Kraglievich proveyó muestras a Teruggi, restringidas a los niveles loessoides para los cuales se realizaron estu-

**CUADRO 1:** Cuadro estratigráfico de la zona (modificado de Kraglievich 1952 y Schnack *et al.* 1982) con definición de ambientes de sedimentación (modificado de Zárate y Fasano 1989).

E.I.O	Edades mamífero	Unidades estratigráficas	Paleoambientes
1 6 ka.	Platense	Mar Chiquita ✨	Playa, estuario
		Lujanense	Loess
2 5e 120 ka.	Lujanense	Lobería	Canales fangosos
		Santa Isabel ✨	Planicie aluvial, loess
		Arroyo Seco	Playa, barrera
6 2.5 M.a.	Ensenadense	Miramar	Planicie aluvial con niveles loésicos
		Marplatense (Uquiense)	Planicie aluvial
	Chapadmalalense	San Andrés ✨	Canales fluviales
		Vorohué	Fluvial a loésico
3.5 M.a.	Chapadmalalense	Barranca de los Lobos	Loésico a fluvial
		Chapadmalal ✨	

Las estrellas indican unidades datadas por métodos absolutos y las unidades grises corresponden a interglaciales. EIO: Estadios isotópicos del oxígeno.

dios granulométricos y composicionales (Teruggi *et al.* 1957). Debido a la homogeneidad textural evaluada por Teruggi y colaboradores, y a las dificultades de realizar un esquema litoestratigráfico detallado, Zárate (1989) propuso un esquema aloestratigráfico para el sector, entre el Balneario Los Acantilados y el arroyo Chapadmalal, describiendo y caracterizando diferentes facies fluviales, e introduciendo los paleosuelos como niveles estratigráficos guías. Sus resultados mantuvieron en vigencia el esquema estratigráfico de Kraglievich (1952 y 1959) incorporado en las colecciones paleontológicas, pero brindó un marco de referencia más detallado y a escala en donde poder referir nuevos hallazgos. Posteriormente, Beilinson (2009, 2011), estudió la estratigrafía de detalle, la morfometría de los paleocauces y su evolución paleoambiental con el objeto de comprender los efectos de los cambios en los niveles de base durante la depositación de la aloformación Punta San Andrés.

Los esquemas estratigráficos de Kraglievich y aquellos derivados de estos fueron revisados por parte de los autores de la presente contribución, basándose en

nuevas evidencias paleontológicas y geológicas. El objetivo de este trabajo es caracterizar sedimentológica y estratigráficamente los acantilados entre Mar de Cobo y Miramar, siguiendo criterios modernos (Zárate 1989, Beilinson 2011) y una perspectiva similar, tanto para los bajos acantilados del norte como para los que adquieren mayor altura en Barranca de los Lobos. Se tuvieron particularmente en cuenta estructuras sedimentarias, bioturbaciones, deformaciones, calcretas, variaciones en el potencial de oxidación o reducción. Las defensas costeras construidas en los últimos años han mejorado el acceso a sectores que anteriormente no lo eran y que ahora justifican esta revisión estratigráfica. Se incluyen en el cuadro estratigráfico los depósitos de las últimas dos transgresiones marinas definidas en el esquema de estadios isotópicos del oxígeno (Cuadro 1). A los efectos de facilitar la lectura se mantienen algunos términos cronoestratigráficos de amplia difusión entre especialistas.

#### Acronimos

AAL: Aloformación Arroyo Lobería.

APLL: Aloformación Playa Los Lobos.

APMH: Aloformación Punta Martínez de Hoz.

APSA: Aloformación Punta San Andrés.

APSC: Aloformación Playa San Carlos.

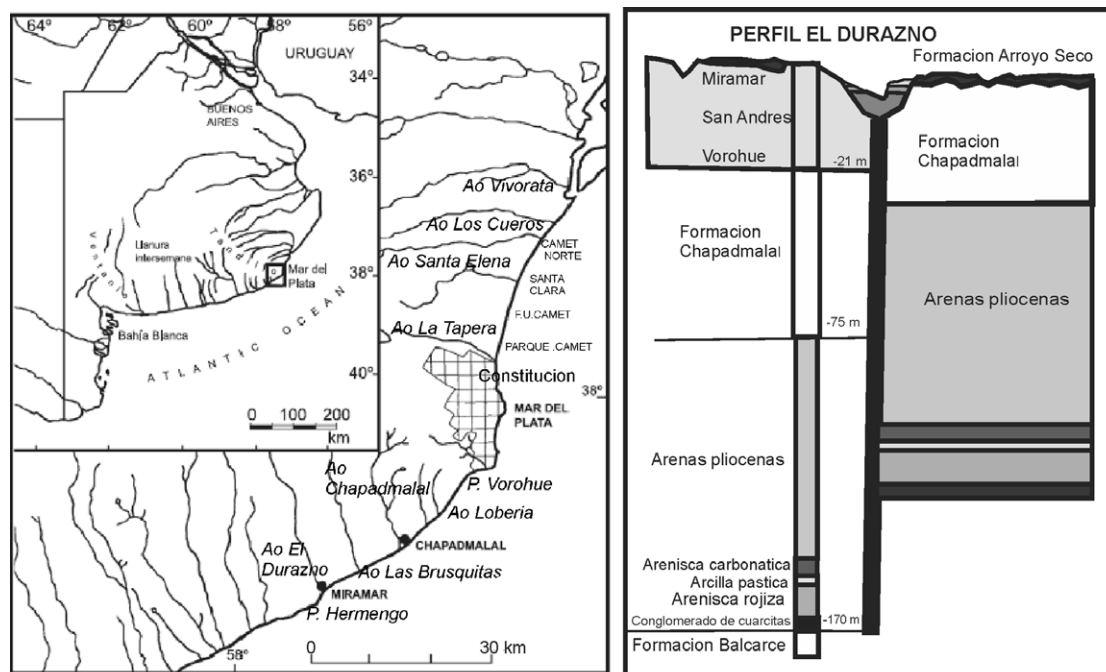
MACN: Museo Argentino de Ciencias Naturales de Buenos Aires.

MMP: Museo Municipal de Ciencias Naturales de Mar del Plata "Lorenzo Scaglia".

MLP: Museo de Ciencias Naturales La Plata.

#### Zona de estudio

Los acantilados objeto de este estudio abarcan unos 70 km entre Mar de Cobo (37°49' 43"S; 57°29' 32"O) y Miramar (38°16' 12"S; 57°49' 36"O) y comprenden la costa de tres partidos: Mar Chiquita, General Pueyrredón y General Alvarado. Se subdividió la zona en un sector norte y otro sur utilizando como límite natural entre ambos el sistema de Tandilia. El sector norte se extiende desde Mar de Cobo (Mar Chiquita) a la Av. Constitución (Gral. Pueyrredón); el sector sur queda definido entre el Arroyo Corrientes y la ciudad de Miramar. Diversos cursos de agua corren encajonados por el faldeo sur de Tandilia: Lobería, Seco, Chapadmalal, Las Brusquitas y El Durazno (Fig. 1 y 2). En el sector norte, los arroyos La Tapera, Santa Elena, Seco, Los Cueros y Vivorata divagan en una planicie de escasos desniveles relativos. Los sistemas fluviales se desarrollan sobre ambas planicies conformadas mayormente por sedimentos loesoides que suelen presentar niveles de tosca conspicuos, que limitan en gran medida la migración lateral y vertical de los sistemas fluviales, hecho observado para ambas vertientes. Las diferencias tectónicas entre la vertiente norte y la sur de menor pendiente, fueron referidas con los términos informales costa de Heusser y costa de Claraz respectivamente (Tapia 1937). La finalización del sistema de Tandilia en sectores sumergidos aledaños a la ciudad de Mar del Plata (Cingolani 2008) facilitó una costa acantilada, cuya altura máxima alcanza los 34 m en el sector sur conocido como barranca de Los Lobos (punta Martínez de Hoz). Los acantilados del sector norte son de menor altura (máximo 10 m



**Figura 1:** Ubicación de la zona de estudio. Descripción estratigráfica basado en la perforación practicada sobre el margen del arroyo El Durazno (modificado de Frenguelli y Outes 1924).

en proximidad de Parque Camet) y desaparecen en las cercanías de Mar de Cobo. Los trabajos paleontológicos y geológicos originales se concentraron en el sector sur (Ameghino 1908, Frenguelli 1928, Roth 1921, Kraglievich, 1934, Risso Domínguez 1947, Kraglievich 1952, 1959, Zarate y Fasano 1989, Cione y Tonni 1995) persistiendo esta tendencia en la actualidad. La reciente construcción de obras de defensa marítima y modificaciones del terreno han facilitado el acceso a sectores acantilados antes inaccesibles; por otro lado han causado la erosión y sepultamiento de afloramientos muy importantes (Ceni *et al.* 2011, Isla 2011).

## MARCO ESTRATIGRÁFICO

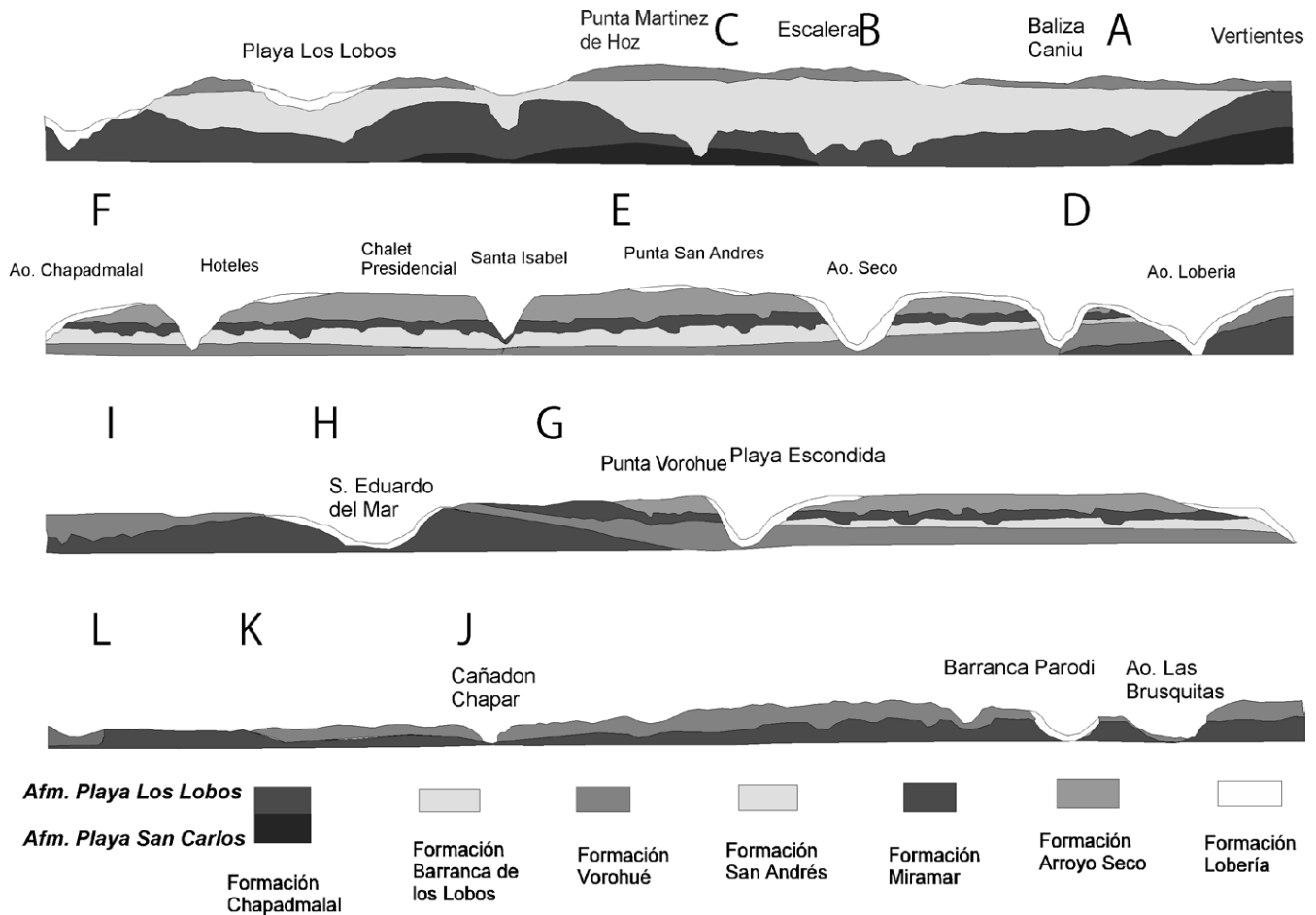
Como fuera mencionado en la introducción, en los primeros estudios (Ameghino 1908) sólo se reconocieron en los acantilados del sur de Mar del Plata dos pisos: Chapadmalense y Ensenadense. Las nuevas observaciones se realizaron en el marco de nuevos accesos a ciertos sectores (escaleras y pedraplenes).

Aquella propuesta original de Ameghino fue modificada por Frenguelli (1928) y posteriormente por Risso Domínguez (1949) que identificó estratos de edad intermedia entre el Chapadmalense y el

Ensenadense: los niveles Chapadketralense, Chapadvorense, Vorohuense, Curalarense, Pequense y Lologhuense. También identificó una cuenca sedimentaria de aproximadamente 10 km de longitud, entre el Arroyo Lobería y la Punta Vorohué, donde los estratos se destacaban por su horizontalidad (Fig. 2). Kraglievich (1952) diferenció 7 formaciones, asignando edades de acuerdo a su contenido paleontológico y categorizando las discordancias de tipo erosiva y/o angular. De acuerdo a su esquema, la base de los acantilados se inician con la Formación Chapadmalal que aflora en la Barranca de los Lobos para hundirse en la desembocadura del arroyo Lobería, y volver a aflorar en Punta Vorohué (Fig. 2). En los acantilados del sector de Playa San Carlos y Baliza Caniú existe un espeso depósito fluvial localizado, que Kraglievich denominó Formación Barranca de los Lobos. Se superpone la Formación Vorohué constituida por limos y arenas finas depositadas en canales fluviales entre el arroyo Lobería y la punta Vorohué. Suprayace la Formación San Andrés, formada por depósitos de lagunas, aunque también se ha descrito como conformando planicies aluviales. El mismo Kraglievich en Centinela del Mar (1959b) rectificó su esquema de 1952, interpretando que ambas formacio-

nes comprendían un mismo ciclo de sedimentación, y reuniéndolas bajo el nombre de Formación Vorohué. La Formación Miramar representa cambios muy significativos en la disponibilidad de material y capacidad de transporte fluvial. Principalmente se trata de depósitos de canal que erosionaron la Formación San Andrés y que tienen como nivel estructural un depósito de tosca.

Lamentablemente el estratotipo de esta formación no se encuentra disponible en donde fuera descrito inicialmente debido a construcciones costeras practicadas en la ciudad de Miramar. La Formación Arroyo Seco se compone de depósitos mayormente limo-arenosos del Pleistoceno donde se reconocen facies loésicas depositadas por el viento, y facies fluvio-lacustres. Por encima, Kraglievich distinguió la Formación Lobería para sedimentos limosos de colores amarillentos a grisáceos sin estratificación evidente que se depositó sobre la red de drenaje actual. Los dos pisos estratigráficos más modernos (Bonaerense y Lujanense *sensu* Cione y Tonni 1995, 1996) están muy condensados en el tramo Chapadmalal-Miramar, por lo que se han estudiado en detalle en los acantilados entre Camet y Camet Norte donde se pueden precisar con mayor claridad sus variaciones faciales.



**Figura 2:** Esquema estratigráfico de los acantilados entre Los Acanilados (38° 07' 25"S; 57° 35' 57"O) y Miramar (38° 16' 09"S; 57° 49' 34"O). Las letras en imprenta siguen la misma nomenclatura que utilizara Kraglievich (modificado de Kraglievich 1952 y Zárate 1989).

Zárate (1989) determina cinco aloformaciones, subdivididas en alomiembros (9) y estos en alocapas (17), que brindan mayor resolución estratigráfica y que tienen un alto grado de correlación con las divisiones estratigráficas de Kraglievich (1952). Divide la Formación Chapadmalal en dos unidades, la aloformación Playa San Carlos (APSC) con cinco paleosuelos y la aloformación Playa Los Lobos (APLL) que contiene dos paleosuelos. Ambas aloformaciones se encuentran separadas por un nivel de tosca, denominada "tosca intrachapadmalalense" por Kraglievich (1952) y que representaría una superficie compleja (Fig. 2).

## TECTÓNICA

La tectónica de la zona ha sido interpretada según diferentes criterios. Kraglievich (1952), atribuyó las variaciones altimétri-

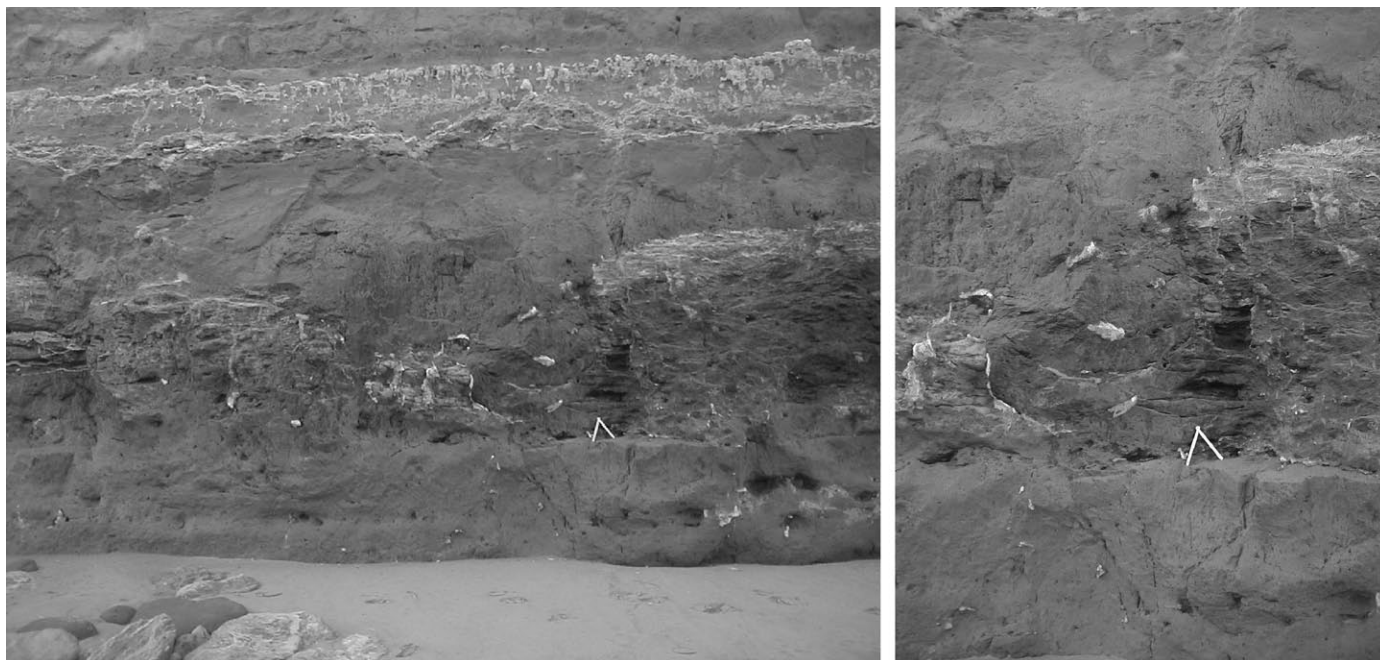
cas de algunos niveles de la Formación Chapadmalal a lo largo de la costa a grandes plegamientos. Por otra parte, consideró algunos planos erosivos como producto de sucesivas reactivaciones tectónicas, que incidieron sobre las antiguas redes de drenaje. En cambio, Frenguelli y Outes (1924) atribuyeron las diferencias altimétricas entre algunos niveles estratigráficos de ambas márgenes del Arroyo El Durazno a una falla casi vertical (Fig. 1). En 1959, Kraglievich publica un perfil de la costa entre las puntas Vorohué y Hermengo reconociendo fallas directas y transcurrentes (1959a). Por su parte Zárate (1989) y Beilinson (2011) refieren las variaciones altimétricas de los acantilados a desniveles naturales de la paleotopografía del Chapadmalalense. Así y todo, existen estructuras de colapso que sin lugar a dudas evidencian deformaciones tectónicas de pequeña escala. Entre Punta San An-

drés y la Playa de Santa Isabel se han identificado estructuras de colapso que afectaron horizontes entoscados de 0,5 m de espesor (Fig. 3). Algunos colapsos coinciden con los techos de cuevas excavadas por grandes mamíferos.

## SEDIMENTOLOGÍA

Los primeros estudios sedimentológicos fueron realizados por Teruggi y colaboradores (1957) basándose en muestras de los acantilados provistas por Kraglievich aunque restringidas a los niveles loésicos. El valor de la media de dichos niveles está comprendido entre limo grueso (50 micrones) y arena muy fina (100 micrones), aunque algunos niveles de grano más grueso han sido soslayados en razón del sesgo en el muestreo antes mencionado (Fig. 4). Composicionalmente, dominan los minerales livianos (94 a 100 %),





**Figura 3:** Estructuras de colapso entre Punta San Andrés y la playa de Santa Isabel.

particularmente las plagioclasas, cuarzo, feldespatos alterados, vidrio y pastas volcánicas (Teruggi *et al.* 1957). Los contenidos en minerales pesados (incluidos los magnéticos) son bajos, aunque aumentan significativamente hacia los sedimentos más modernos, en los que los depósitos fluviales tienen características de flujos torrenciales (Fig. 4).

Tal cual lo describiera Kraglievich (1952) los acantilados del sur poseen espesos depósitos continentales del Plioceno a Pleistoceno inferior, en que los pisos superiores del Pleistoceno están condensados o rellenando cauces. A su vez, Kraglievich (1952) discriminó dos subcuencas muy pandas en estos acantilados al norte y sur de San Eduardo del Mar donde asumía que existió un efecto tectónico (menciona “ondulaciones tectónicas” que adoptan “el aspecto de un plegamiento poco pronunciado”). En cambio, en los acantilados del norte los pisos inferiores no afloran y existe una única cuenca en que los sedimentos del Pleistoceno medio son sucedidos por los del Pleistoceno superior y Holoceno de sur a norte.

Los espesores de limos loessoides justificaron intentos de definir unidades estratigráficas en estos acantilados a partir de fluctuaciones en el magnetismo terrestre

(Bidegain *et al.* 1998, 2005, Soibelzon *et al.* 2009). Si bien esta técnica fue aplicada a secuencias loésicas donde puede esperarse un ritmo de sedimentación aproximadamente uniforme, en algunos sectores se aplicaron a secuencias fluviales en las que la alternancia entre procesos de erosión y deposición resulta muy evidente, y sin control del ritmo de sedimentación.

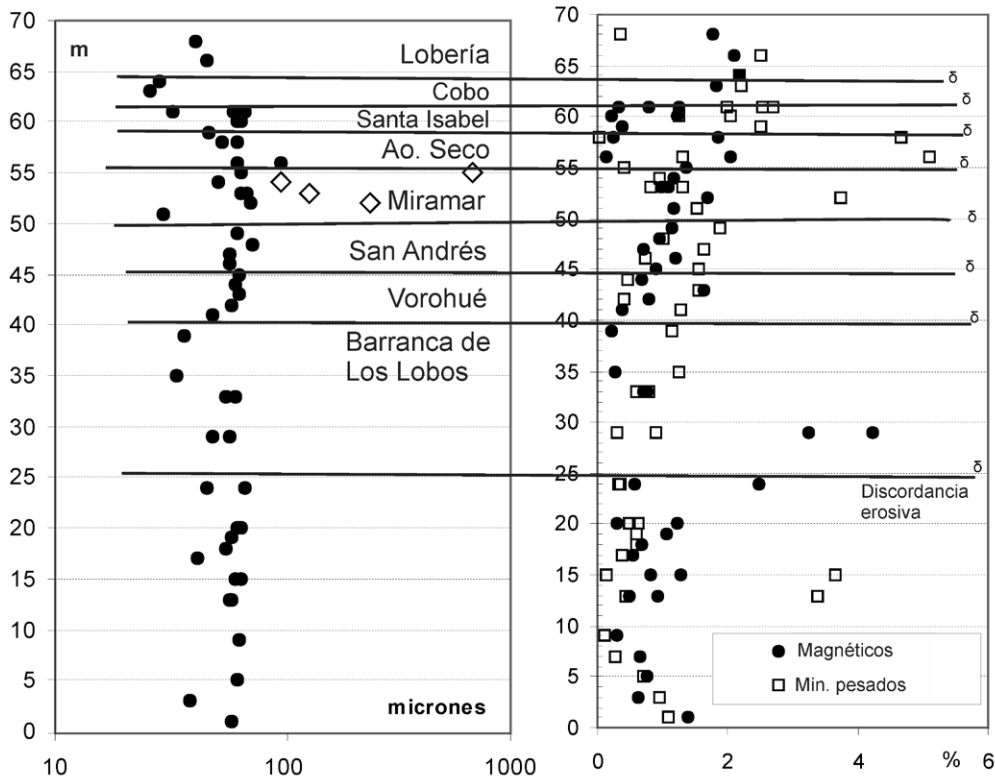
## CONTENIDO PALEONTOLÓGICO

Estos acantilados contienen el mejor registro paleontológico Plio-Pleistoceno de América del Sur (Cione y Tonni 1995, 1996). La abundancia de restos de mamíferos en algunos niveles ha sido tal que se recurrió a métodos de paleontología cuantitativa (Ortiz Jaureguizar *et al.* 1995) y a establecer asociaciones. No obstante, en algunos sectores persisten dudas debido a: 1) Registro: algunas colecciones carecieron de control geográfico, estratigráfico y/o tafonómico preciso; 2) Geografía: algunos sectores fueron preferencialmente analizados en relación a su accesibilidad o por la densidad de restos paleontológicos; 3) Estratigrafía: algunos autores adoptaron perfiles estratigráficos publicados previamente pero que carecían del

grado de detalle que se le dio con posterioridad. 4) Tafonómicos: algunos ejemplares fueron rescatados de paleocauces o grandes cuevas, y por lo tanto no se corresponden cronológicamente con el nivel donde fueron hallados en razón de su carácter tiempo transgresivo.

## MÉTODOS

En los acantilados al norte y sur de Mar del Plata se levantaron perfiles sedimentológicos (unos 33 en total) reconociendo estructuras sedimentarias (primarias, secundarias y biogénicas), colectando muestras y estableciendo las condiciones tafonómicas de los restos fósiles descubiertos como parte de un trabajo de tesis (MT). Para los perfiles al sur de Punta Mogotes se utilizaron las mismas letras que utilizara Kraglievich (A-M; véase Figs. 2 y 5); en cambio, para los perfiles del norte se utilizaron números ascendentes de sur a norte (1 a 11; véase Fig. 7). Como la caracterización textural de la zona estuvo sesgada a los niveles loessoides (Teruggi *et al.* 1957), se tomó especial cuidado de completar el muestreo de los niveles arenosos con el fin de estimar la capacidad de carga de los cursos de agua que surcaron esta planicie. Las fracciones mayores de 64 micro-



**Figura 4:** Granulometría y composición de las muestras analizadas por Teruggi y colaboradores (1958, círculos y cuadrados) y otras analizadas en este estudio (diamantes).

nes fueron secadas y tamizadas a intervalos de 0,5 unidades phi. Se graficaron los resultados en papel probabilístico, se calcularon las medias aritméticas y las desviaciones estándar (Folk y Ward 1957) y se estimaron los porcentajes depositados por mecanismos de tracción, saltación y suspensión (Visher 1969). Se tomó especial cuidado en muestrear los niveles con elevado contenido de minerales pesados a fin de detectar los procesos de segregación en depósitos arenosos fluviales. Brechas y conglomerados fueron registrados como imágenes fotográficas; en algunos casos la matriz fue evaluada mediante tamizado. Los perfiles de la zona sur se graficaron según programas de dibujo técnico, mientras que los del sector de Camet fueron incorporados a programas específicos de diseño geológico (PSICAT 1.1.0). Se modificaron los perfiles levantados por Kraglievich (1952) y Zárate (1989) en los sectores donde hubo nuevos accesos. Se mantuvieron algunos nombres muy usados en las viejas descripciones (Baliza Cañiú, Cañadón Chapar, Punta Vorohué, Punta San Andrés) mientras que se han introducido otros que tienen mayor vigencia (Arroyo Lobería, Arroyo Las Brus-

quitas, chalet presidencial; Fig. 2). Toda esta información ha sido llevada a una base de datos georreferenciada en que cada resto paleontológico posee coordenadas geográficas, descripción, número de inventario, posición estratigráfica y descripción tafonómica de yacencia. Con el objeto de preservar la vinculación a las colecciones paleontológicas históricas se mantuvieron las unidades litoestratigráficas definidas por Kraglievich (1952) al tiempo que se precisa su sinonimia a los nuevos criterios adoptados por Zárate (1989) y Beilinson (2011).

## RESULTADOS

### Estratigrafía y sedimentología del sector sur

*Formación Chapadmalal (aloformación Punta San Andrés (APSC) y aloformación Playa Los Lobos (APLL) Zárate 1989):* Barranca de los Lobos es el nombre informal que se le da a los acantilados marinos comprendidos entre el balneario Los Acantilados y el arroyo Lobería (Fig. 2). En este sector afloran los niveles más antiguos de la Formación Chapadmalal (APSC), expuestos principalmente en la base de

los acantilados (Fig. 2). La formación está compuesta predominantemente por limos con niveles de gravas intraformacionales rellenando canales, y numerosos niveles de tosca de variadas formas, estructuras y tamaños. Los sets de las barras de meandro (*pointbars*) llegan a conformar espesores de más de 3 m. En otros sectores los depósitos de los cauces están brechados con relleno arcilloso. Una de las características más interesantes de la sedimentología del Chapadmalalense es la ausencia total de arenas o gravas finas cuarzosas. Esto induce a minimizar el rol que pudieron haber tenido los cursos que drenaban el sistema de Tandilia en la configuración paleotopográfica de los terrenos pliocénicos.

En la sección inferior de la APSC predomina una sucesión de paleosuelos, intensamente bioturbados por la actividad de roedores fosoriales, con paleocuevas que promedian los 0,13-0,15 m de diámetro, aunque también las hay de más de 1 m de diámetro (Zárate 1989). También se registra una intensa bioturbación de invertibrados que en ocasiones obliteran las estructuras primarias de los depósitos e indican la presencia de un horizonte A

preservado. Dominan limos arcillosos y arenas muy finas (Fig. 4). Los depósitos calcáreos son escasos aunque se hacen muy importantes en la Alocapa 5 en donde forman un banco macizo incluido en el perfil del paleosuelo que define dicha alocapa (Zárate 1989). A su vez es muy común encontrar paleocuevas de diversos tamaños que, en su base, contorno o techo, presentan conspicuos depósitos calcáreos.

En discordancia erosiva sobre esta última y con una edad Chapadmalalense más moderna se encuentra la APLL, datada en su parte media en 3,3 millones de años AP a partir de restos de impactitas (Schultz *et al.* 1998). Sin embargo, se ha observado más de un nivel de escorias para APLL incluyendo restos de tierras cocidas incluidas en los paleosuelos inferiores (2, 3 y 4) de APSC. Esto indicaría un retrabajo en las áreas positivas, de aquellos niveles portadores inicialmente de estas impactitas, redepositando las mismas en sectores distales de menor energía potencial. Por otra parte se han datado impactitas provenientes de Centinela del Mar, con una edad de 235 Ka (Schultz *et al.* 2004), indicando que las impactitas no son exclusivas del Chapadmalalense, ni de la APLL. *Formación Barranca de los Lobos:* Comprende la aloformación Punta Martínez de Hoz (APMH) y las alocapas 1 y 2 de la Formación Punta San Andrés (APSA) de Zárate (1989). Risso Domínguez (1949) propone inicialmente como Chapadketalense los depósitos por encima de la tosca intrachapadmalalense, definida posteriormente por Kraglievich (1952), y equivalentes a la suma de APLL y APMH (Zárate 1989). Según Risso Domínguez (1949) estos niveles están compuestos mayormente por arcillas, siendo algunos de ellos interpretados como depósitos lacustres cuando poseen coloraciones gris verdosas. Alcanza una potencia máxima de 30 m en la zona de la costa Chapadlar (equivalente a la sección Baliza Cañiu de Zárate 1989). El estratotipo de Formación Barranca Los Lobos se emplaza básicamente en la mitad superior de los acantilados de Barranca de los Lobos entre playa San Carlos y arroyo Lobería (Fig. 2), siendo una uni-

dad de muy difícil acceso. Zárate (1989) indica que la APMH está constituida por facies fluviales representadas por cursos de régimen intermitente con cauces bien definidos que excavaron profundas incisiones en la Formación Chapadmalal (APSC+APLL). Posteriormente al relleno de estas depresiones la pedogénesis fue muy importante evidenciada por un alto grado de bioturbación producto de la actividad de invertebrados y plantas. Zárate reconoce 2 paleosuelos con buena extensión lateral entre los cuales se intercalan paleosuelos de menor distribución y potencia reducida. Uno de los factores fundamentales para evaluar la existencia de tal formación reside en el análisis de su contacto inferior. Según lo expresa Kraglievich (1952), este contacto tiene carácter erosivo. Zárate (1989) indica que se trata de una discontinuidad compleja, erosiva en las áreas fluviales y no depositacional en los interfluvios. Esta superficie afecta principalmente a la APLL y en algunos puntos habría incidido a la APSC. Un análisis detallado indica que para algunos sectores esta superficie erosiva es la misma que separa APSC de APLL, ejemplos de estas situaciones se ubican en Barranca Parodi, Barrancas de San Eduardo del Mar, del Marquesado (Fig. 5), sectores no incluidos en el análisis de Zárate (1989). Para otros sectores como Playa San Carlos, Playa Las Palomas, se pudo comprobar que parte de los niveles anteriormente identificados por Kraglievich (1952) y equivalentes de Zárate (1989), como pertenecientes a la Formación Barranca de los Lobos se corresponden con la Formación Lobería, identificable por su contenido paleontológico y las características sabulitas patagónicas (municiones de Frengueilli, 1928). Por otra parte no se pudo comprobar la existencia del contacto entre las formaciones Barranca de los Lobos y Vorohué. En base a lo expuesto se considera a la Formación Barranca de los Lobos equivale en gran parte a APLL (Zárate 1989), que se correspondería a su vez con los tramos superiores de Formación Chapadmalal (*sensu* Kraglievich, 1952, 1959b). Esta situación se verifica entre Punta Vorohué y Cañada Chapar (Miramar), Playa

La Estafeta, Playa Las Palomas, Playa Los Lobos y Nueva Playa Los Lobos. En ese sentido se considera que la Formación Barranca de los Lobos sólo se presenta como una unidad estratigráfica diferenciable en Punta Martínez de Hoz, Playa San Carlos y Baliza Cañiu, y sería equivalente de forma parcial a APMH en las zonas citadas. En Punta Martínez de Hoz se puede observar claramente una superficie erosiva que afecta a APLL y APSC y que representaría realmente a APMH. En estos sectores se presenta como depósitos de canales conformados por limos arenosos laminados, con concreciones carbonáticas esféricas que logran alcanzar 0,5 m de diámetro, de superficie rugosa y que en caso de proximidad pueden unirse como concreciones dobles. Estas concreciones son características de esta formación y permiten identificarla rápidamente de cualquier otra. Desde el punto de vista bioestratigráfico la biozona de *Platygonus scagliai* (Cione *et al.* 2007) que define la Subedad Barrancalobénse, está pobremente definida, compartiendo gran parte de sus elementos faunísticos con la edad Chapadmalalense y una cantidad menor con la Subedad Vorohuense (Vizcaíno *et al.* 2004). Esta mezcla de taxones Chapadmalalenses y Vorohuenses es el resultado de interpretaciones dispares de los perfiles estratigráficos de Kraglievich (1952, 1959) que fueron establecidas en estudios posteriores. El análisis de la base de datos paleontológicos del MMP, revela que gran parte de los materiales referidos a la Formación Barranca de los Lobos provienen de bloques de derrumbe en zonas donde los acantilados adquieren alturas de más de 25 m. La falta de control estratigráfico de estos materiales no permite claramente su uso para interpretaciones bioestratigráficas. Por otra parte no se tiene registro cierto que, para las zonas anteriormente mencionadas, se hayan realizado prospecciones paleontológicas *in situ* de los niveles referidos como Formación Barranca de los Lobos. Esto se debe a que estos niveles se encuentran a más de 12 m de altura, que dificultaron su muestreo en forma directa. En 1959 Kraglievich publicó un perfil es-

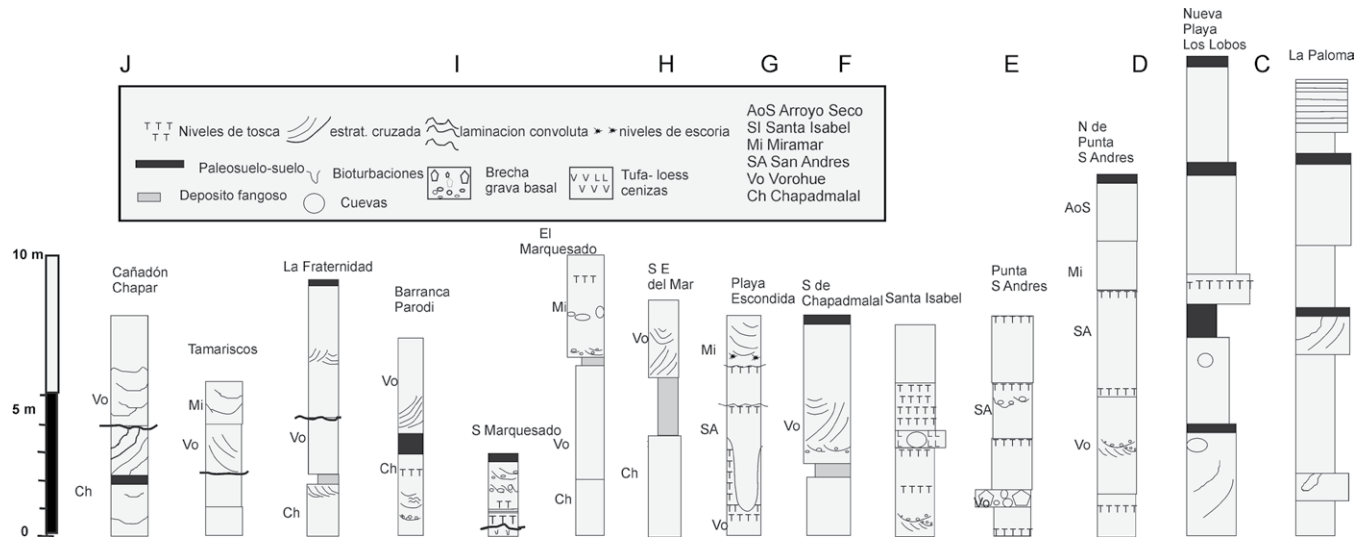


Figura 5: Perfiles levantados entre Playa La Paloma y Cañadón Chapar (tramo C a J de la figura 2).

tratigráfico de la zona comprendida entre punta Vorohué y arroyo El Durazno en donde reasigna su Formación Vorohué a la Formación Barranca de los Lobos (Kraglievich 1959a). Esta modificación pasó inadvertida e indujo a cierta confusión acerca de la verdadera procedencia estratigráfica de algunos restos fósiles. En este sentido las reinterpretaciones de las viejas colecciones deben necesariamente encuadrarse de acuerdo a localidades y niveles de los que no haya dudas. En suma, la identidad de esta Formación Barranca de los Lobos, según fuera definida por Kraglievich (1952, 1959a), es altamente conflictiva. En aquellos sectores donde es clara su identidad como unidad estratigráfica diferente, se hace necesario contar con datos radiométricos y nuevos datos paleontológicos que permitan encuadrarla a los esquemas geocronológicos y bioestratigráficos (Cione *et al.* 2007). *Formación Vorohué (aloformación Punta San Andrés (APSA) alocapa 3, Zarate 1989):* La Formación Vorohué ha sufrido modificaciones tanto en su extensión geográfica como en su estratigrafía. Aflora con precisión a 2 m de la base de los acantilados que conforman la cubeta sedimentaria definida por Risso Domínguez (1949). Suprayace depósitos Chapadmalalenses portadores de escorias y tierras cocidas de la APLL. Por otra parte los restos faunísticos recuperados (*Cyonasua lutaria*, *Actenomyx priscus*, *Lagostomus lagostomop-*

*sis incisus*) de estos niveles anteriormente considerados como pertenecientes a la Subedad Vorohuense, o Formación Vorohué (Kraglievich, 1952) y APSA Alocapa 1 y 2 (Zarate, 1989), permiten asociarlos al Chapadmalalense. De esta manera se establece que esta formación no descansa sobre depósitos de la Formación Barranca de los Lobos sino sobre depósitos de Formación Chapadmalal (Fig. 2). Una de las características más notables de este nivel es la gran cantidad de paleocuevas de tamaño mediano (0,9 - 1,1 m de diámetro), aunque también se han registrado cuevas de menor tamaño, entre 0,1 a 0,6 m de diámetro, producidas por roedores y dasipódidos (Zárate *et al.* 1998, Dondas *et al.* 2009, Beilinson *et al.* 2013).

Beilinson (2011) define para la alocapa 3 de la aloformación Punta San Andrés una sucesión estrato decreciente y grano decreciente de depósitos generados a partir de lóbulos de esplayamiento (*crevasse splays*) con una extensión lateral de más de 10 km. Por otra parte la evidencia paleontológica (gasterópodos y diatomeas) permite establecer la presencia de un sistema lacustre poco profundo asociado a estos eventos de desborde. La presencia de canales que seccionan dicho nivel y que guardan una similitud litológica con el relleno de las paleocuevas es un dato a destacar. Los restos que frecuentemente se recuperan de este nivel pertenecen a microvertebrados y se encuentran total-

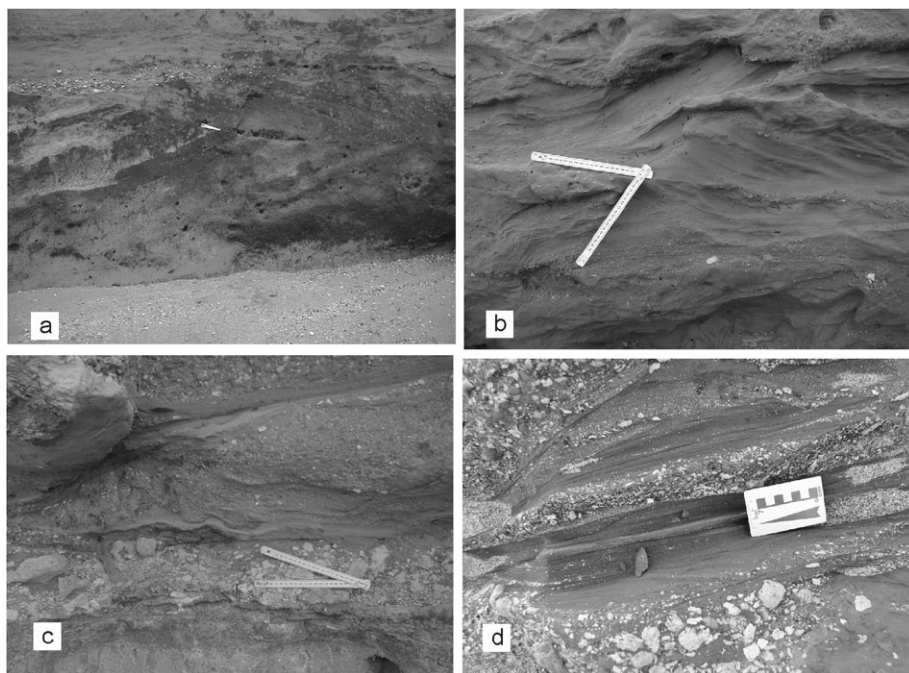
mente mineralizados y permineralizados por óxidos de manganeso que les confieren un distintivo color negro brillante y una dureza relativamente superior. Todos estos datos confirman que estos depósitos poseían un drenaje deficiente (Zárate 1989). Por otra parte el ambiente sedimentario explica la ausencia de restos de grandes mamíferos que evitaban ambientes anegados o pantanosos.

Por fuera de la cubeta sedimentaria, en el sector comprendido entre Punta Vorohué y Cañada Chapar, el reconocimiento de esta Formación Vorohué se hace difícil ya que pierde su característica disposición tabular al disponerse en pequeñas cubetas sedimentarias excavadas sobre la porción superior de la Formación Chapadmalal (equivalente a APLL de Zárate 1989). Una de las mejores descripciones de esta área la aporta Risso Domínguez (1949), que define la existencia de 4 pisos: el Chapadmalalense, Chapadketalense, Chapadvorense y Vorohuense. A partir de nuevas colecciones paleontológicas se pudo establecer que los 2 primeros pisos representan tiempos Chapadmalalenses y los 2 últimos a los Vorohuenses, claramente identificables por su contenido paleontológico. Una de estas cubetas Vorohuenses es observable entre la desembocadura de Arroyo Las Brusquitas y la escalera de San Eduardo del Mar, con una extensión de 1,55 km (Fig. 2). Por otra parte Risso Domínguez



(1949) también identifica el piso Vorohué en los sectores superiores de las barrancas de la costa de Chapadketral (ex playa Chapadmalal, actual playa La Estafeta), intensos muestreos paleontológicos descartan la existencia de estratos de esta subedad en la mencionada zona (*Cyonasua lutaria*, *Actenomys sp.*, *Ringueletia simpsoni*, *Doellotatus chapadmalensis*, *Elentherocercus antiquus*, entre otros).

Este estudio considera que la Formación Vorohué se presenta como estratos de 4-5 m de espesor caracterizados por sets inclinados asintóticos hacia la base compuestos por brechas intraformacionales y limos arenosos (Barranca Parodi, Cañadón Chapar; Fig. 2). En otros sectores son capas de limos masivos de 1 m de espesor, separados por niveles de tosca (Punta San Andrés, Playa Santa Isabel, Playa Escondida). En San Eduardo del Mar se identificó un nivel de toba hacia la base, en tanto que al sur de esta localidad se identificó un espesor de 2 m de limo verde que fue interpretado como una laguna, que presenta en su base brechas teñidas con óxidos de hierro y manganeso que corresponderían al arribo de aguas tipo torrente. En suma, se han precisado los sectores donde esta formación aflora, y aquellos donde se suponía que estaba aunque eran de difícil acceso. A su vez, las nuevas colecciones paleontológicas efectuadas han apoyado estas definiciones, al tiempo que ayudaron a relacionar características tafonómicas con el ambiente de depositación. *Formación San Andrés (aloformación Punta San Andrés (APSA), alocapa 4, Zárate 1989)*: Numerosos estudios utilizaron la nomenclatura de Kraglievich (1952) sin actualizar las modificaciones propuestas con posterioridad, fusionando la Formación San Andrés a su Formación Vorohué (1959b). Este criterio es tomado y ampliado por Zárate (1989) incluyendo las formaciones Miramar, Arroyo Seco y Santa Isabel bajo la denominación de APSA. Desde el punto de vista secuencial se trata de depósitos similares cuyos rasgos varían conforme el espacio de acomodación va disminuyendo progresivamente. La sedimentología de esta formación ha



**Figura 6:** Estructuras sedimentarias primarias de los acantilados: a) Estructuras cruzadas sigmoidales de orientación bidireccional y niveles de grava en el tope (Playa GADA); b) Estructuras cruzadas de diseño 3D (Parque Camet); c) Diamicto con estratificación gradada y laminación ondulada en la base del diamicto (Av. Constitución); d) Segregación de minerales opacos en una estructura cruzada compuesta (en el sentido de Rubin y Hunter 1983, y Hunter y Rubin 1983) donde la estructura cruzada mayor posee a su vez clastos depositados oblicuos al set (El Marquesado).

sido recientemente objeto de un detallado trabajo (Beilinson 2011). Según esta autora prevalecen las *wackes* feldespáticas y en menor proporción líticas; las arenitas son arcósicas y en menor medida líticas. Los minerales dominantes son cuarzo (10-30 %), plagioclasas (3-18 %) y litoclastos (3-10 %). La Formación San Andrés comprende limos masivos a laminados de colores castaños a verdes, y usualmente limitada por dos horizontes de tosca de considerable espesor que informalmente se denominaron “candelabro de abajo” y “candelabro de arriba”. Los sedimentos entre ambos niveles pueden ser limos masivos o espesores de loess de 1,3 m (Playa Santa Isabel; véase Fig. 8a). *Formaciones Miramar, Arroyo Seco, Santa Isabel y Lobería*: La Formación Miramar fue incluida en la aloformación Punta San Andrés (APSA, alocapa 5 y 6, Zárate 1989) y corresponde a niveles fluviales de características principalmente torrenciales. Lamentablemente, la localidad tipo ha quedado tapada detrás de un muro de la ciudad de Miramar. Posee niveles

diamicticos y arenosos relacionados a rellenos de canal y flash floods (Beilinson 2011). Se identificaron estructuras cruzadas y en artesa (Fig. 6b, c y d), capas planas que indicaron corrientes unidireccionales. La estratificación gradada indicó cambios muy significativos en la desaceleración del flujo (Fig. 6a).

Los niveles superiores de los acantilados del sur fueron analizados por Fidalgo y Gentile (1995) asignándolos a la Formación Arroyo Seco. No obstante, algunas descripciones de diamictos de clastos angulosos hacen suponer que no se han diferenciado totalmente estos sedimentos de la infrayacente Formación Miramar.

En la playa Las Palomas hay niveles fluviales y eólicos que corresponden a la Formación Santa Isabel (Prebelgranense *sensu* Frenguelli 1928). Los niveles fluviales están compuestos por arena fina (Mz: 3,53 phi) de moderada selección (STD 0,91 phi); 15 % del material fue transportado por tracción y el restante 85 % como saltación. Al sur del Marquesado los cauces fluviales están rellenos de arenas gravo-

sas, de media aritmética en arena mediana (Mz: 2,07-2,8 phi) con 7 % de grava de esta Formación Santa Isabel, y compuestas por vulcanitas. 66% de esta arena fue depositada por tracción y 27 % por saltación. Cerca de punta Lobería existe otro paleocauce de múltiple relleno y labrado en sedimentos muy entoscados de APLL portadores de escoria. Los niveles basales comprenden facies conglomerádicas conformadas por clastos de tosca de la roca infrayacente de hasta 10 cm, y por encima las arenas tienen estratificación planar y entrecruzada en artesas. En la mitad de ese nivel arenoso de 2,4 m de espesor se muestrearon arenas muy finas (Mz: 3,67 phi) bien seleccionadas, depositadas en su totalidad por saltación de acuerdo a su distribución granulométrica graficada en papel probabilístico. Estos niveles fluviales han sido asignados a la Formación Santa Isabel y están cubiertos por 4 m de limos arenosos sin estratificación de la Formación Lobería (Bonaerense). Tanto esta formación Lobería como la infrayacente Santa Isabel están atravesadas por cuevas de considerable tamaño (0,6 a 1,4 m de diámetro). En todos los depósitos que conforman el relleno del paleocanal se encontraron sabulitas de composición predominantemente volcánica que fueron denominadas “municiones” por Frenguelli (1928). Hacia el tope de los acantilados de Barranca Parodi (Fig. 5) se muestrearon depósitos fluviales de point bars con artesas. La base está compuesta por brechas intraformacionales con niveles de arenas gruesas intercalados. Un nivel del tope rico en cuarzo y vulcanitas fue caracterizado texturalmente como arenas media-finas (Mz: 2,97, mediana 3,5) en las que el 35 % fue depositado por tracción y 65 % en saltación.

#### **Estratigrafía y sedimentología del sector norte**

En los acantilados al norte de Mar del Plata, los niveles estratigráficos más modernos (Ensenadenses a Lujanenses) están representados con mayor espesor, y por ello fueron objeto de descripciones localizadas (Fasano *et al.* 1984, Bidegain *et al.* 1998, Isla y Dondas 2001, Prevosti *et al.* 2004, Par-

diñas *et al.* 2004). Si bien estos perfiles fueron estudiados según diferentes objetivos y por separado, en este trabajo se han integrado en una misma figura (Fig. 7). Estos acantilados son más bajos en altura (10 m de altura máxima) y accesibles. Corresponden a los niveles estratigráficamente más altos, abarcando mayormente las formaciones Miramar, Arroyo Seco y Lobería que van inclinándose hacia el norte, hasta desaparecer en Mar de Cobo. Schnack y colaboradores (1982) describieron los sectores más septentrionales (Santa Clara del Mar a Mar de Cobo) asignándolos a la Formación Santa Clara compuesta por limos arenosos en los que discriminaron una facies de laguna (Facies Camet Norte; Fasano *et al.* 1984).

Tres sectores de estos acantilados han sido analizados como secuencias magne- toestratigráficas, en que se identificó el límite Brunhes-Matuyama en la base de los mismos. No obstante, esta sucesión va perdiendo precisión conforme se avanza al NE, para estar ya ausente en las inmediaciones de Santa Clara del Mar. Las descripciones estratigráficas siguieron las denominaciones originales de Ameghino de Formación Ensenada y Formación Buenos Aires (Bidegain *et al.* 2005), aunque otros autores como Prevosti y colaboradores (2004) mantuvieron para los mismos depósitos los nombres de Kraglievich (1952). La Formación Miramar está representada por su porción cuspidal en la base de los afloramientos entre la Avenida Constitución y el arroyo Santa Elena, desapareciendo en algunos tramos del acantilado producto del retrabajo erosivo por parte de un sistema de canales activos durante tiempos bonaerenses a lujanenses. En el perfil de la calle Mariani (37°58' 02"S; 57°32' 29"O) los paleocanales ubicados a 5 m del tope están labrados en arenas finas (Mz: 2,93; SD: 1,08) y rellenos de gravas arenosas compuestas de tosca y abundante en cuarzo. Hacia el tope, estos canales tienen rellenos de arenas eólicas muy finas (Mz: 3,87-3,75 unidades phi) muy bien seleccionadas con minerales pesados, con abundantes restos de vertebrados, entre ellos *Ctenomys kraglievichi* que supuestamente caracteriza

la base del Bonaerense (Verzi *et al.* 2004). Por encima, y ya a 3 m del tope del acantilado, se describieron limos arenosos verdes con una granulometría media de 3,77 phi (SD: 0,49), y estructura edáfica prismática en la base que se torna masiva hacia el techo. Más arriba los limos son verde oscuros con clastos intraformacionales de limos procedentes del nivel infrayacente y con sábulos cuarzosos muy redondeados. Este último nivel es portador de una rica fauna de vertebrados en donde abundan restos de peces, anuros y roedores muy bien preservados indicando cierto grado de autoctonía (Pardiñas *et al.* 2004, Taglioretti *et al.* 2009). No obstante parte de la tafocenosis del lugar indica una historia tafonómica compleja (Fig. 7). Estos perfiles cercanos a Mar del Plata muestran un sistema de varios canales superpuestos, con escasa migración lateral, relacionados a una planicie de inundación con terrazas, reconocida por la sucesión paleosuelos de tonalidades verdosas, de escaso espesor (0,30-0,40 m) que dada su cercanía a tales cursos de aguas permanentes, promueven fenómenos de oxidación-reducción, con la formación de depósitos de óxidos de manganeso y hierro. Algo más al norte, en la calle Vuelta de Obligado, también se muestrearon arenas con minerales opacos en la base de un paleocanal (5 m del tope del acantilado de sólo 7 m de altura), que fueron clasificadas como arenas muy finas (Mz: 3,37) pobremente seleccionadas (SD: 1,72; ver fig. 7). Los acantilados del Parque Camet (37°56' 24"S; 57°31' 59"O) tienen 10 m de altura y están compuestos por depósitos del Ensenadense cuspidal (Biozona de *Mesotherium cristatum sensu* Cione y Tonni 1995). En la mitad de perfil (5 m del tope) existen depósitos de relleno de cauce con gravas en la base, estratificación en artesa y laminación ondulada en el tope. Por encima de las gravas basales se muestrearon arenas muy finas con minerales pesados (Mz: 3,95) que rellenaron los niveles superiores del cauce (Fig. 7).

En los acantilados del regimiento GADA (37°53' 48"S; 57°31' 19"O) se reconocieron diferentes niveles. La base está compuesta por limos castaños pertenecientes

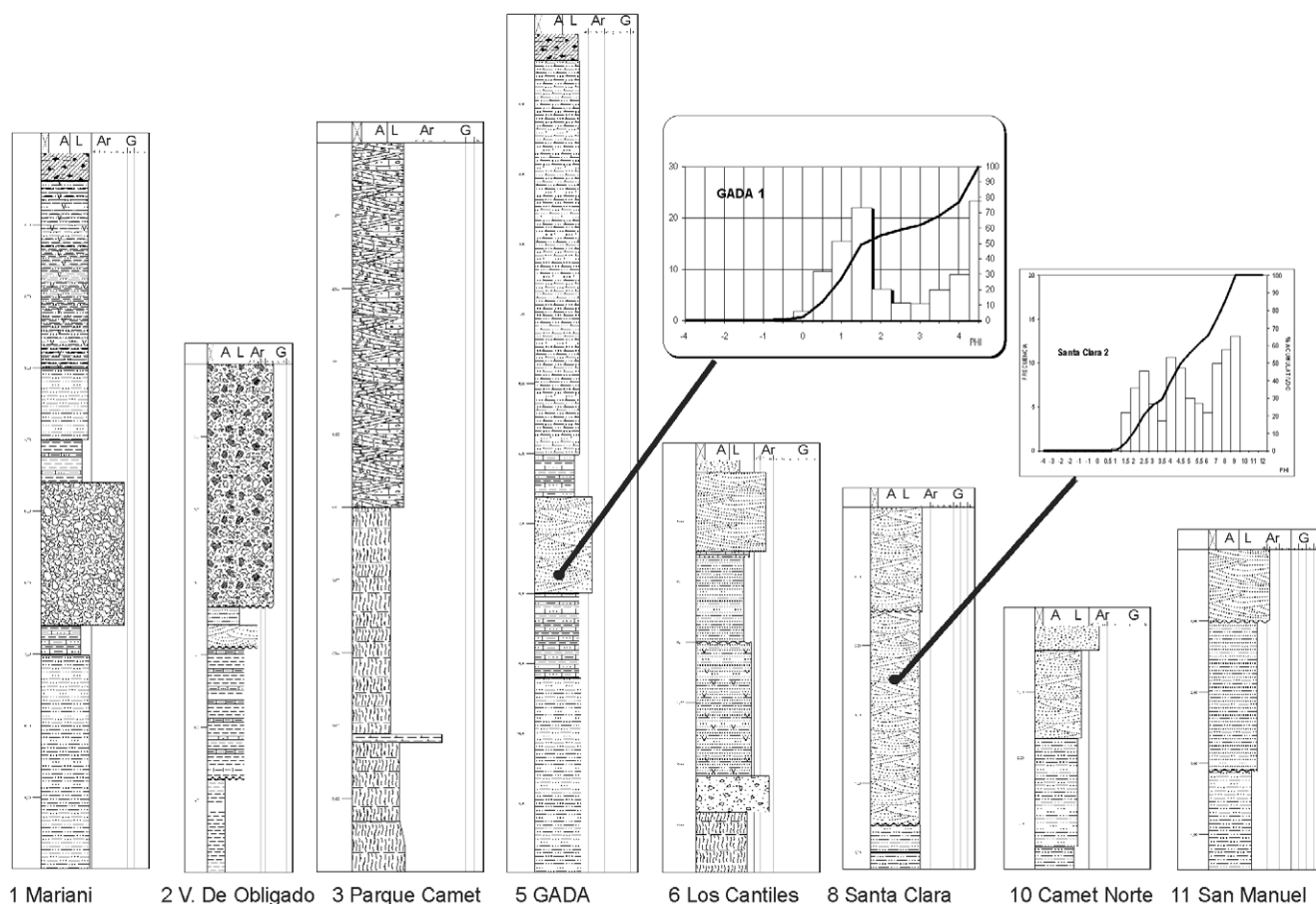


Figura 7: Perfiles sedimentológicos levantados entre Av. Constitución y Camet Norte, y gráficos de distribución granulométrica.

al tope de la Formación Miramar. Le sigue 1,20 m de fangos verdes muy distintivos y de significativa extensión lateral que en base a las relaciones de campo se interpretó como una laguna poco profunda. Existe una discordancia erosiva ocupada por gravas de fondo de canal cuya matriz está compuesta de arenas muy finas poco seleccionadas ( $Mz: 3,03$ ;  $SD: 1,40$ ). El tope del canal está compuesto de arenas finas ( $Mz: 2,07$ ) poco seleccionadas ( $SD: 1,42$ ). Por encima de estas arenas que tienen estructura cruzada en artesa se vuelve a registrar un segundo nivel de limos verdes masivos que fueron interpretados como de una laguna de apenas 0,6 m de profundidad. Por encima, siguen los limos masivos correspondientes a la formación Arroyo Seco, con un paleosuelo en el tope.

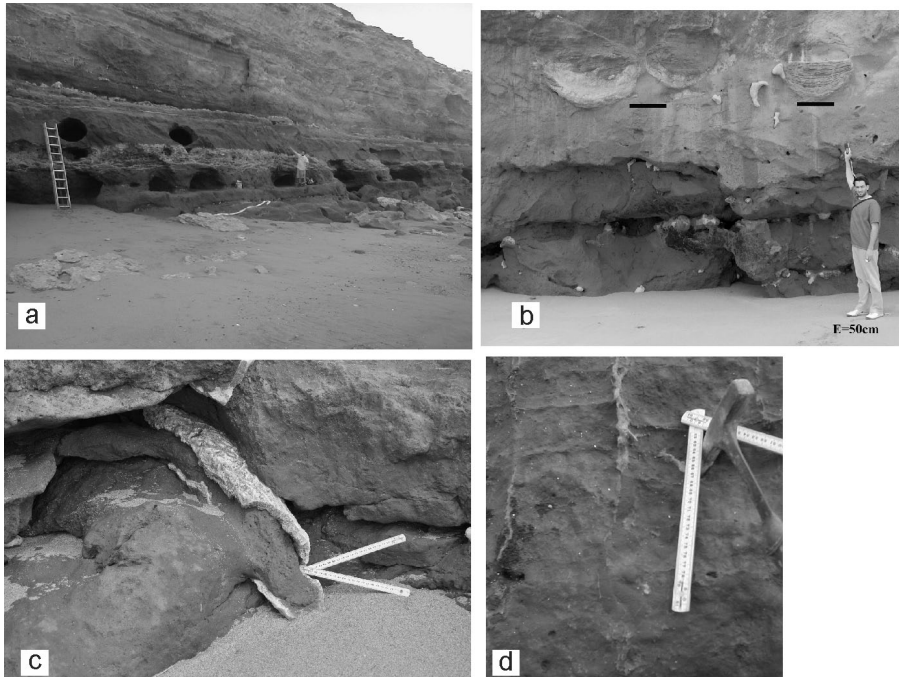
En la playa al sur de la localidad de Santa Elena (conocida como Playa Dorada o Balneario Los Cantiles;  $37^{\circ}52' 18''S$ ;  $57^{\circ}30' 54''O$ ) los acantilados también es-

tán compuestos por depósitos ensenadenses, bonaerenses y lujanenses. Este perfil fue descrito con relación al hallazgo de un ejemplar de cánido del género *Theriodictis* (Prevosti *et al.* 2004). En la base se reconoció un nivel de 0,6 m de brechas compuestas por clastos de tosca y cuarcitas. El análisis textural indicó que está compuesto por un 91% de psefitas, 6% de psamitas y 3% de pelitas. El nivel inmediatamente superior está compuesto por limos arenosos conformando estructuras cruzadas de megascale que fueron interpretadas como correspondiendo a *pointbars* fluviales compuestos por 32% de arena y 68% por pelitas). Hacia arriba, y ya en la Formación Santa Isabel (Formación Luján de otros autores), los niveles son más limosos (74% de limo y 26% de arena) con nódulos de tosca. Más arriba existe un nivel de ceniza de 0,1 m y por encima otro nivel areno limoso (76% arena y 24% pelitas). Los 0,20 m superiores del perfil están coronados con arenas

finas eólicas.

Hacia Santa Clara del Mar, la Formación Miramar se hunde. En este sector, todo el perfil del acantilado fue considerado como una única formación denominada Santa Clara (Schnack *et al.* 1982). Afloran apenas unos 0,4 m de limos rojizos entoscados. Por encima de una discordancia erosiva, se depositaron 4,6 m de limos gruesos asignables al Lujanense. Se han reconocido dos estratos espesos separados por una discordancia erosiva. El estrato inferior (3,1 m de espesor) consta de un depósito gravoso en la base seguido de arenas con estructuras en artesas. Las arenas gravosas de los niveles inferiores son gruesas ( $Mz: 0,60$ ) de muy mala selección ( $SD: 2,84$ ). Los niveles superiores de este estrato están compuestos por un limo grueso ( $Mz: 4,93$  unidades phi). El estrato superior es de menor espesor, 1,5 m, y compuesto por limos con estructuras en artesas pandas. Ambos estratos fueron interpretados como de origen flu-





**Figura 8:** Estructuras sedimentarias biogénicas: a) Cuevas de milodóntidos (1 m de diámetro y 20 m de largo) restringidos a un nivel loessico limitado por niveles de tosca; b) Tres cortes de una misma cueva de mesoescala de 0,6 m de diámetro (La Fraternidad); c) Cueva de ctenómido inclinada y entoscada tanto en la base como en el techo (Playa Las Palomas), d) Bioturbación de unos 0,4 m de largo originada por un invertido (tipo lebspuren) y en parte entoscada.

vial, discriminando el inferior arenoso como de mayor energía correspondiendo a un cauce de dimensiones considerables. El estrato superior también se considera de origen fluvial aunque evidenciando menor energía de la corriente.

La localidad de Camet Norte (37°49' 43''S; 57°29' 32''O) se ubica inmediatamente al norte de Santa Clara del Mar. La base de los acantilados del sur del loteo está compuesta de limos masivos castaños y verdes con marcas de raíces y laminación convoluta. Estos limos conforman la denominada facies Camet Norte de la Formación Santa Clara y representan una laguna de no más de 2 m de profundidad que se fue colmatando por el arribo de flujos que plegaron los fondos laminados (Fasano *et al.* 1984). El relleno de esta cubeta registra una de las faunas más abundantes y mejor preservadas de vertebrados del Lujanense superior. La abundancia de restos de gramíneas en coprolitos ha sido atribuida a grandes herbívoros que portan restos de insectos en excelente estado de preservación. Esto confiere a la paleolaguna de Camet Norte una ca-

tegoría de yacimiento excepcional (*Lagers-tatten*) dadas sus características de preservación y abundancia de restos. Este nivel se ha datado por materia orgánica en unos  $24,6 \times 10^3$  años AP (Pardiñas *et al.* 1998). Se destaca el nivel de 0,4 m de ceniza volcánica. Dos muestras de trizas vítreas de este depósito fueron datadas en  $20,9 \pm 2,65 \times 10^3$  años AP, y  $20,9 \pm 2,6 \times 10^3$  años AP (Corbella *et al.* 2000). Esta ceniza está compuesta en un 92% de vidrio volcánico, 2,3% de feldspatos y 1,59% de cuarzo (Gentile y Ribot 2001). Por encima de este nivel tobáceo continúa el depósito lacustre, aunque más somero con abundantes rizotúbulos, y restos de gasterópodos dulceacuícolas y vertebrados (cánidos, roedores, reiformes, dasipódidos, entre otros). También se registra la existencia de industria lítica. Finalmente, estos sedimentos fueron sepultados por unos 0,70 m de arenas eólicas que representan la vecindad de la barrera litoral emplazada hace unos 500 años, actualmente en franco retroceso por las actividades antrópicas. En el límite norte de Camet Norte con la Estancia San Manuel (37°49' 16''S; 57°29'

09''O), los acantilados tienen apenas 4,5 m. En la base reconocen 1,4 m de limos masivos con tabiques de tosca muy delgados y raicitas que representan la planicie de inundación de la paleolaguna de Camet Norte (Fasano *et al.* 1984). Por encima de un nivel entoscado se midieron 2,10 m de limos arenosos masivos muy poco estratificados. Este espesor de limos ha sido vinculado al corte de una duna de limo como las descritas al oeste de la laguna Mar Chiquita (Schnack *et al.* 1982). La secuencia remata en 1 m de arenas eólicas de la barrera medanosa actual en proceso de erosión.

### Tafonomía de restos de mamíferos

Algunos restos de mamíferos, reconocidos como de particular importancia evolutiva, han sido colectados hace más de 100 años y sin mayor cuidado en consignar sus condiciones de yacencia. Muchos restos provienen de secuencias de relleno de canal que concentran materiales paleontológicos en sus fondos y que pueden presentar una fuerte promediación temporal y espacial y que se vincula directamente con la geometría y dimensiones del canal portador (Beilinson 2009, 2011). Otros restos menores son frecuentes en el interior de antiguas cuevas rellenas que van de 1,4 a 0,1 m de diámetro (Fig. 8 a, b y c) y que han merecido descripciones particulares (Zárate *et al.* 1998, Dondas *et al.* 2009, Genise y Farina 2012). Las coloraciones de los restos de vertebrados son muy variadas y responden en general a procesos diagenéticos tempranos y en ocasiones a fenómenos sinsedimentarios. Las coloraciones producto de la mineralización y tinción por óxidos de manganeso son muy diversas y con patrones que obedecen a distintas génesis pudiendo afectar a la totalidad de la asociación fósil, e indicando una relación directa con el ambiente de sedimentación (Beilinson 2009). También se observaron restos con coloraciones naranjas producto de su tinción con óxidos de hierro, principalmente en restos de microvertebrados. Otro caso de particular interés comprende los restos de microvertebrados traslúcidos de APLL (Chapadmalalense) y que estarían vincu-



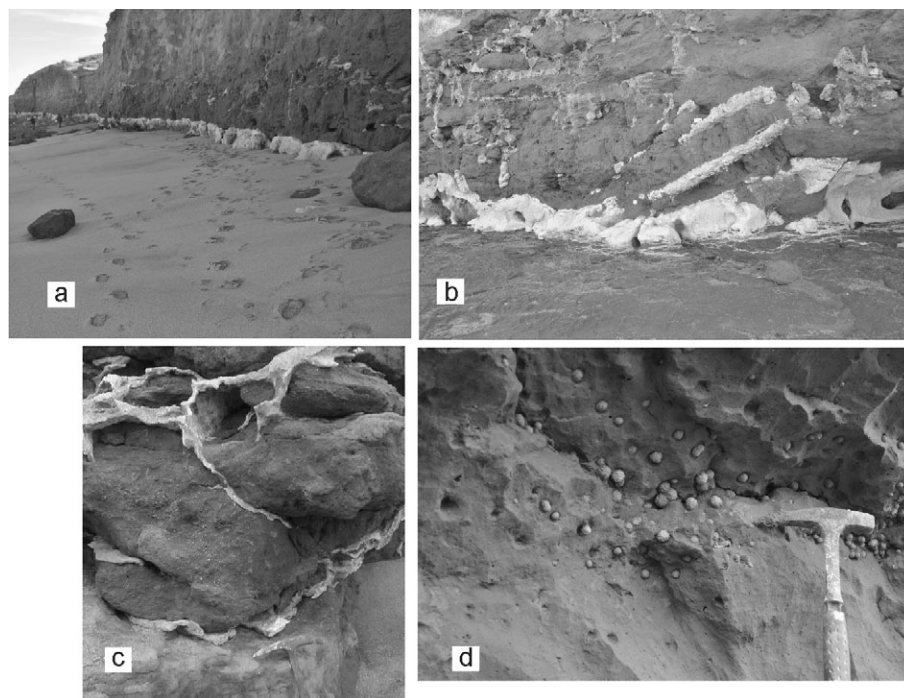
lados a los niveles oxidados de la secuencia, portadores de escorias de impacto (Ameghino 1908, Zárate 1989, Shultz *et al.* 1998). Por otra parte se registra una clara vinculación entre las asociaciones faunísticas preservadas y ambientes de deposición, explicando de este modo intervalos en la presencia o ausencia de ciertos taxones (efectos tipo Lázaro) que pudieron haber llevado a proponer cambios faunísticos mayores.

### Deformaciones y calcretas

Se han detectado numerosas deformaciones y concreciones en estos sedimentos. Las estratificaciones convolutas (en el sentido de Reineck y Singh 1980; ver lámina 1 en Fasano *et al.* 1984) son comunes en toda la secuencia (Fig. 6c). Sin embargo, en las unidades superiores son más comunes cuando se dan facies lagunares o de encharcamiento en las que se depositaron diamictos (véase figura 2 en Fasano *et al.* 1984). Existen además deformaciones en unidades mayores que están indicando cierto tectonismo. Las grandes cuevas no sólo poseen evidencias de derrumbe de sus techos sino que también denotan deformaciones en el trazado de estratos y láminas horizontales.

Con respecto a calcretas, la Formación Chapadmalal guarda numerosos ejemplos de niveles entoscados atribuidos a suelos de gran desarrollo; otras atribuidas a fluctuaciones de niveles freáticos (Zárate y Fasano 1989). Algunos niveles entoscados han tenido características distintivas como las grandes acumulaciones de tosca mamelonar en el techo de la Formación Chapadmalal (Fig. 9a) o la denominada “tosca candelabro” que caracteriza la Formación Punta San Andrés (Teruggi *et al.* 1974, Beilinson 2011). En algunos sectores, las concreciones de carbonato han seguido la alternancia entre sets de una estructura primaria de gran escala (Fig. 9b). Algunas cuevas han sido particularmente susceptibles a fluidos que dejaron acumulaciones carbonáticas en techos o pisos (Fig. 8c).

En la aloca 2 de la Formación Chapadmalal se encuentran numerosas concreciones esféricas, carbonáticas, de tama-



**Figura 9:** Estructuras sedimentarias post-depositacionales; a) Nivel de tosca de de más de 1 m de espesor que aumenta en altura hacia la izquierda (sur) de la fotografía (techo de la Formación Chapadmalal en San Eduardo del Mar); b) Niveles de tosca depositados entre los límites de los sets de las caras de crecimiento fluvial o *pointbars* (San Eduardo del Mar); c) Niveles de tosca rodeando restos de escorias y tierras cocidas (La Fraternidad); d) Nódulos de carbonato simples y dobles unidos entre limos masivos (Playa Los Lobos).

ños que oscilan entre los 0,06 y 0,50 m. En ocasiones estas concreciones se encontraron tan próximas que pueden unirse en su crecimiento y adquirir formas más complicadas (Fig. 9 D). Por otra parte cuando estas concreciones se encuentran formando parte de depósitos de canal, las mismas pierden su superficie mamelonada indicando un cierto grado de transporte.

### DISCUSIÓN

Muchos términos cronoestratigráficos de la región han sido muy difundidos en el pasado, algunos asignados a unidades litoestratigráficas cuyas edades y límites han sido sujetos a discusión en el presente trabajo. El piso Chapadmalalense es particular de este sector de Buenos Aires y tiene características distintivas que han permitido reconocerla en las barrancas del río Quequén Grande con asociaciones fosilíferas parecidas (Prado y Cerdeño 1998). Se destaca la ausencia de arenas y gravas finas cuarzosas a pesar de la vecindad a las cuarcitas que coronan las sierras

del SE de Tandilia. Por otro lado, desde hace más de 100 años se discute acerca de su relación con la Formación Monte Hermoso, aflorante hacia el oeste de la localidad homónima. Si bien algunos autores han comparado parcialmente los contenidos faunísticos, otros los separan (Kraglievich 1923, 1940, Cione y Tonni 1995, Ortiz Jaureguizar *et al.* 1995). Reconstrucciones basadas en megamamíferos apuntan a un ambiente de sabana en un clima cálido. Desafortunadamente no hay reconstrucciones paleoclimáticas basadas en asociaciones polínicas dado el carácter oxidante de los paleoambientes sedimentarios. El piso Marplatense comprende el tiempo atribuido a las formaciones Vorohué y San Andrés. Si bien ambas formaciones tuvieron asignación temporal, ya desde 1959 se conoce que pueden considerarse facies cuyo orden de superposición es indistinto. Esto fue particularmente reconocido hacia el oeste en los acantilados de Lobería (Isla y Espinosa 2009).

En el norte de la provincia de Buenos Ai-

res, los sedimentos limosos entoscados con abundancia de megamamíferos fueron asignados al piso denominado Ensenadense (localidad tipo en Ensenada). En los acantilados entre Mar del Plata y Necochea, los sedimentos de esta edad comprenden mayormente a diamictos en matriz limosa con abundancia de clastos de tosca (Beilinson 2009). Esto llevó a Kraglievich a definir la Formación Miramar correspondiente a sedimentos fluvio-lacustres con capas entrecruzadas de alto ángulo y estructuras gradadas (1952). El piso Prebelgranense fue introducido por Frenguelli (1928) para caracterizar limos pampeanos conteniendo clastos de arena de composición volcánica que relacionaba a una transgresión marina aflorante sólo como barrera medanosa o de facies de playa en Centinela del Mar y Claromecó, respectivamente. Estas evidencias de depósitos que atestiguan la proximidad de sedimentos costeros los extrapola a otros sectores de los acantilados de su región costanera sur. En este sentido, el Prebelgranense debe considerarse como los sectores más altos de la Formación Miramar, y en cierto sentido comparable al Ensenadense cuspidal. Roth (1920) fue el primero en sintetizar las evidencias de una transgresión marina en el Pleistoceno superior (transgresión neopampeana o Belgranense). La ubicó tanto en las barrancas de Belgrano como en La Plata (excavaciones de Diagonal 79 y 64), en Punta Mogotes (colomarino de Ameghino) y Centinela del Mar. Frenguelli (1928) las diferencia como facies de playa en Claromecó y como depósitos eólicos cercanos al mar en Punta Negra, Punta Cantera y Centinela del Mar. Varios de estos afloramientos correspondientes a la antigua línea de costa del Pleistoceno superior fueron mapeados y relacionados al interglacial del estadio isotópico del oxígeno 5e (Isla *et al.* 2000). El fin del Pleistoceno e inicio del Holoceno significó un momento de máxima aridez (mínima humedad ambiente) que permitió procesos de deflación de limos y arenas muy finas en la planicie pampeana. Un sistema de depresiones circulares y dunas de limo caracterizan este momento y hoy se preservan al oeste de la laguna

Mar Chiquita (Schnack *et al.* 1982). Los acantilados de Camet Norte están cortando uno de estos sistemas laguna-duna de limo. La depresión de unos 2 m de profundidad fue sepultada por limos arenosos durante el Pleistoceno superior al tiempo que una duna de limo la cerraba por el este. La erosión costera moderna ha cortado este paisaje Pleistoceno y hoy podemos reconocer el relleno de la laguna en Camet Norte y la duna de limo de 2 m de espesor que la limitaba en la costa de la Estancia San Manuel (Fig. 7). La datación de las cineritas indica que esta laguna no estaba colmatada hace 20.900 años AP (Corbella *et al.* 2000).

## CONCLUSIONES

- La ausencia general de clastos de gravas, brechas y arenas cuarzosas derivadas del sistema de Tandilia en la Formación Chapadmalal indican que su participación como elemento positivo de la paleotopografía fue nula o escasa. Los depósitos de canales con restos cuarzosos provenientes de Tandilia son más abundantes en los depósitos suprayacentes indicando una reactivación tectónica de la región, también relacionada con los cambios glacioeustáticos del Cuaternario.
- El movimiento relativo del sector sur con respecto al sector norte queda demostrado por la antigüedad de sus depósitos y por estructuras de deformación y colapso en algunas unidades estratigráficas.
- La presencia del depósito álcuo que comprende las formaciones Vorohué y San Andrés con una distribución limitada mayormente a las puntas homónimas (~10 km.) explica la ausencia de mamíferos de gran talla. Este sesgo de distribución indujo a proponer cambios faunísticos que deben revisarse.
- Si bien en el sector norte se registran canales con restos cuarcíticos derivados del sistema de Tandilia, estos son menos frecuentes aunque más evidentes en el flanco sur. El sector norte presenta canales meandriformes permanentes, dado su contenido paleontológico (peces, anuros), y cuyos depósitos son enriquecidos con clastos de arenas, gravas y brechas cuarzosas prove-

nientes de las sierras circundantes.

- Las secuencias de paleosuelos se encuentran mejor representados en el extremo norte del flanco sur de Tandilia producto de su emplazamiento paleotopográfico más elevado. Los sistemas fluviales meandriformes son más frecuentes sobre el flanco norte de Tandilia.

- Los depósitos lacustres y palustres también se encuentran mejor representados en el sector norte donde es clara una falta de pendiente que favoreció encharcamientos.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren manifestar su agradecimiento a muchos colegas que durante muchos años colaboraron en campañas y discusiones. Particularmente a la familia Scaglia, M. Zárate, J. L. Carballido y E. Beilinson. Susana Serra y Mario Graziani estuvieron a cargo de los análisis texturales. Marcelo Manassero, otro revisor anónimo y los editores realizaron muy importantes sugerencias para mejorar descripciones y resultados.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalán. *Anales Museo Nacional Buenos Aires* 3: 343-428.
- Beilinson, E. 2009. Análisis de facies paleoambiental de alta resolución de la aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Provincia de Buenos Aires. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 16: 57-74.
- Beilinson, E. 2011. Estratigrafía secuencial de alta resolución y análisis arquitectural de cuerpos en sistemas fluviales de la aloformación Punta San Andrés (Plio-Pleistoceno), Barrancas de Miramar-Mar del Plata. Tesis doctoral Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 332 p., La Plata.
- Bidegain, J.C., Martínez, G.A., Osterrieth, M.L. y Van Velzen, A. 1998. Magnetoestratigrafía de la secuencia cenozoica tardía de Camet (norte de Mar del Plata), Provincia de Buenos Aires. *5 Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses* 2: 235-238.
- Bidegain, J.C., Osterrieth, M.L., Van Velzen, A.

- y Rico, Y. 2005. Geología y registros magnéticos entre arroyo La Tapera y Santa Clara del Mar, Mar del Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 143-150.
- Cenizo, M.M., Soibelzon, E. y Tonni, E.P. 2011. Protección de costas y pérdida del patrimonio paleontológico: el caso de Punta Hermengo (Miramar, provincia de Buenos Aires). *Revista Museo de La Plata, Paleontología* 11:1-16.
- Cingolani, C. A., 2008. Tandilia. Las rocas y los fósiles más antiguos de Argentina. En: SEGEMAR (Ed.) Sitios de interés geológico de la República Argentina, tomo 2, 477-494, Buenos Aires.
- Cione, A. L., Tonni, E. P., 1995. Bioestratigrafía y cronología del Cenozoico superior de la región pampeana. En: Alberdi, M. T., Leone, G., Tonni, E. P. (Eds.) Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años, Un ensayo de correlación con el Mediterráneo occidental, 12: 47-74, Madrid.
- Cione, A.L. y Tonni, E. P. 1996. Reassessment of the Pliocene-Pleistocene continental time scale of Southern South America. Correlation of the type Chapadmalalan with Bolivian sections. *Journal of South American Earth Sciences* 9: 221-236.
- Cione, A.L., Tonni, E.P., Bargo, M.S., Bond, M., Candela, A.M., Carlini, A.A., Deschamps, C.M., Dozo, M.T., Esteban, G., Goin, F.J., Montalvo, C.I., Nasif, N.; Noriega, J.I., Ortiz Jaureguizar, E., Pascual, R., Prado, J.L., Reguero, M.A., Scillato-Yané, G.J., Soibelzon, L., Verzi, D.H., Vieytes, C., Vizcaíno, F. y Vucetich, M.G. 2007. Mamíferos continentales del Mioceno tardío a la actualidad en la Argentina: cincuenta años de estudios. *Ameghiana Publicación Especial* 11: 257-278.
- Corbella, H., Nabel, P. y Martínez, G. 2000. Composición, edad y magnetoestratigrafía de las cineritas Camet en la costa Atlántica bonaerense, Argentina. *Actas 9º Congreso Geológico Chileno*, 7 p., Puerto Varas.
- Dondas, A., Isla, F.I. y Carballido, J.L. 2009. Paleocaves exhumed from the Miramar Formation (Ensenadan Stage-age, Pleistocene), Mar del Plata, Argentina. *Quaternary International* 210: 44-50.
- Fasano, J.L., Isla, F.I. y Schnack, E.J. 1984. Significado paleoambiental de los depósitos del Pleistoceno Tardío de Camet Norte (Partido de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39: 244-250.
- Fidalgo, F. y Gentile, R.O. 1995. La Formación Arroyo Seco en las barrancas ubicadas entre el arroyo Chapadmalal y Punta Hermengo (Prov.de Buenos Aires). 4º Jornadas Geológicas y geofísicas Bonaerenses, 135-141, Junín.
- Folk, R.L. y Ward, W. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Frenguelli, J. 1928. Observaciones geológicas de la región costanera sur de la provincia de Buenos Aires. Universidad Nacional del Litoral, Facultad de Ciencias de la Educación, *Anales* 2: 145 p., Santa Fe.
- Frenguelli, J. y Outes, F.F. 1924. Posición estratigráfica y antigüedad relativa de los restos de industria humana hallados en Miramar. *Physis* 26: 277-304.
- Genise, J.F. y Farina, J. L. 2012. Ants and zennartrans involved in a Quaternary food web from Argentina as reflected by their fossil nests and paleocaves. *Lethaia* 45: 411-422.
- Gentile, R.O. y Ribot, A.M. 2001. Niveles de tefras en sedimentos continentales del Pleistoceno Tardío-Holoceno (provincia de Buenos Aires). *Intersecciones en Antropología*, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires, 2: 47-59.
- Hunter, H. E. y Rubin, D. M., 1983. Interpreting cyclic crossbedding, with an example from the Navajo Sandstone. En: Brookfield, M.E. y Ahlbrandt, T.S. (Eds.) Eolian sediments and processes. Elsevier Science Publishers, 429-454, Amsterdam.
- Isla, F.I. 2011. Preservación o sepultura del patrimonio marplatense. *Nexos*, Universidad Nacional de Mar del Plata, Mar del Plata, 17: 4-6.
- Isla, F.I. y Dondas, A. 2001. Facies fluviales del Pleistoceno de Mar del Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 259-267.
- Isla, F.I. y Espinosa, M.A. 2009. Stratigraphy, tectonics and paleogeography of the Lobería coastline, Southeastern Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 557-568.
- Isla, F.I., Rutter, N.W., Schnack, E.J. y Zárate, M.A. 2000. La transgresión Belgranense en Buenos Aires. Una revisión a cien años de su definición. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales*, Asociación Geológica Argentina 1: 3-14.
- Kraglievich, L. 1923. Descripción comparada de los cráneos de *Scelidodon rothi* Ameghino y *Scelidotherium parodii*, s. sp., procedentes del horizonte chapadmalense. *Anales Museo Nac. De Historial Natural de Buenos Aires* 33: 57-103.
- Kraglievich, L. 1940. La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal deducidas de su comparación con las que le precedieron y sucedieron. *Obras de Geología y Paleontología* 3: 295-433, La Plata.
- Kraglievich, J.L. 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, Provincia de Buenos Aires. *Revista Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional Mar del Plata* 1: 8-37.
- Kraglievich, J.L. 1959a. Rectificación acerca de los supuestos "molares humanos fósiles" de Miramar (Prov. de Buenos Aires). *Revista del Instituto de Antropología de Rosario* 1: 223-236.
- Kraglievich, J.L. 1959b. Contribuciones al conocimiento de la geología cuaternaria en la Argentina. 4º Nota acerca de la geología costera en la desembocadura del Arroyo Malacara (Provincia de Buenos Aires). *Comunicaciones Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia*, *Geología* 1, 17: 3-9.
- Ortiz Jaureguizar, E., Prado, J.L. y Alberdi, M.T. 1995. Análisis de las comunidades de mamíferos continentales del Plio-Pleistoceno de la región pampeana y su comparación con las del área del Mediterráneo Occidental. En: Alberdi, M. T., Leone, G. y Tonni, E. P. (Eds.) Evolución biológica y climática de la región pampeana durante los últimos cinco millones de años. Un ensayo de correlación con el Mediterráneo Occidental. *Monografías, Consejo Superior de Investigaciones*, 85-406, Madrid.
- Pardiñas, U.F.J., Tonni, E.P. y Figini, A.J. 1998. Camet Norte: diversidad faunística próxima al Último Máximo Glacial en el sudeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, *Actas* 1, 257-262, Buenos Aires.
- Pardiñas, U.F.J., Cione, A.L., San Cristóbal, J., Verzi, D.H. y Tonni, E.P. 2004. A new Last Interglacial continental vertebrate assemblage in Central-Eastern Argentina. *Current Research in the Pleistocene* 21: 111-112.
- Prado, J.L. y Cerdeño, E. 1998. Los mamíferos pliocenos de la fauna local Quequén Grande (Provincia de Buenos Aires, Argentina). *Estudios Geológicos* 54: 75-83.
- Prevosti, F.J., Dondas, A. e Isla, F.I. 2004. Re-

- visión del registro de *Theriodictis Mercerat*, 1891 (Carnívora, Canidae) y descripción de un nuevo ejemplar de *Theriodictis platensis Mercerat*, 1891 del Pleistoceno de la Provincia de Buenos Aires (Argentina). *Ameghiniana* 41: 245-250.
- Rineck, H. E. y Singh, I. B., 1980. Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin, 549 pp.
- Roth, S. 1920. Investigaciones geológicas en la llanura pampeana. *Revista Museo de La Plata*, 25: 276-313.
- Rubin D. M. y Hunter, H. E., 1983. Reconstructing bedformassemblages from compound crossbedding. En Brookfield, M. E. y Ahlbrandt, T. S. (Eds.) *Eolian sediments and processes*. Elsevier Science Publishers, 407-427, Amsterdam.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.I. 1982. The evolution of Mar Chiquita lagoon, Province of Buenos Aires, Argentina. En: Colquhoun, D. J. (Ed.) *Holocene Sea Level Fluctuations: Magnitudes and Causes*. IGCP 61, 143-155, Columbia.
- Schultz, P.H., Zárate, M.A., Hames, W., Camilión, C., King, J. 1998. A 3.3-Ma impact in Argentina and possible consequences. *Science* 282: 2061-2063.
- Schultz, P.H., Zárate, M.A., Hames, B., Koeberl, Ch., Bunch, T., Storzer, D., Renne, P. y Wittke, J. 2004. The Quaternary impact record from the Pampas, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 219: 221-238.
- Soibelzon, E., Prevosti, F.J., Bidegain, J. C., Rico, Y., Verzi, D. H. y Tonni, E. 2009. Correlation of Late Quaternary sequences of Southeastern Buenos Aires province: Biostratigraphy and magnetostratigraphy. *Quaternary International* 210: 51-56.
- Tapia, A. 1937. Las cavernas Ojo de Agua y Las Hachas. *Boletín* 43, Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección de Minas y Geología, 122 p., Buenos Aires.
- Taglioretti, M.L., Scaglia, F. y Isla, F.I. 2009. Tafoonomía y estratigrafía del yacimiento paleontológico "Constitución", Pleistoceno medio-superior, Mar del Plata, Argentina. *Ameghiniana Resúmenes* 46(4) Supl. 94R.
- Teruggi, M.E., Etchichury, M.C., Remiro, J. 1957. Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona Mar del Plata-Miramar. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales, Geología* 4: 107-250.
- Teruggi, M.E., Andreis, R. H., Mazzoni, M. M., Dalla Salda, L. H. y Spalletti, L. A. 1974. Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata - Miramar. *LEMIT, Serie 2, N° 268*, PAGINAS????
- Vizcaíno, S.F., Fariña, R.A., Zárate, M.A., Bargo, M.S. y Schultz, P. 2004. Palaeoecological implications of the mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean Region (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213: 101-113.
- Visher, G. S., 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal Sedimentary Petrology* 39: 1074-1106.
- Zárate, M.A. 1989, Estratigrafía y geología del Cenozoico tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y el arroyo Chapadmalal, partido de General Pueyrredon, Provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 221 p., La Plata.
- Zárate, M.A. y Fasano, J.L. 1989. The Plio-Pleistocene record of the central eastern Pampas, Buenos Aires Province, Argentina: The Chapadmalal case study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72: 27-52.
- Zárate, M.A., Bargo, M.S., Vizcaíno, S.F., Dondas, A., Scaglia, O., 1998. Estructuras biogénicas en el Cenozoico tardío de Mar del Plata (Argentina) atribuibles a grandes mamíferos. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 5: 95-103.

Recibido: 18 de junio, 2013

Aceptado: 13 de octubre, 2014