

ANÁLISIS DE FACIES Y PALEOAMBIENTAL DE ALTA RESOLUCIÓN DE LA ALOFORMACIÓN PUNTA SAN ANDRÉS (PLIO-PLEISTOCENO), PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

Elisa BEILINSON

Centro de Investigaciones Geológicas (Universidad Nacional de La Plata - CONICET) Calle 1 # 644, La Plata (B1900TAC), Buenos Aires, Argentina. E-mail: beilinson@cig.museo.unlp.edu.ar

Resumen: La Aloformación Punta San Andrés aflora principalmente a lo largo de las barrancas costeras que se desarrollan desde la ciudad de Mar del Plata hasta la ciudad de Miramar y comprende las sedimentitas de edad plio-pleistocenas interpretadas como depósitos continentales de planicies aluviales, sistemas fluviales de baja sinuosidad y cuerpos de agua someros. El presente trabajo tiene por finalidad efectuar un análisis de alta resolución de facies sedimentarias así como de asociaciones de facies y arquitectura de los cuerpos sedimentarios presentes en los afloramientos de Baliza San Andrés y Complejo Turístico Chapadmalal de la Aloformación Punta San Andrés con el propósito de elaborar un modelo conceptual y dinámico de los ambientes depositacionales que la conformaron.

Basado en el trabajo de campo y de laboratorio realizado, se definieron en primera instancia dos grandes grupos de facies, unas de origen depositacional y otras de origen postdepositacional, las cuales se agruparon en cuatro asociaciones de facies según los procesos que le dieron origen y según su arquitectura (AF I a IV: canales fijos de baja sinuosidad, canales móviles de alta sinuosidad, lóbulo de explayamiento y planicie de inundación pedogenizada). El análisis de estas asociaciones permitió definir ambientes depositacionales cuya sucesión e interrelación permite inferir un cambio progresivo en las condiciones de acomodación y paleoclimáticas imperantes durante su desarrollo.

Palabras clave: análisis de facies, análisis arquitectural, paleoambientes, Plio-Pleistoceno, Mar del Plata-Miramar.

EXTENDED ABSTRACT

The continental deposits of the Punta San Andrés Alloformation (Plio-Pleistocene) crop out in the marine cliffs of south eastern Buenos Aires province (Fig. 1). The deposits of this unit have been assigned to different continental sub-environments such as floodplains, fluvial channels and temporary water bodies (Zárate, 1989). The aim of this work is to perform a high-resolution facies and facies association analysis as well as an architectural characterization of the sedimentary bodies cropping

out in Baliza San Andrés and Complejo Turístico Chapadmalal (Fig. 1). This information will be used to elaborate a conceptual and dynamic model of the depositional environments present in the Punta San Andrés Alloformation and to define main controlling factors over its accumulation.

The study area is located in a typical passive margin controlled by transversal extensional systems that originated rift basins (aulacogens) with very little basaltic magmatism (Ramos, 1996; Parker *et al.* 2008). This area experienced block rotation due to isostatic equilibrium and sedimentary overload.

Accumulation of post-Miocene deposits was favored by a high sedimentary dynamic associated with the rise of the Andean Cordillera (Turic *et al.* 1996; Parker *et al.* 2008). More specifically, the study area is located in the southeastern part of the Tandilia Geological Province (Rolleri, 1975, Fig. 1).

The pioneer papers on stratigraphy of the Mar del Plata and Miramar marine cliffs were carried out by Ameghino (1908), Frenguelli (1921) and Kraglievich (1952, 1953, 1959) (Figs. 2, 3). The sedimentological characterization of these deposits was made by Teruggi *et al.* (1956) and Zárate (1989). This last author also proposed an allostratigraphic framework which intended to unify and simplify the late Cenozoic stratigraphy (Fig. 2).

The rich vertebrate fauna present in the Punta San Andrés Alloformation and related units was studied since the first contributions by Ameghino (1908). These studies were the basis for the South American Late Cenozoic biostratigraphic scheme (Fig. 2; Marshall, 1985; Cione and Tonni, 1995, 1999).

According to Zárate (1989), the Punta San Andrés Alloformation unconformably overlays the Pliocene continental deposits of the Punta Martínez de Hoz, Playa Los Lobos and Playa San Carlos alloformations. Its lateral extent is about 15 km from the Arroyo Lobería to Punta Vorohué (Fig. 1) and it also crops out between Arroyo Lobería and Playa San Carlos (Fig. 1). The mean thickness of the Punta San Andrés Alloformation is 15 meters. Internally, it is subdivided into three allomembers limited by discontinuity surfaces with a lateral extent that allows mapping them at 1:25.000 scale (Zárate, 1989; Fig. 2). Because of the high mineralogical and textural homogeneity (silty sand and reworked loessoid silt) of the cenozoic deposits in the study area (Teruggi *et al.*, 1956) the discrimination amongst the different units is based on the abundance of the channelized facies, the carbonatic precipitation and the degree of development and maturity of paleosoils (Zárate, 1989).

During field work 10 detailed, 1:50 scaled sedimentological profiles were made at Baliza San Andrés and Complejo Turístico Chapadmalal (Fig. 1) from which the 4 more complete are shown in figure 4. All stratigraphic logs were described in detail and focus was made in grain size, lithology, primary sedimentary structures, bioturbation, fossil content, scale and geometry of the lithosomes; all of these useful features to define sedimentary facies

(Reading and Levell, 1996). The abundance of post depositional features (mainly pedogenetic) in the Punta San Andrés Alloformation made necessary the subdivision of sedimentary facies into two groups: depositional and post-depositional. The depositional facies were classified and described according to Miall's scheme (1978, 2006), which was modified to facilitate their description and interpretation (Table 1). The post-depositional carbonatic facies were described according to Zárate's scheme (1989) in which the studied features are the geometry of the calcareous accumulation (development in one, two or three dimensions), internal structure, hardness, abundance and lateral extent.

The analysis of the seven depositional facies (Table 1) led to interpret a continental environment where unidirectional streams allowed the migration of 3D and 2D dunes as well as the lateral migration of side bars (facies Cig, ACt, ACs, Ah and Ae). It also made clear the presence of paleosoils developed on sheet-flood or splay deposits (facies Alp) and of suspension-related sediments (facies Pm). The analysis of the three post-depositional facies (Table 1) led to the identification of carbonatization processes related to pedogenesis (facies Bc and Tm) and to diagenesis in a vadose environment (facies Tp).

The sedimentary facies were grouped into four facies associations (FA; Table 2). Facies associations I and II are related to fluvial channels and FA III and IV are related to floodplains. In the first group, fixed, low-sinuosity channels were differentiated from mobile, high-sinuosity channels based on their symmetric, simple ribbon geometry (Friend *et al.* 1979; Gibling, 2006) and their constituent facies (Cig, ACt and Ae) as opposed to multiepisodic, complex ribbons (Friend *et al.*, 1979) with participation of Cig, ACt, ACs, Ah and Ae facies. The floodplain associations were divided in crevasse-splay and calcic paleosoils associations. The first one is composed of Alp facies, has a wedge-like geometry, a coarsening-upward arrangement, laterally related to fixed, low-sinuosity channels and a lateral extension over 3 kilometers (Figs. 10a, b). The former is mainly composed of Tp and Tm facies, has a tabular geometry, also laterally related to fixed, low-sinuosity channel and a lateral extension of hundreds of meters.

Even though these four facies associations can be found all over the Punta San Andrés Alloformation, it is possible to identify three different sections (A, B and C, Figs. 9 and 11) in which their arrangement

and proportions vary. Each of these sections is associated with specific depositional conditions that determined a characteristic fluvial system.

Section A involves the lower and middle allomembers (Fig. 2). It is represented by floodplain deposits (both crevasse-splay and calcic paleosoils associations in a rhythmic arrangement) that are considered to represent a terminal fluvial system. The calcic paleosoils are interpreted to represent a dry and arid climate (Marriott and Wright, 1993; Balin, 2000) under a reduced rate of accommodation creation (Marriott and Wright, 1993; Cleveland *et al.*, 2007). Because of the presence of iron nucleids and clay coatings, the crevasse-splay deposits are interpreted to represent wetter climatic conditions (Davies-Vollum and Kraus, 2001) and developed under a greater rate of accommodation creation (Cleveland *et al.*, 2007).

Section B (upper allomember) is also made up of floodplain deposits, although coarser and much more dissected by a larger proportion of complex channels. Hence, they are interpreted as a proximal floodplain.

Finally, section C is represented by mobile, high-sinuosity channel deposits in such a high proportion that in some parts of the outcrops there is no preservation of floodplain deposits.

To summarize, for the Punta San Andrés Alloformation deposits cropping out in Baliza San Andrés and Complejo Turístico Chapadmalal, four facies associations can be proposed based on the facies analysis of the sediments and its geometry. The analysis of these associations allowed defining depositional environments whose interrelation reflected a progressive change in the paleoclimatic and accommodation conditions, probably related to base-level changes. For section A, climate is interpreted to have been dry and arid and related to low accommodation space. During deposition of section B, climate became wetter and accommodation space was increased. Section C is characterized by a lowering in the local base level that led to negative accommodation with fluvial incision. Deposition of channel fills and floodplain deposits indicate the return of positive accommodation space and wet climate.

Keywords: facies analysis, architectural analysis, paleoenvironment, Plio-Pleistocene, Mar del Plata-Miramar.

INTRODUCCIÓN

La Aloformación Punta San Andrés (partidos de General Pueyrredón y de General Alvarado, provincia de Buenos Aires, Fig. 1) fue definida por Zárate (1989). Sus principales afloramientos se identifican a lo largo de las barrancas costeras que se desarrollan desde la ciudad de Mar del Plata hasta la ciudad de Miramar (Fig. 1) y comprende las sedimentitas de edad plio-pleistocena interpretadas como depósitos continentales de ambiente fluvial y planicie aluvial (Zárate, 1989). Se encuentra limitada en su base por una importante discontinuidad erosiva diacrónica (representa tres eventos distintos de reactivación del paisaje, Zárate, 1989) que se observa al sudoeste de Punta Vorohué (Fig. 1), y en su techo por una discontinuidad erosiva.

Los trabajos pioneros sobre la estratigrafía de las barrancas entre Mar del Plata y Miramar fueron realizados por Ameghino (1908) y Kraglievich (1952, 1953, 1959). Su conocimiento sedimentológico se debe principalmente a los trabajos de Teruggi *et al.* (1956) y Zárate (1989). Este último autor presentó además un esquema aloestratigráfico para los depósitos cenozoicos que componen las mencionadas barrancas, en el cual propone unificar y simplificar la estratigrafía del Cenozoico tardío, bastante confusa hasta el momento (Fig. 2).

La rica fauna de vertebrados fósiles presentes en la Aloformación Punta San Andrés y unidades relacionadas fue estudiada intensamente desde los primeros aportes de Ameghino (1908). Estas investigaciones fueron la base para el esquema bioestratigráfico (Fig. 2) del Cenozoico tardío continental sudamericano (Marshall, 1985; Cione y Tonni, 1995, 1999).

El presente trabajo tiene por finalidad efectuar un análisis de alta resolución de facies sedimentarias así como de asociaciones de facies y arquitectura de los cuerpos sedimentarios presentes en los afloramientos de Baliza San Andrés y Complejo Turístico Chapadmalal (Fig. 1) de la Aloformación Punta San Andrés con el propósito de elaborar un modelo conceptual y dinámico de los ambientes depositacionales que la conformaron y analizar los factores de control activos durante su depositación.

ANTECEDENTES

El área de estudio se encuentra emplazada en un

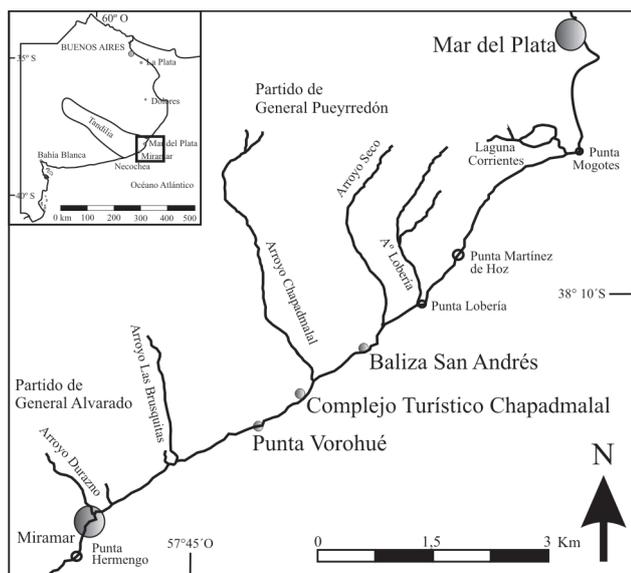


Figura 1. Mapa de ubicación regional y de las principales localidades en la zona de los trabajos de detalle. Modificado de Kraglievich (1952) y Zárate (1989).

Figure 1. Regional map and main localities of detailed study area. Modified from Kraglievich (1952) and Zárate (1989).

típico margen pasivo cuya evolución fue controlada por discontinuidades corticales y sistemas extensionales transversales que originaron cuencas de rift (tipo aulacogénicas) con escaso magmatismo basáltico (Ramos, 1996; Parker *et al.*, 2008). Además, ese ámbito estuvo sujeto a basculamientos condicionados por equilibrio isostático y sobrecarga sedimentaria, que produjo depósitos post-Miocenos cuya acumulación se vio favorecida por la alta dinámica sedimentaria resultante del ascenso de la cordillera andina (Turic *et al.*, 1996; Parker *et al.*, 2008). Inserta en este marco, el área de estudio está emplazada en la Provincia Geológica Tandilia (Rolleri, 1975, Fig. 1), más exactamente en el extremo sudeste de la misma.

Uno de los primeros científicos en trabajar con los depósitos cenozoicos del área de Mar del Plata y Miramar fue Ameghino (1908), quien propuso un esquema estratigráfico y cronológico para la llanura pampeana, basado en la litología pero con un gran apoyo en la paleontología (Fig. 3). Algunos años más tarde, Frenguelli (1921) estudia el área de las barrancas bonaerenses desde Miramar hasta Mar del Plata y modifica ligeramente el esquema de Ameghino, basándose, sobre todo, en diferencias litológicas y dándole una interpretación paleoclimática a las distintas unidades (Fig. 3). Los siguientes trabajos de relevancia para la misma área

fueron los de Kraglievich (1952, 1953, 1959), en el que se establecieron las unidades formales que son la base de la estratigrafía de la zona y en las cuales se apoyan todos los trabajos modernos (Fig. 3).

Todas las propuestas expuestas más arriba se basaron tanto en la litología como en el contenido paleontológico de las unidades. Como estos criterios llevaron más bien a un estado de confusión en la nomenclatura y a una falta de criterio específico para la diferenciación de las unidades, Teruggi *et al.* (1974) propusieron el análisis de los sedimentos tomando en cuenta las paleosuperficies presentes (paleosuelos, costras calcáreas y discontinuidades), elementos que permitieron una mejor interpretación de los depósitos y que además facilitaron el ordenamiento de las unidades.

Desde el punto de vista de la estratigrafía, Zárate (1989) considera que el esquema litoestratigráfico de Kraglievich (1952, 1953, 1959) no es válido, ya que las unidades definidas se apartan de las recomendaciones del Código Argentino de Estratigrafía (1992) al no haber una diferenciación litológica entre las unidades, que las mismas se establecen parcialmente sobre la base de su contenido faunístico y además no son mapeables a escala 1:25000. Al mismo tiempo, Zárate (1989) efectúa una propuesta aloestratigráfica (NACSN, 1983), es decir, propone la división de la sección en unidades limitadas por discontinuidades (Fig. 2). Según este autor, las superficies de erosión (paleocanales) y las de no deposición (paleosuelos y niveles de costras calcáreas) presentan una gran extensión lateral que los hace identificables a lo largo de todo el frente del acantilado. Por tal motivo, considera que el uso de discontinuidades como límite de unidades es muy apropiado y el que más contribuye a esclarecer el panorama estratigráfico, además de cumplir con el requisito de mapeabilidad a escala 1:25.000.

Los depósitos continentales de la región pampeana han sido asignados a un ciclo depositacional que se inicia en el Mioceno medio a superior (alrededor de 12-11 Ma), luego del retiro del Mar Paranense, y que se continúa hasta el Holoceno (Zárate 2003, 2005). Todo este paquete sedimentario fue subdividido en cuatro ciclos de sedimentación continental (Zárate 2003, 2005) según los procesos dominantes. Los depósitos que conforman la Aloformación Punta San Andrés corresponden al tercer subciclo (Plioceno tardío - Pleistoceno tardío), momento en el cual, según Zárate (2003, 2005), el sistema de drenaje de

Ma	Cronoestratigrafía		Polaridad magnética	Bioestratigrafía		Aloestratigrafía			
	Período	Época		Piso	Biozona				
0	Neogeno	Holoceno	C1	Platense Lujanense	L. maximus E. (A.) neogaeus Megatherium americanum	Arroyo Lobería Alocapa 9			
1		Pleistoceno		Bonaerense			Alocapa 8		
2		Plioceno		C2	Marplatense	Ensenadense	Mesotherium cristatum	Alocapa 7	
3						Sanandresense	Ctenomys chapadmalensis	Alocapa 6	
4						Vorohuense	Akodon (A.) lorenzinii	Alocapa 5	
5					Chapadmalense	C2A	Barrancalobense	Platygonus scagliai	Alocapa 4
6							Superior	Paraglyptodon chapadmalensis	Alocapa 3
7							Inferior	Neocavia depressidens	Alocapas 1 y 2
6		Mioceno		C3	Montehermosense	Trigodon gaudryi	Pta. Martínez de Hoz		
5							Playa Los Lobos		
4					Playa San Carlos				
3				 ?				
2									
1									
0									

Figura 2. Cuadro comparativo entre las unidades bioestratigráficas de Cione y Tonni (1995, 1999), los pisos propuestos por Marshall (1985) y las unidades aloestratigráficas establecidas por Zárate (1989).

Figure 2. Comparative chart between biostratigraphic units of Cione and Tonni (1995, 1999), stages proposed by Marshall (1985) and allostratigraphic units established by Zárate (1989).

la región se reactivó y excavó valles en los depósitos del Plioceno medio - tardío.

Dentro de los depósitos vinculados al tercer sub-ciclo de sedimentación pampeana, se encuentran niveles muy característicos con numerosos fragmentos de material vidrioso y vesicular (denominados escorias) asociados a fragmentos de arcilitas rojizas (denominados tierras cocidas). Estos materiales fueron descritos por primera vez por Heusser y Claraz (1865). Debido a que la composición de las escorias era similar a la del loess que las albergaba, su origen no se vinculó a procesos volcánicos o diagenéticos sino que fue vinculado a algún tipo de proceso de alta temperatura que fundió el material originario (Zárate y Fasano, 1989; Schultz *et al.*, 1998). Posteriormente, el proceso de alta temperatura fue identificado como un impacto meteorítico (Schultz *et al.*, 1998).

Según la descripción de Zárate (1989), la Aloformación Punta San Andrés se desarrolla, discontinuidad mediante, sobre las sedimentitas continentales pliocenas de las aloformaciones Punta Martínez de Hoz, Playa Los Lobos y Playa San Carlos. Su extensión lateral es de unos 15 km, desde la desembocadura del Arroyo Lobería hasta Punta Vorohué (Fig. 1), aflorando también, de forma más

saltuaria, entre el Arroyo Lobería y Playa San Carlos (Zárate, 1989). Su espesor promedio es de 15 metros. Internamente, la Aloformación Punta San Andrés fue subdividida en nueve alocapas agrupadas en tres alomiembros limitados por superficies de discontinuidad cuyo desarrollo lateral permite mapearlos en escala 1:25.000 (Zárate, 1989, Fig. 2). Dada la gran homogeneidad textural (areniscas limolíticas y limolitas loessoides retrabajadas) y mineralógica de todos los depósitos cenozoicos en la región estudiada (Teruggi *et al.*, 1956) la diferenciación de las distintas unidades descritas en el presente trabajo se hace principalmente mediante el grado de participación de facies canalizadas, la presencia de acumulaciones de carbonato de calcio y el grado de desarrollo y madurez de los perfiles pedogenéticos.

Si bien Zárate (1989) describe la base de la unidad como una superficie de discontinuidad erosiva que trunca a las tres unidades precedentes, durante los trabajos de campo no se logró observar la base de la Aloformación Punta San Andrés, dado que no aflora en la sección estudiada. Su techo es una superficie de discontinuidad erosiva labrada por la red de drenaje holocena en algunos sectores, y en otros una superficie no depositacional entoscada.

Ameghino 1908		Frenguelli 1957		Kraglievich 1959	Zárate 1989
		Serie Postpampiano			
Formación Pampeano	Bonaerense	Bonaerense	Fm. Lobería		Alofm. Arroyo Lobería
	Ensenadense	Ensenadense	Fm. Santa Isabel	Alofm. Punta San Andrés	
			Fm. Arroyo Seco		
			Fm. Miramar		
			Fm. Vorohué		
Fm. Araucana	Chapalmalense	Chapalmalense	Fm. Barranca de los Lobos	Alofm. Punta Martínez de Hoz	
			Fm. Chapadmalal	Alofm. Playa Los Lobos Alofm. Playa San Carlos	

Figura 3. Cuadro comparativo entre los esquemas estratigráficos de Ameghino (1908), Frenguelli (1921), Kraglievich (1959) y aloestratigráfico de Zárate (1989).

Figure 3. Comparative chart between the stratigraphic schemes of Ameghino (1908), Frenguelli (1921), Kraglievich (1959) and the allostratigraphic proposal of Zárate (1989).

La edad plio-pleistocena (2,8- 0,4 Ma) asignada a esta unidad se basa en dos tipos de datos. Por un lado, los trabajos de paleomagnetismo de Orgeira y Valencio (1984), Orgeira (1988) y Ruocco (1989), particularmente estos dos últimos pues a partir de ellos se pudo asignar edades tentativas a la sucesión cerca del área de estudio. Por otra parte, en el contenido fósil de la unidad (Fig. 2). Varios autores (Marshall, 1985; Zárate, 1989; Cione y Tonni 1995, 1999) determinaron las especies presentes como indicadores de los pisos Marplatense medio y superior, Ensenadense, Bonaerense y Lujanense.

METODOLOGÍA

Las tareas de campo consistieron en el relevamiento de perfiles sedimentológicos de detalle (escala 1:50, Fig. 4), en las localidades de Baliza San Andrés y Complejo Turístico Chapadmalal (Fig. 1). En cada uno de los perfiles se prestó especial atención a la textura y composición de los sedimentos, estructuras sedimentarias primarias, bioturbación, presencia de fósiles, escala y geometría de los cuerpos de roca, todos ellos parámetros necesarios para la definición de facies sedimentarias (Reading

y Levell, 1996). Complementariamente, se utilizó el análisis petrográfico y micromorfológico. Dado que los afloramientos estudiados conforman parte de los acantilados marinos del litoral bonaerense, en gran parte de su extensión resultan de muy difícil acceso. Por lo tanto y para avanzar en el estudio de las relaciones laterales de los litosomas, se optó por el uso de una embarcación y la toma de fotografías desde una distancia apropiada con el fin de elaborar un fotomosaico de los afloramientos (Fig. 9).

La gran recurrencia de rasgos de carácter postdeposicional (principalmente pedogenéticos) en los sedimentos de la Aloformación Punta San Andrés hizo que las facies sedimentarias descriptas se dividieran en dos grupos: depositacionales y post depositacionales. Las facies depositacionales se describieron y clasificaron según la nomenclatura propuesta por Miall (1978, 2006), la cual se modificó para facilitar su descripción e interpretación (Tabla 1). Para las facies carbonáticas post depositacionales se implementó el esquema propuesto por Zárate (1989) donde los parámetros a tener en cuenta son la geometría de la acumulación calcárea (desarrollo preferencial en una, dos o tres dimensiones), estructura interna, consistencia y abundancia o continuidad lateral.

ANÁLISIS DE FACIES DEPOSITACIONALES

Conglomerado intraformacional con gradación normal (Cig)

Se trata de un conglomerado intraformacional, generalmente polimíctico y matriz-sostén, conformado por intraclastos guijosos y guijarrosos de arcilita limolítica con fuerte cementación carbonática (facies Tm subyacente), escoria retrabajada y arcilita limolítica sin cementación carbonática aparente. La matriz es de arenisca media a fina, variando su proporción hasta un 40% (Fig. 5a, b).

Esta facies presenta un espesor variable entre 7 y 15 cm y gradación normal. Un detalle a destacar, es el hecho de que la participación de clastos de arcilita sin cementación carbonática se concentra básicamente en la mitad superior de estos niveles, siendo además muy bajo su porcentaje (aproximadamente 5%).

La facies Cig presenta típicamente base ondulosa e irregular (erosiva). Debido a esto, aparece en forma intermitente, aunque casi continua, en forma de lentes. La variación entre texturas matriz-sostén y clasto-

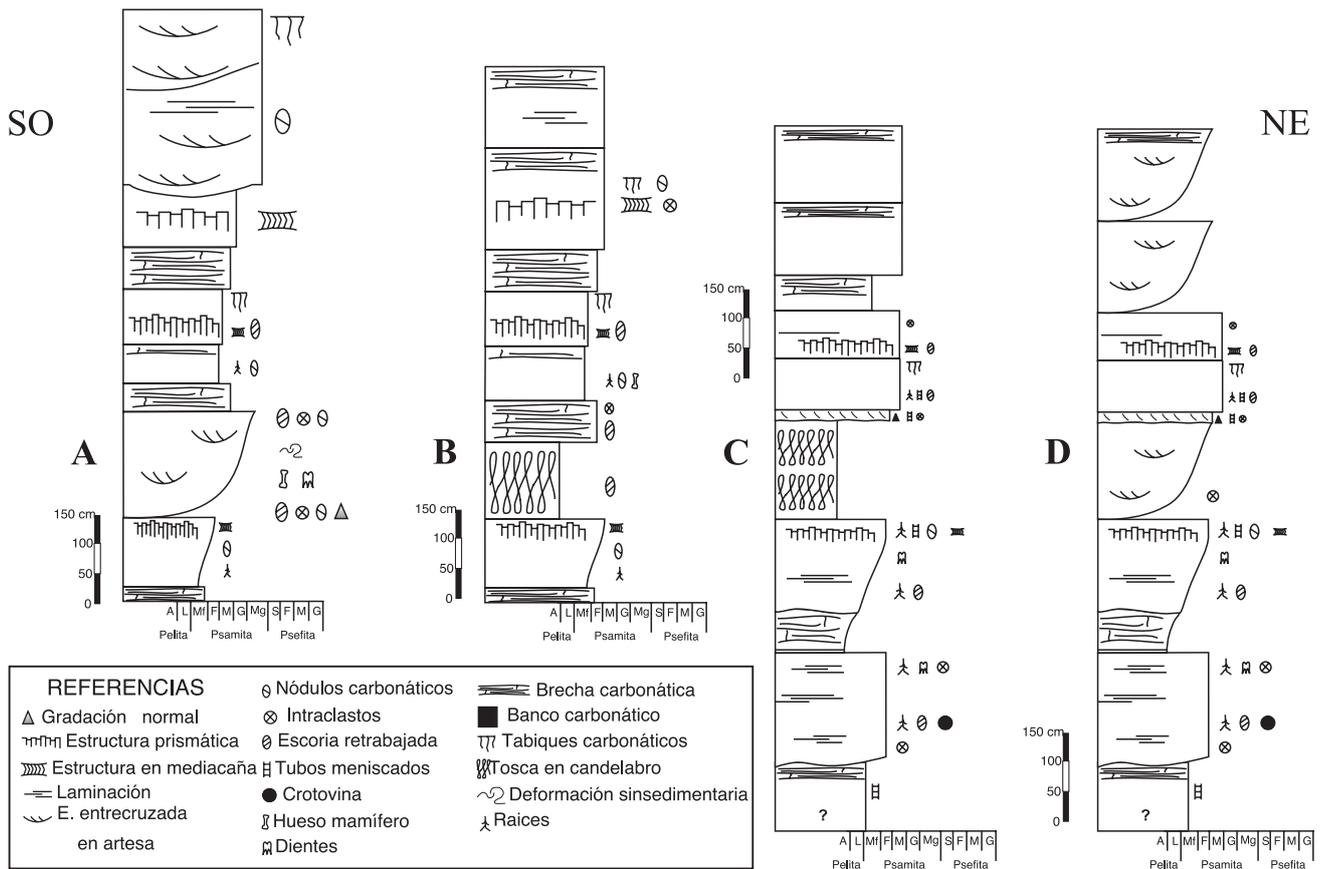


Figura 4. Perfiles de la Aloformación Punta San Andrés. A y B) Complejo turístico Chapadmalal: sector canalizado y no canalizado respectivamente. C y D) Baliza San Andrés: sector no canalizado y canalizado respectivamente.
Figure 4. Punta San Andrés Alloformation sedimentological profiles. A and B) Complejo Turístico Chapadmalal: channelized and non-channelized sections. C and D) Baliza San Andrés: non-channelized and channelized sections.

sostén se verifica entre distintas lentes y siempre pasa en transición gradual a facies Alp o ACT.

Interpretación. Depósitos vinculados a corrientes subácuas, unidireccionales, poco canalizadas, tractivas con un alto poder erosivo (Miall, 2006; Collinson, 1996). Se trataría de procesos súbitos de inundación de la planicie fluvial o de incisión fluvial (Ramos y Sopena, 1983; Clemente y Pérez-Arlucea, 1993).

Arenisca intraconglomerádica con estratificación entrecruzada en artesa (ACT)

Esta facies está conformada por areniscas medias a finas con intraclastos guijosos y guijarrosos en cuerpos con estratificación entrecruzada en artesa de mediana a gran escala (30 a 50 cm de espesor por 170 cm máximo de extensión lateral) que constituyen *cosets* de 1 a 2 m de espesor. Los intraclastos son de naturaleza carbonática y se encuentran acompañando la estratificación entrecruzada en artesa que caracteriza a esta facies, dándole un

aspecto granodecreciente a cada *set*. Cabe mencionar también la presencia de clastos de escoria re trabajada, los cuales, si bien se presentan en menor proporción que los clastos carbonáticos (5 a 10% estimación por comparador visual), se distribuyen de la misma manera. Esta facies se apoya sobre depósitos de la facies Cig y se vincula verticalmente a la facies de areniscas con estratificación entrecruzada (Ae).

Interpretación. Estos depósitos conforman el relleno de fondo del canal donde se produjo la migración de dunas tridimensionales (Miall, 2006).

Arenisca intraconglomerádica con estratificación sigmoidal (ACs)

Esta facies se presenta en menor proporción que la anterior, aunque presenta una gran semejanza desde el punto de vista textural. Se trata de areniscas medias a finas con intraclastos guijosos y guijarrosos con estratificación entrecruzada sigmoidal de gran escala (1,5 a 2 m), que pasan lateralmente a depósitos

	CÓDIGO	TEXTURA	ESTRUCTURA	ESPESOR (cm)	GEOMETRÍA	INTERPRETACION ELEMENTAL
FACIES DEPOSITACIONALES	Cig	Conglomerado intraformacional de guijas y guijarros carbonáticos y/o de arcilita limolítica. Matriz arenisca media a fina	Gradación normal	7 - 15	Lentes cóncavos según base del canal: irregular y ondulosa	Corriente subácnea, unidireccional, pobremente canalizada
	ACt	Arenisca media a fina intraconglomerádica	Estratificación entrecruzada en artesa	100 - 200	Canaliforme: $a/p < 10$	Migración de dunas 3D
	ACs	Arenisca media a fina intraconglomerádica	Estratificación entrecruzada sigmoidal	150 - 200	Base cóncava, irregular. Techo plano.	Migración lateral de barras
	Ah	Arenisca fina/limolita Conglomerado fino-medio/limolita arcilítica	Heterolítico con deformación sinsedimentaria	50	Lenticular	Migración de óndulas 2D
	Alp	Arenisca fina limolítica	Laminación fina, proporción variable de raicillas y clastos de escoria en proporción variable (hasta 5 mm), <<< slickensides Crotovinas 1 m.	40 - 60	Base irregular, techo plano. Cuerpos tabulares y en cuña.	Corrientes mantiformes; alto régimen de flujo
	Ae	Arenisca media a fina	Cementación carbonática intensa; estratificación entrecruzada difusa; intraclastos de arcilla limosa y raicillas preservadas	40 - 60	Base y techo ondulosos, irregulares; tabular acuñaado	Corriente tractiva; migración mega-óndulas 2D
	Pm	Arcilitas	Masivas (laminación fina difusa)	60	Tabular	Decantación desde cuerpos de agua someros
FACIES POSTDEPOSITACIONALES	Bc	Arenisca media a fina	Cementación carbonática intensa:brechamiento	30 - 70	Estructura en venas: acumulaciones de carbonato que se anastomosan y ramifican	Pedogénesis
	Tm	Arcilita, cementación carbonatica en candelabro	Masiva	150 - 180	Tabular planar.	Pedogénesis
	Tp	Arcilita con cementación carbonática intensa	Bancos muy duros, a veces presentan bandeado de color milimétrico	5 - 10	Tabular planar, base y techo irregulares, contacto neto	Diagénesis en zona vadosa

Tabla 1. Cuadro de facies depositacionales y postdepositacionales.

Table 1. Depositional and post depositional facies chart.

representativos de la facies ACt.

Interpretación. Dentro de su esquema de elementos arquitecturales, Miall (2006) caracteriza al elemento LA (acreción lateral) como aquel con superficies de estratificación entrecruzada cuya terminación superior guarda relación de *offlap* con depósitos finos de planicie de inundación, cuya terminación inferior guarda relación de *downlap* con el fondo del canal fluvial y cuyo desarrollo es perpendicular al rumbo del eje del canal. Este autor vincula este

tipo de elemento arquitectural (LA), equivalente a la estratificación entrecruzada sigmoidal aquí descrita, al desarrollo de barras de punta en sistemas de alta sinuosidad mediante la acreción lateral de sedimentos. Aunque algunos autores, como Crowley (1983) han vinculado este tipo de depósito a la migración aguas abajo de barras en sistemas de baja sinuosidad, se interpreta a la facies ACs como originada por procesos de acreción lateral de barras en los canales.

Arenisca con laminación heterolítica (Ah)

Esta facies se observó solamente en el área del Complejo Turístico Chapadmalal y está caracterizada por láminas horizontales de areniscas que abarcan desde granulometrías finas a gruesas y que alternan con láminas de grava o arcilita respectivamente (Figs. 6a, b). Es en este sentido puramente descriptivo que se utiliza el término heterolítico y no en su acepción genética vinculada a acción de mareas (Shanley *et al.*, 1992). Se trata de cuerpos con base cóncava y geometría lenticular amalgamados vertical y lateralmente con un espesor variable entre 0,5 y 1,5 m y una extensión lateral de 1,5 a 2,9 m. La laminación es gruesa (3 a 5 cm) en los términos de mayor granulometría y fina (0,2 a 0,5 cm) cuando la granulometría varía entre arenisca limolítica y arcilita. Otra de las características de esta facies es el desarrollo de deformación sinsedimentaria (Fig. 6a). Lateralmente, estos cuerpos se vinculan con las facies ACT y Ae.

Interpretación. Davies-Vollum y Kraus (2001) describen cuerpos de areniscas heterolíticas a los cuales interpretaron como depósitos aluviales distales relacionados a procesos fluviales autocíclicos (avulsión). Smith *et al.* (1989) describieron para los lóbulos de explayamiento desarrollados durante una crecida del Río Saskatchewan (Canadá) cuerpos de areniscas heterolíticas como relleno de los canales de descarga principales. La facies aquí descrita podría entonces interpretarse como el relleno de canales de descarga y producto de la variación periódica de la energía del flujo que se refleja en la alternancia de areniscas, conglomerados y arcilitas descrita más arriba, la que podría estar vinculada a variaciones autocíclicas en la descarga. El origen de la deformación sinsedimentaria se vincula a escape de agua debido a la rápida depositación durante las crecidas (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993).

Arenisca limosa con laminación paralela (Alp)

Areniscas finas a limolíticas, con laminación paralela. Estos cuerpos, de geometría tabular, granocrecientes y con base irregular, tienen un espesor variable de 40 a 60 cm y se encuentran conformando conjuntos de 150 a 200 cm. La extensión lateral está en el orden de las centenas de metros. Es notable el grado de participación de raicillas (15 a 25% por comparación visual) y de gránulos de escoria

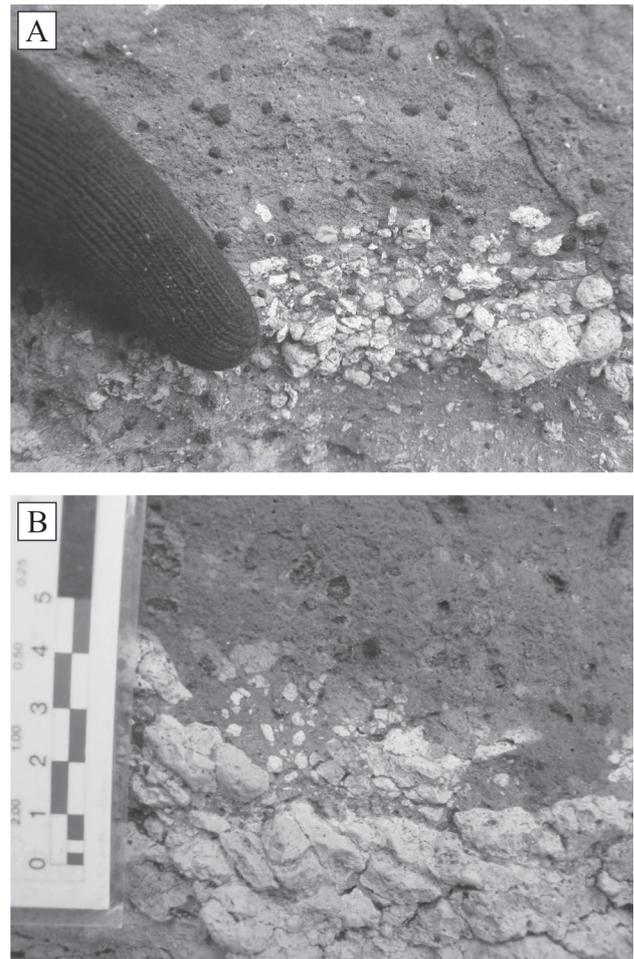


Figura 5. a) Facies Cig. Conglomerado intraformacional (intraclastos carbonáticos y escoria re TRABAJADA), clasto-sostén y con gradación normal; b) Conglomerado intraformacional matriz-sostén con intraclastos carbonáticos y escoria re TRABAJADA en la mitad superior de la fotografía. La mitad inferior muestra la facies Tm.

Figure 5. a) Facies Cig. Clast-supported intraformational conglomerate (carbonatic intraclasts and reworked scoria) with normal grading; b) Matrix-supported intraformational conglomerate with carbonatic intraclasts and reworked scoria in the upper half of the photo. Facies Tm in the lower half of the photo.

re TRABAJADA (2 a 5 mm), los cuales acompañan la laminación.

Si bien se ha descrito la geometría tabular de esta facies, los cuerpos se disponen entre sí conformando una geometría de cuña para todo el conjunto, siendo las capas superiores aquellas que tienen mayor desarrollo horizontal. También se observa la naturaleza granocreciente de un cuerpo con respecto al cuerpo subyacente (Fig. 4).

El estudio micromorfológico muestra el desarrollo de nódulos de hierro (Fig. 7a, b) fuertemente

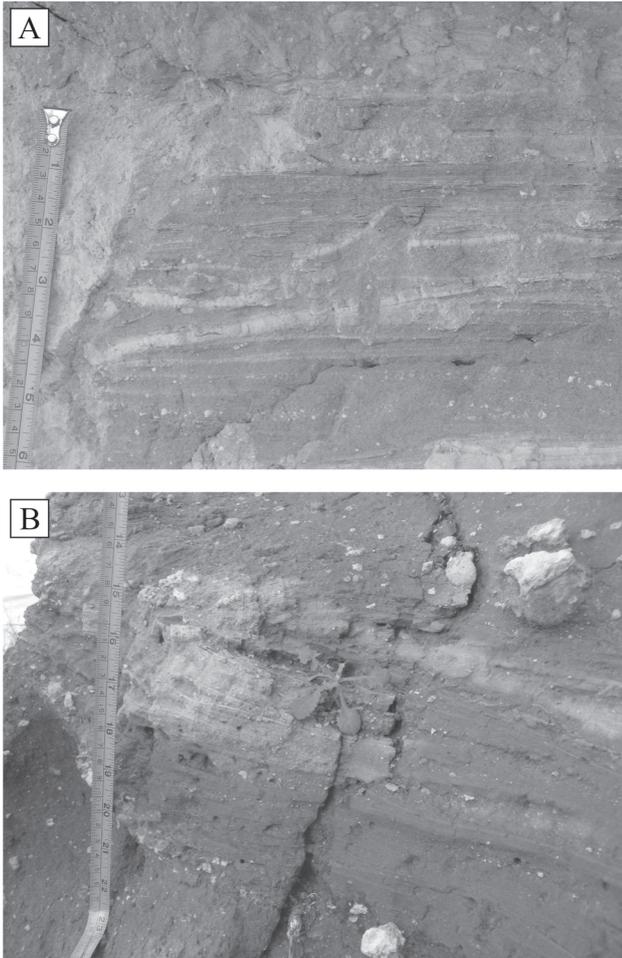


Figura 6. a) Facies Ah desarrollada en granulometría fina (limolitas y arcilitas) con desarrollo de estructuras de escape de agua; b) Facies heterolítica con participación de clastos psefíticos carbonáticos.

Figure 6. a) Facies Ah on fine sediments (silt and clay) with water escape structures; b) Heterolitic facies with psefitic carbonatic clasts.

impregnados, típicos, concéntricos, nucleicos y ameboidales (0,2-0,5 mm). También se observaron evidencias de actividad de raíces (canales micro y mesoscópicos con pobre desarrollo de *coatings* e *hipocoatings* de arcilla, Fig. 7c) y agregados subangulosos pobremente desarrollados (10-50 mm). Cuando se observa, la fábrica b es poroestriada alrededor de un plano (*slickensides*) y granoestriada (Fig. 7d).

Otra de las características de esta facies es su alto contenido paleontológico, sobre todo restos de vertebrados (dientes de roedores y huesos; Taglioretti, com. pers.), así como rastros de actividad biológica como crotovinas de hasta 1 m de diámetro (Fig. 7e) y tubos verticales a subverticales, meniscados, de 1 a 3 cm de diámetro (Fig. 7f).

Interpretación. La presencia de laminación paralela

se interpreta como condiciones de alto régimen de flujo. La geometría de la facies Alp junto al desarrollo de los paleosuelos incipientes en cada pulso de sedimentación granocreciente lleva a interpretar a estos depósitos como mantos de crecidas vinculados sistemas fluviales efímeros pobremente canalizados (Miall, 2006) o a lóbulos de explayamiento (Ramos *et al.*, 1986; Miall, 2006).

En los sectores de una planicie de inundación cercanos a los canales fluviales, donde se desarrollan los lóbulos de explayamiento vinculados a procesos de avulsión o a crecidas excepcionales (Smith *et al.*, 1989, Davies-Vollum y Kraus 2001), los suelos que se desarrollan suelen ser inmaduros y bien drenados debido a que suelen ser sectores relativamente más elevados que el resto de la planicie de inundación. (Kraus, 1987; Bown y Kraus, 1987).

Los rasgos micromorfológicos descritos más arriba permiten caracterizar a la facies Alp como horizontes pedogénicos Bw (Inceptisoles) en suelos mal drenados vinculados a períodos de relativa humedad, mientras que el desarrollo de estos horizontes en cada uno de los estratos determinan la naturaleza cumúlica del perfil de suelo (Marriott y Wright, 1993).

Arenisca con estratificación entrecruzada tangencial (Ae)

Se trata de areniscas medias a finas, con estratificación entrecruzada tangencial difusa, en sets de 40 a 60 cm de potencia y con una intensa cementación de naturaleza carbonática que le otorga un alto grado de consolidación. Lateralmente, presentan una continuidad de 10 a 12 m, interdigitándose con las secciones superiores de cuerpos conformados por facies Act y ACs.

Su base es de naturaleza erosiva, pudiéndose observar intraclastos subangulosos a subredondeados de arcilitas castañas (5 a 35 mm), clastos de escoria redondeados e intraclastos angulosos a subangulosos de arcilitas carbonatadas (5 a 35 mm). Su techo está representado por un contacto neto e irregular.

Interpretación. La estratificación entrecruzada se puede interpretar como migración de megaóndulas 2D transversales (Collinson, 1996; Ramos *et al.*, 1986). La presencia de intraclastos, la base erosiva y la poca potencia de estos litosomas indicarían una corriente tractiva de corta duración vinculada a desbordes de los canales (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993). La

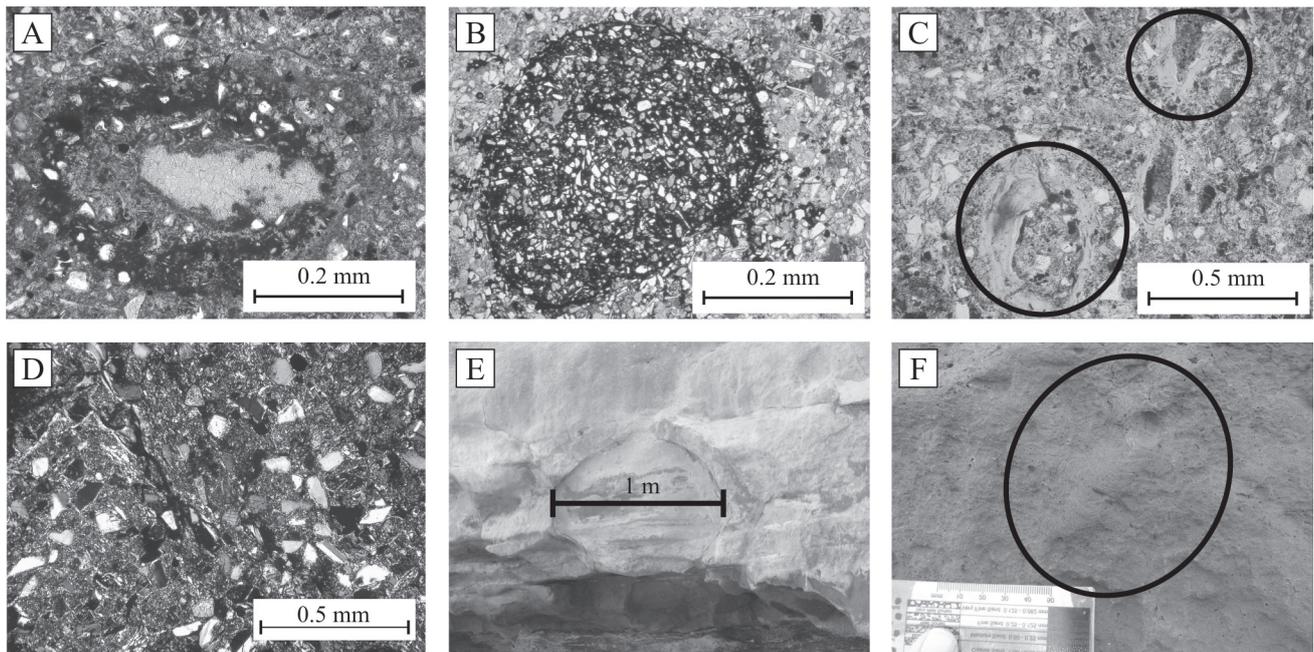


Figura 7. Microfotografía de la facies Alp: a) nódulo de hierro nucleico; b) nódulo de hierro típico; c) coatings de arcilla como relleno de microcanales de raicillas señalados; d) fábrica b granoestriada; e) crotonina; f) tubos meniscados señalados por un círculo.
Figure 7. Microphotography of facies Alp: a) nucleic iron nodule; b) typical iron nodule; c) clay coatings filling root related microchannels; d) grainstriated b-fabric; e) crotonine; f) meniscated tube indicated by circle.

relación lateral y vertical entre esta facies y las facies ACT y ACs llevan a interpretar estos litosomas como producto de los últimos estadios de relleno y desborde de los canales a los que se encuentra asociado.

Arcilitas masivas (Pm)

Se trata de estratos de arcilitas castaño oscuro, con estructura masiva, moteada o una muy difusa laminación horizontal. Conforman cuerpos de geometría tabular de aproximadamente 60 cm de espesor y se asocian lateral y verticalmente con facies canalizadas.

Interpretación. Probablemente esta facies representa depósitos de planicie de inundación relativamente distales de los canales fluviales (Miall, 2006) donde el principal proceso de depositación es la decantación desde cuerpos de agua someros originados por inundaciones (Spalletti, 1994).

ANÁLISIS DE FACIES POST-DEPOSITACIONALES

Bancos carbonáticos tabulares (Tp)

Se trata de bancos carbonáticos finos (5 a 10 cm de espesor), con gran continuidad lateral (cientos de metros) y muy consistentes (duros). Tanto su

base como su techo resultan contactos abruptos y netos, aunque estos estratos suelen mostrar una configuración ondulada en sentido lateral. Su estructura interna está representada por un bandeamiento milimétrico en la coloración y en el contenido relativo de la fracción silicoclástica de tamaño limo fino (Fig. 8a) y por el desarrollo, sobre todo en la parte central del estrato, de agregados concrecionales (peloides) de material calcáreo, redondeados a subredondeados con diámetros entre 0,3 y 1,25 mm (Fig. 8b).

Interpretación. Dado su aspecto bandeado milimétrico y su hábito ondulado que recuerda a mantos estromatolíticos, muchos autores han vinculado acumulaciones de estas características a desarrollo de tapetes algales en cuerpos de agua dulce, someros y estancados en las planicies de inundación (Klappa, 1980; Alonzo Zarza, 2003). Sin embargo, Zárata (1989) considera que este tipo de facies son diagnósticas de condiciones de diagénesis dominantes en la zona vadosa, donde las oscilaciones del nivel freático generan estas estructuras complejas. Dada la ausencia de evidencia biológica como células vegetales o galerías de invertebrados, se atribuye el origen de la facies Tp principalmente a un proceso de diagénesis temprana, que afectó los depósitos sedimentarios ya existentes.

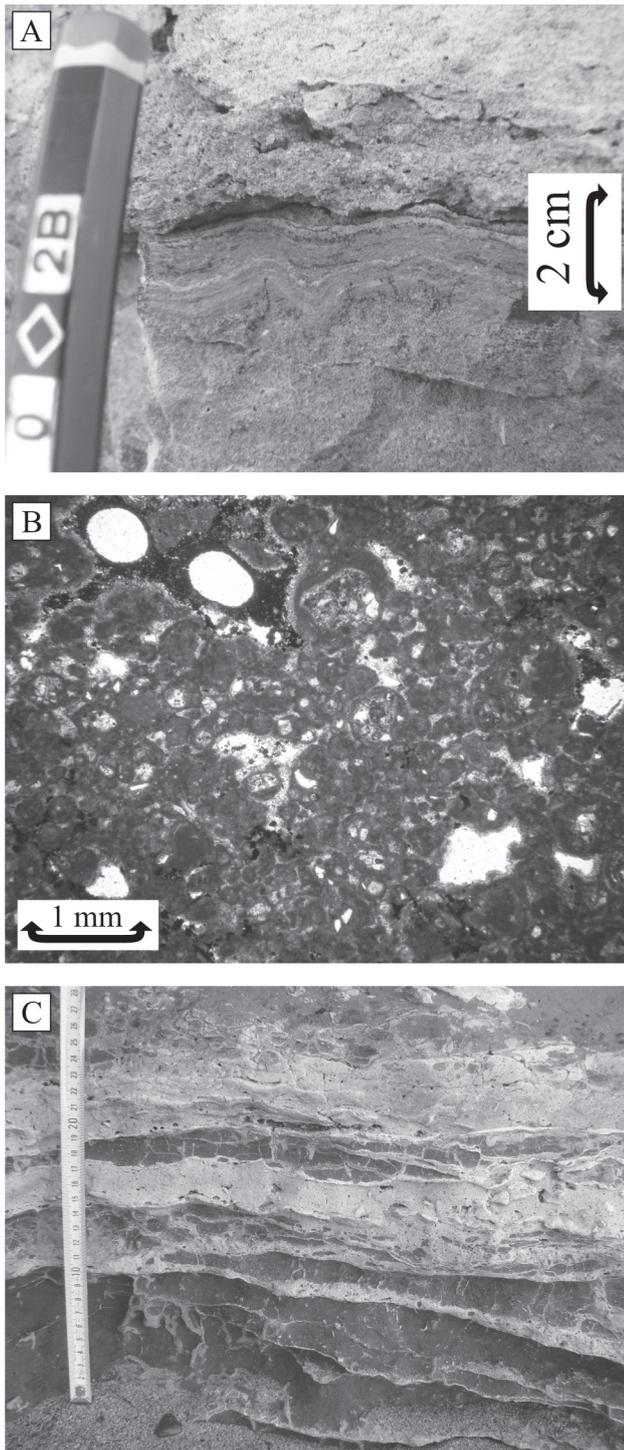


Figura 8. a) Aspecto de la facies Tp con estructura interna bandeada; b) Microfotografía de la facies Tp donde se observa la estructura interna concrecional (peloides); c) Aspecto de la facies Bc con estructura en venas rodeando relictos de material hospedante.

Figure 8. a) Facies Tp with banded internal structure; b) Microphotography of facies Tp with concrecional internal structure (peloids); c) Facies Bc with vein structure in host material.

Brecha carbonática (Bc)

Conforma estratos tabulares centimétricos, con espesores variables entre 30 y 150 cm y continuidad lateral de varios cientos de metros (Fig. 8c). Su estructura interna, denominada “estructura en venas” por Zárate (1989), está conformada por acumulaciones de carbonato que se anastomosan y ramifican, encerrando núcleos del sedimento hospedante (generalmente facies Alp). Las venas se disponen en un arreglo subhorizontal y subparalelo, siendo el distanciamiento entre ellas de hasta varios centímetros. Cada vena, cuyo ancho varía entre 1 y 40 mm, presenta una estructura interna brechosa: intraclastos angulosos de tosca preexistente y material hospedante flotando en una matriz de material silicoclástico con un alto grado de cementación carbonática micrítica.

El estudio micromorfológico de esta facies reveló el desarrollo de peloides micríticos (30-125 μm de diámetro), clastos con recubrimientos micríticos, nódulos carbonáticos de 3 a 5 cm de diámetro y láminas de micrita con un espesor de 0,5 a 1 mm.

Interpretación. Durante mucho tiempo, la morfología de las calcretas se utilizó tan sólo como un criterio descriptivo (Alonzo Zarza, 2003). Gile *et al.* (1966) propusieron que la morfología de las calcretas pedogénicas podía verse como una secuencia de estados morfológicos que reflejaban los diferentes grados de desarrollo del suelo donde el Estado I es la calcreta menos desarrollada y el estado V representa la calcreta más desarrollada. Posteriormente, Machette (1985) propuso seis estados morfológicos. Los tres primeros coincidían con los propuestos por Gile *et al.* (1966) (acumulaciones de carbonato pulverulento y desarrollo de nódulos carbonáticos con diámetro entre 5 y 40 mm en distintas proporciones). El estado IV se caracteriza por el desarrollo de láminas ricas en carbonato de menos de 1 cm de espesor, el estado V evidencia desarrollo de pisolitos y el estado VI incluye brechamiento, formación de pisolitos y recementación.

Dados los rasgos micromorfológicos descritos más arriba, se interpreta a la facies Bc como horizontes pedológicos Bk con el desarrollo de morfologías III (peloides micríticos clastos con recubrimientos micríticos), IV (nódulos carbonáticos de 3 a 5 cm de diámetro y láminas de micrita), V y VI (brechamiento).

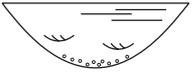
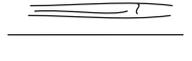
	GEOMETRÍA	ESCALA	FACIES CONSTITUTIVAS	RELACIÓN DE BASE	ORIGEN	ILUSTRACIÓN
AF I	Fajas simples, simétricas; $a/p < 10$	2,4 a 63 m de ancho y 0,88 a 2 m de potencia	Cig, ACt y Ae	Base cóncava, erosiva	Canales fijos de baja sinuosidad	
AF II	Fajas complejas, $a/p < 20$	12 a 81 m de ancho y 1,8 a 7,15 m de potencia.	Cig, ACt, ACs, Ah y Ae	Base cóncava, erosiva	Canales móviles de alta sinuosidad	
AF III	En cuña	1,6 a 2 m de ancho, decenas a cientos de metros de extensión	Alp	Base levemente erosiva	Progradación de lóbulo de explayamiento; crecidas en manto	
AF IV	Tabular planar	1,4 a 2,2 m ancho, cientos de m de extensión	Pm, Tp, Tm y Bc	Base plana	Pedogénesis	

Tabla 2. Tipos, características e interpretación de las asociaciones de facies definidas para la Aloformación Punta San Andrés.
Table 2. Types, characteristics and interpretation of the facies associations defined for the Punta San Andrés Alloformation.

Tosca masiva (Tm)

Constituida por acumulaciones masivas de carbonato de calcio micrítico, las cuales adoptan, en ciertas ocasiones, una textura grumosa. Se trata de cuerpos tabulares continuos de varios kilómetros de extensión (interrumpidos por las incisiones fluviales) y cuya potencia varía entre 50 y 150 cm. Sus contactos son netos y abruptos, siendo su techo usualmente ondulado, probablemente debido a procesos de disolución (Zárate, 1989). Es común observar la superposición de esta facies con la facies Tp. El estudio petrológico muestra también el desarrollo de textura grumosa dada por la aglutinación de micrita y la presencia de clastos de cuarzo con engolfamientos producto de la disolución química de los bordes.

En la sección media de la Aloformación Punta San Andrés (en la alocapa 4 en particular, Fig. 2), esta tosca masiva conforma lo que Teruggi *et al.* (1974) dieron en llamar “calcreta en candelabro”. Se trata de una acumulación selectiva de carbonato de calcio en los cuerpos de arcilitas o arcilitas limolíticas (facies Pm), de 150 a 180 cm de potencia y varios kilómetros de extensión lateral. Esta acumulación selectiva en forma columnar anastomosada le brinda al estrato una apariencia muy distintiva que facilita su trazado lateral a lo largo de kilómetros conformando un excelente nivel guía.

Interpretación. La presencia de fracciones psefiticas de clastos de carbonato en las facies depositacionales que lo cubren (facies Cig y Alp) permitirían inferir que su formación ha sido anterior al sepultamiento

(Clemente y Pérez-Arlucea, 1993). Las relaciones faciales indicarían que la acumulación del carbonato de calcio se debió a la precipitación a partir de soluciones acuosas carbonatadas en medios de baja permeabilidad relativa (facies Pm) durante períodos de sequía (Zárate, 1989).

Desde otro punto de vista, la textura grumosa junto con los clastos de cuarzo con evidencias de disolución y los relictos de material hospedante, permiten clasificar a esta facies dentro de un perfil de calcreta como un horizonte nodular (Alonso Zarza, 2003).

ASOCIACIONES DE FACIES Y ANÁLISIS ARQUITECTURAL

Las facies sedimentarias definidas hasta aquí pueden agruparse en cuatro asociaciones de facies (AF; Tabla 2, Fig. 9). La distribución espacial y la proporción en que aparecen las asociaciones de facies descritas en la Aloformación Punta San Andrés han permitido reconocer tres secciones en esta unidad (secciones A, B y C; Figs. 9, 11).

AF I: Canales fijos de baja sinuosidad

En la AF I (Tabla 2) se agrupan las facies Cig, ACt y Ae. Estos litosomas, de 2,4 a 63 m de extensión lateral y 0,88 a 2 m de potencia (Fig. 10a) conforman fajas simples y simétricas (Friend *et al.*, 1979; Gibling, 2006). Este tipo de depósito canalizado se desarrolla mayormente en las secciones A y B (Fig. 9) de la

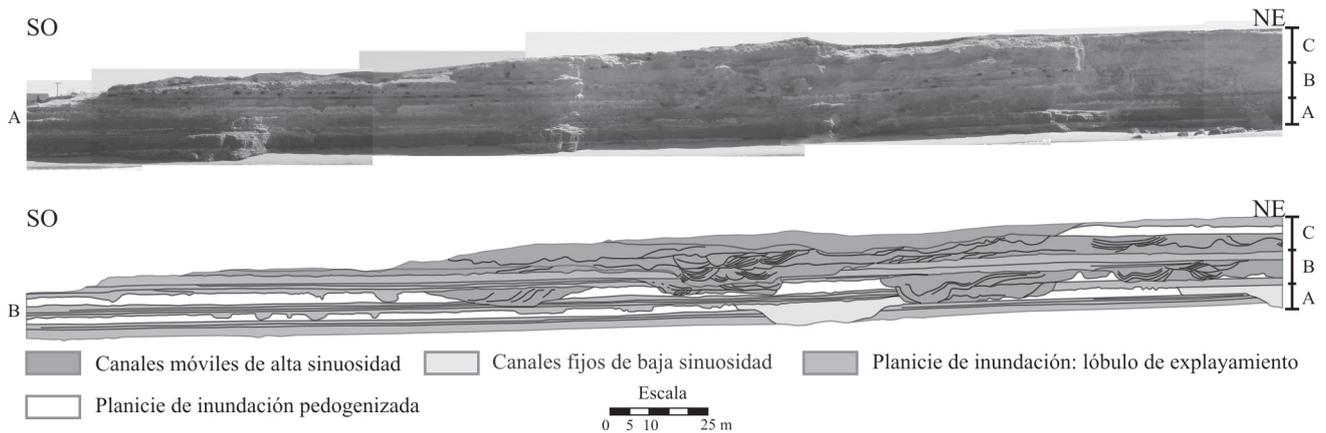


Figura 9. Fotomosaico del área de Baliza San Andrés: a) Fotomosaico sin interpretación; b) Interpretación donde se muestran las distintas asociaciones de facies, tipos arquitecturales y secciones identificadas en el área de trabajo.

Figure 9. Photomosaic of the Baliza San Andrés area: a) Photomosaic without interpretation; 11b) Interpretation of the identified facies associations, architectural types and sections.

Aloformación Punta San Andrés, constituyendo el único tipo de depósito de canal presente en dichas secciones (Fig. 11). Los depósitos sobre los que se labraron estos canales corresponden a la facies de areniscas finas a limolíticas (Alp) para la sección A y a las facies de toscas masivas y bancos carbonáticos tabulares (Tm y Tp) en el caso de la sección B. En este último caso se interpreta que la potencia de los canales se vio limitada por la presencia de bancos carbonáticos, los que habrían ejercido un control litológico que evitó una mayor incisión. La geometría de faja simple y simétrica de estos canales también indica un control litológico sobre los márgenes y su poca posibilidad de migración lateral (Gibling, 2006). La naturaleza monoepisódica y caótica del relleno de las fajas simples, así como su baja relación ancho/profundidad (< 10) sugiere que estos canales eran fijos y de baja sinuosidad (Friend, 1983; Gibling, 2006), respondiendo a eventos puntuales, episódicos, de canalización y relleno (Gibling, 2006). Se interpreta a estos canales como canales secundarios que cruzaban la planicie de inundación y cuyo desborde dio origen a la sedimentación de las facies Alp.

AF II: Canales móviles de alta sinuosidad

En la AF II se agrupan las facies Cig, ACT, ACs, Ah y Ae. Estos litosomas conforman fajas complejas (Friend *et al.*, 1979), con relleno multiepisódico, de 12 a 81 m de ancho y 1,8 a 7,15 m de potencia (Tabla 2).

Algunos de estos cuerpos pueden reconocerse en la sección B de la Aloformación Punta San Andrés, pero son más representativos de la sección C (Figs. 9

y 11), donde representan el único tipo de canal que se desarrolla.

Si bien las fajas complejas también presentan una relación ancho/profundidad baja, su estructura interna y la naturaleza de su relleno responderían a canales móviles y de mayor sinuosidad (Friend, 1983; Gibling, 2006). El cambio en escala y arquitectura se vincula al desarrollo de canales fluviales principales.

AF III: Planicie de inundación

La AF III está constituida por la facies Alp. Estos cuerpos en cuña, de base irregular y techo plano y neto (Tabla 2), presentan una extensión de más de 3 km y hasta 2 m de potencia. La tendencia granocreciente entre los distintos pulsos de sedimentación identificados (Figs. 4, 10a), junto con el cambio en el grado de consolidación del material (cada vez más duro), el desarrollo de paleosuelos incipientes (Fig. 10b) y la relación lateral con los canales de baja sinuosidad llevan a interpretar a estos depósitos como crecidas en manto o como la progradación de lóbulos de explayamiento sobre la planicie aluvial (Smith *et al.*, 1989; Davies-Vollum y Kraus, 2001; Miall, 2006), bajo un régimen de humedad relativamente alto.

AF IV: Planicie de inundación: paleosuelos cálcicos

La AF IV incluye cuerpos tabulares intensamente pedogenizados, conformados principalmente por

facies de toscas masivas y bancos carbonáticos tabulares (Tabla 2). Tal como se indicara en la descripción de facies (Tabla 1), el tipo de horizonte desarrollado es un Bk u horizonte nodular (Alonzo Zarza, 2003). Cabe destacar que se trata de perfiles de suelo decapitados. Al igual que en la AF III, los estratos comprendidos aquí se encuentran incididos por canales de baja sinuosidad, interpretados como aquellos canales cuyo desarrollo y evolución originaron los depósitos de planicie de inundación hospedantes de la carbonatación pedogenética. El relleno de estos canales de baja sinuosidad presenta también desarrollo de nódulos carbonáticos, los cuales evidenciarían una morfología pedogenética de etapa II (Machette, 1985) o podrían ser de origen vadoso (Zárate, 1989; Alonzo Zarza, 2003).

Usualmente, los estratos con desarrollo de facies Tm presentan en su base bancos carbonáticos altamente consolidados de la facies Tp. Podría ser que el desarrollo de los bancos carbonáticos haya actuado como una barrera impermeable para las aguas bicarbonatadas descendentes, generando la precipitación de carbonato de calcio y su acumulación en aquellos sectores donde se desarrollase (Zárate, 1989).

MODELO PALEOAMBIENTAL

Para cada una de estas secciones se proponen diferencias en los sistemas fluviales que evidencian condiciones particulares de acumulación.

La sección A (Figs. 9, 11a) queda comprendida dentro de los alomiembros inferior y medio (Fig. 2) y está conformada principalmente por las AF III y IV (lóbulos de explayamiento y paleosuelos cálcicos). La participación de las asociaciones de facies canalizadas es bastante limitada y queda comprendida por la AF I (Fig. 9). Esta primera sección fue interpretada como un sistema de planicie de inundación que se considera distal a la zona de cabeceras del sistema fluvial al que se encuentra vinculado. El distanciamiento de la zona de cabeceras se interpreta por la baja participación de las facies de canal, habiéndose identificado pocos cuerpos, todos de naturaleza simple (Friend *et al.*, 1979), con relación ancho/profundidad menor a 10 y cuyo relleno, sin facies Cig, es asignable a las facies ACt.

Se interpreta que durante la acumulación de los depósitos de la sección A, y debido a la distancia

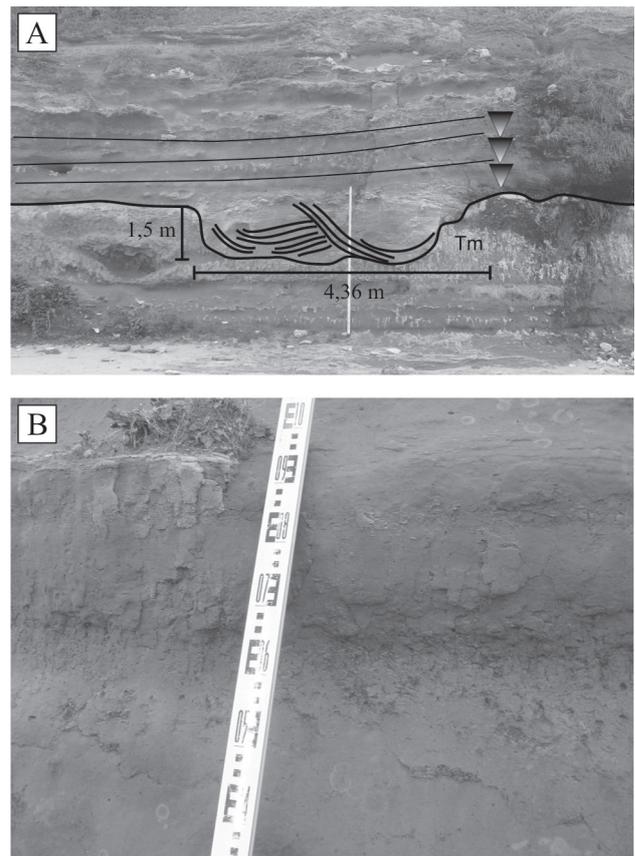


Figura 10. a) Depósitos de canales de baja sinuosidad (relación ancho/profundidad 2,9), incididos en facies Tm (sección media de la Aloformación Punta San Andrés). Por encima, ciclos granocrecientes de la facies Alp. Mira como escala; b) Paleosuelo con estructura prismática incipiente desarrollado en la facies Alp.

Figure 10. a) Deposits of low sinuosity channels (with/depth ration 2,9) incised in Tm facies (middle section of Punta San Andrés Alloformation). Above, coarsening upward cycles on facies Alp; b) Paleosoil with prismatic structure on facies Alp.

a la zona de cabeceras (las paleocorrientes medidas indicarían las sierras del sistema de Tandilia, Fig. 1), la paleopendiente, el clima fluctuante y el diseño de la red de drenaje, se conformaron grandes planicies de inundación surcadas por eventuales canales menores, rectos o de baja sinuosidad y de corta vida, asociados a eventos de crecidas o tormentas puntuales.

En cuanto a las facies de planicie de inundación en sí mismas, cabe destacar la alternancia rítmica entre las facies con precipitaciones carbonáticas (Tp, Tm y Bc) y aquellas con desarrollo de paleosuelos incipientes (Alp), lo cual remite a una ciclicidad entre condiciones climáticas secas y húmedas durante el desarrollo de los paleosuelos (Beilinson, 2008). Es así como la asociación de planicie de

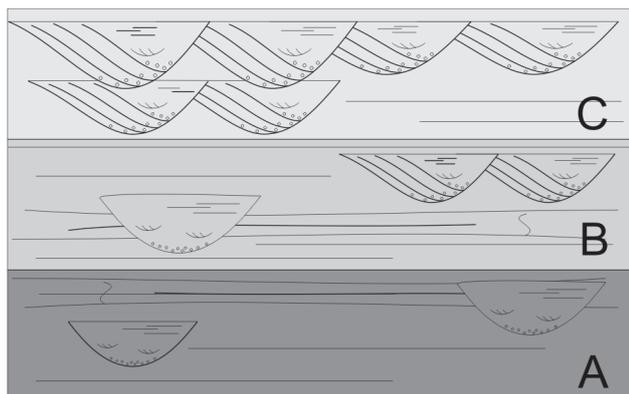


Figura 11. Esquema de las tres secciones en que fue subdivida la Aloformación Punta San Andrés en base a sus diseños arquitecturales y asociaciones de facies presentes: a) Abundantes depósitos de planicie de inundación con poca participación de canales fijos y de baja sinuosidad; b) abundantes depósitos de planicie de inundación con granulometría más gruesa, canales de baja sinuosidad y participación de canales de alta sinuosidad; c) Sistema de canales móviles y de alta sinuosidad con baja participación de facies de planicie de inundación.

Figure 11. Sections in which the Punta San Andrés Alloformation was subdivided according to its architectural designs and facies associations: a) Abundant floodplain deposits association with little participation of fixed, low sinuosity channels; b) Abundant coarser floodplain deposits association with low and high sinuosity channels; c) Mobile, high sinuosity channels with little participation of floodplain facies.

inundación con desarrollo de paleosuelos cálcicos indicarían condiciones de clima árido y seco (Balin, 2000; Marriott y Wright, 1993) y poco espacio de acomodación disponible (Marriott y Wright, 1993; Cleveland *et al.*, 2007), mientras que la asociación de planicie de inundación con desarrollo de paleosuelos incipientes y con rasgos hidromórficos indicarían condiciones de clima húmedo (Davies-Vollum y Kraus, 2001) con mayor espacio de acomodación (Cleveland *et al.*, 2007).

Vale señalar que el desarrollo de los canales comprendidos en la sección A coincide en la vertical con los canales del sistema de canales móviles y de alta sinuosidad de las secciones B y C (Fig. 9), constituyéndose en ciertos casos verdaderos cuerpos multiepisódicos. Esto genera la existencia de localidades donde predominan las geometrías tabulares de planicie de inundación (noreste de Baliza San Andrés, Fig. 1) y otros donde predominan las geometrías canaliformes (suroeste de Baliza San Andrés y Complejo Turístico Chapadmalal, Fig. 9), reflejando la permanencia en el tiempo de sectores

preferencialmente incididos.

La sección B (Figs. 9, 11b) está conformada también por depósitos de planicie de inundación, pero en este caso de granulometría más gruesa (arenisca gruesa a media) y mucho más disectada por canales, los cuales a su vez son más complejos (en cuanto a su geometría y relleno) que los desarrollados en los depósitos de planicie de inundación inferior (alocapas 6 y 7 de Zárate, 1989; Fig. 2). Es por ello que se interpreta como una planicie aluvial más proximal a la zona de cabeceras.

Finalmente, la sección C (Figs. 9, 11c) está conformada por un sistema de canales móviles y de alta sinuosidad (alocapas 8 y 9 de Zárate, 1989) en el cual la proporción de canales es tan elevada, que ciertos tramos del afloramiento se encuentran representados únicamente por depósitos de relleno de canal (Fig. 9).

El desarrollo de canales fluviales se interpreta como vinculado a períodos con disminución en el espacio de acomodación (Posamentier y Allen, 1999), probablemente un descenso en el nivel de base local y/o un incremento en las precipitaciones (Posamentier y Allen, 1999) lo cual llevó a la incisión de los depósitos preexistentes. A su vez, la sinuosidad de los canales (canales fijos o móviles), se relaciona a la pendiente, la que a su vez está controlada por el nivel de base y/o la tectónica. Canales aislados, someros y con poco desarrollo de superficies de acreción indicarían pendientes relativamente mayores con respecto a canales amalgamados, profundos y con mayor desarrollo de migración lateral o superficies de acreción lateral.

La tasa de sedimentación, baja en la sección A y máxima en la sección C, ha jugado un papel importante en la arquitectura del depósito e influye en el diseño de los canales (Bridge, 2006); por lo que podría ser un indicador indirecto del incremento de sedimentos y precipitaciones en el área fuente (sistema de Tandilia).

CONCLUSIONES

Para los depósitos de la Aloformación Punta San Andrés en los sectores de Baliza San Andrés y Complejo Turístico Chapadmalal, se han podido definir siete facies depositacionales y tres facies postdepositacionales, las cuales se agruparon en cuatro asociaciones de facies según su ordenamiento y la geometría de los cuerpos. El análisis de estas

asociaciones permitió definir distintos ambientes depositacionales fluviales cuya sucesión e interrelación permiten inferir un cambio progresivo en las condiciones de acomodación y paleoclimáticas imperantes durante su desarrollo. El cambio habría sido de períodos con climas áridos y secos vinculados a poco espacio de acomodación, a períodos con climas más húmedos y mayor espacio de acomodación y finalmente a un periodo de descenso de nivel de base local con incisión de canales fluviales vinculados a espacio de acomodación negativo y posterior restablecimiento de las condiciones de acomodación positiva y humedad.

Agradecimientos

El presente trabajo abarca los primeros resultados obtenidos en el marco de mi tesis doctoral. En este aspecto, quisiera agradecer a CONICET, quien mediante su Beca Interna de Postgrado Tipo I hizo posible la realización de los viajes de campo y la preparación del material para los cortes petrográficos y a mis directores de tesis doctoral, Luis A. Spalletti y Gonzalo D. Veiga quienes mediante sus observaciones y comentarios contribuyeron al desarrollo de este manuscrito. También quiero agradecer a los árbitros de este trabajo (Dr. Marcelo A. Zárate y Dr. Sergio M. Georgieff) y a la Editora Asociada de LAJSBA (Dra. Alfonsina Tripaldi) quienes enriquecieron el texto con sus sugerencias y correcciones.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alonzo Zarza, A.M.**, 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60:261-298.
- Ameghino, E.**, 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal. *Anales Museo Nacional de Buenos Aires* 3:343-428.
- Balin, D.F.**, 2000. Calcrete morphology and karst development in the Upper Old Red Sandstone at Milton Ness, Scotland. En P.F. Friend y B.P.J. Williams (Eds.), *New Perspectives on the Old Red Sandstone*. Geological Society, London, Special Publications, 180:485-501.
- Beilinson, E.**, 2008. Estimating aggradation rates from palaeosol type: the Punta San Andrés Alloformation as a case study. *26th IAS Regional Meeting*, Bochum, Germany.
- Bown, T.M. y M.J. Kraus**, 1987. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology* 57:587-601.
- Bridge, J.S.**, 2006. Fluvial facies models: recent developments. En H.W. Posamentier y R.G. Walker (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication 84:85-170.
- Cione, A.L. y E.P. Tonni**, 1995. Chronostratigraphy and land mammal ages in the Cenozoic of southern South America: principles, practices and the Uquian problem. *Journal of Palaeontology* 69:135-159.
- Cione, A.L. y E.P. Tonni**, 1999. Biostratigraphy and chronological scale of uppermost Cenozoic in the Pampean Area, Argentina. En E.P. Tonni y A.L. Cione (Eds.), *Quaternary Vertebrate Palaeontology in South America. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 12:23-51.
- Clemente, P. y M. Pérez-Arlucea**, 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology* 63:437-452.
- Cleveland, D.M., S. Catchley y L.C. Nordt**, 2007. Continental sequence stratigraphy of the Upper Triassic (Norian-Rhaetian) Chinle Strata, northern New Mexico, USA: allocyclic and autocyclic origins of paleosol-bearing successions. *Journal of Sedimentary Research* 77:909-924.
- Código Argentino de Estratigrafía**, 1992. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y complementaria) 20, 64 pp.
- Collinson, J.D.**, 1996. Alluvial sediments. En H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science: 37-82.
- Crowley, K.D.**, 1983. Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River basin, Colorado and Nebraska: primary structures and formative processes. *Geological Society of America Bulletin* 94:117-133.
- Davies-Vollum, K.S. y M.J. Kraus**, 2001. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. *Sedimentary Geology* 140:235-249.
- Freguelli, J.**, 1921. Los terrenos de la costa atlántica en los alrededores de Miramar (provincia de Buenos Aires) y sus correlaciones. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* XXIV:325-485.
- Freguelli, J.**, 1957. *Neozoico*. Sociedad Argentina de estudios geográficos GAEA, Buenos Aires. Tomo 2, tercera parte, 218 pp.
- Friend, P.F.**, 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En J.D. Collinson y J. Lewin (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6:345-354.
- Friend, P.F., M.J. Slater y R.C. Williams**, 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society* 136:39-46.
- 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.
- Gile, L.H., F.F. Peterson y R.B. Grossman**, 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science* 101:347-360.
- Heusser, J.C. y G. Claraz**, 1865. *Neue Denk. (Nov. Mems.) der Allgemaine Schweiz. Gessell.* XXI 27. Zurich.
- Klappa, C.F.**, 1980. Rhizolites in terrestrial carbonates: classification, recognition, génesis and significance. *Sedimentology* 27:613-630.
- Kraglievich, J.L.**, 1952. El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de Mar del Plata*, Vol. 1, Entr.1:8-37.
- Kraglievich, J.L.**, 1953. La llanura bonaerense a través de un perfil geológico. *Revista Mundo Atómico* 14:88-99.

- Kraglievich, J.L.**, 1959. Contribuciones al conocimiento de la geología cuaternaria en la Argentina. Nota acerca de la geología costera en la desembocadura del Arroyo Malacara (Provincia de Buenos Aires). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia*. Ciencias geológicas, I (17):3-9.
- Kraus, M.J.**, 1987. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology* 57:602-612.
- Machette, M.N.**, 1985. Calcic soils of southwestern United States. En: Weide, D.J. (Ed.), *Soil and Quaternary geology of the southwestern United States*. Special Paper, Geological Society of America 203:1-21.
- Marriott, S. y V.P. Wright**, 1993. Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *Journal of the Geological Society of London* 150:1109-1120.
- Marshall, L.G.**, 1985. Geochronology and land-mammal biochronology of the Transamerican Faunal Interchange. En F.G. Stehli y S.D. Webb (Eds.), *The great merican biotic interchange*. Plenum Press, New York and London.
- Miall, A.D.**, 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En A.D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society Petroleum Geologists Memoir 5:597-604.
- Miall, A.D.**, 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, 4^o edición, 582 pp.
- NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature)**, 1983. North American Stratigraphic Code; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67:841-875.
- Orgeira, M.J.**, 1988. Estudio paleomagnético de los sedimentos del Cenozoico tardío en la costa atlántica bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42:362-376.
- Orgeira, M.J. y D.A. Valencio**, 1984. Estudio paleomagnético de sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en Barranca de los Lobos, Provincia de Buenos Aires. *Noveno Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche*. Actas IV:162-173.
- Parker, G., R. Violante, M. Paterlini, I. Costa, S. Marcolini y J. Cavallotto**, 2008. Las secuencias depositacionales del Plioceno-Cuaternario de la plataforma submarina adyacente al litoral del este bonaerense. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15:105-124.
- Posamentier, H.W. y G.P. Allen**, 1999. *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 7. Tulsa. 210 pp.
- Ramos, A. y A. Sopena**, 1983. Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). En J.D. Collinson y J. Lewin (Eds.), *Modern and ancient fluvial systems*. IAS Special Publication 6:301-312.
- Ramos, A., A. Sopena y M. Pérez-Arlucea**, 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology* 56:862-875.
- Ramos, V.A.**, 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la plataforma Continental Argentina*, Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires: 385-404.
- Reading, H.G. y B.K. Levell**, 1996. Controls on the sedimentary rock record. En H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science: 5-36.
- Rolleri, E.O.**, 1975. Provincias geológicas bonaerenses. *Relatorio VI Congreso Geológico Argentino*, Actas: 29-54. Buenos Aires.
- Ruocco, M.**, 1989. A 3 Ma palaeomagnetic record of coastal continental deposits in Argentina. *Palaeogeology, palaeogeography, palaeoclimatology* 72:105-113.
- Schultz, P.H., M. Zárate, W. Hames, C. Camilión y J. King**, 1998. A 3.3 Ma impact in Argentina and posible consequences. *Science* 282:2061-2063.
- Shanley, K.W., P.J. MacCabe y R.D. Hettinger**, 1992. Tidal influence in cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology* 39:905-930.
- Smith, N.D., T.A. Cross, J.P. Dufficy y S.R. Clough**, 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36:1-23.
- Spalletti, L.A.**, 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1:125-142.
- Teruggi, M.E., M.C. Etchichury y J.R. Remiro**, 1956. Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona Mar del Plata – Miramar. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia*, Ciencias Geológicas, tomo IV, n^o 2.
- Teruggi, M.E., R.H. Andreis, M.M. Mazzoni y L.H. Dalla Salda**, 1974. Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata – Miramar. *LEMIT, Serie II*, N^o 268.
- Turic, M.A., A.V. Nevistic y G. Rebay**, 1996. Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental. En V.A. Ramos y M.A. Turic (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la plataforma Continental Argentina*, Relatorio XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires:405-423.
- Zárate, M.A.**, 1989. *Estratigrafía y geología de los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal*. Tesis Doctoral 556, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 220 pp. (inédito).
- Zárate, M.A.**, 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22:1987-2006.
- Zárate, M.A.**, 2005. El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino*. Cap. IX.
- Zárate, M.A. y J.L. Fasano**, 1989. The Plio-Pleistocene record of central eastern pampas, Buenos Aires province, Argentina. The Chapadmalal case study. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 72:27-52.