

Trabajo 89

PALEOGEOGRAFIA Y PALEOAMBIENTES DEL CRETACICO DE LA SIERRA DE PAJARILLO-COPACABANA-MAZA, NOROESTE DE CORDOBA

Ricardo A. Astini *, Laura I. Pezzi y Gustavo A. Massei

Cátedra Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNC. Av. Vélez Sársfield 299, CC 395, 5000 Córdoba.

* CONICET.

UBICACION

ESTANTERIA CONGRESOS

ABSTRACT. The paleoenvironments and paleogeography of the red bed Cretaceous sequences outcropping in the northwestern reaches of the Sierras Chicas in Córdoba Province were studied. Facies characteristics strongly suggest that its deposition occurred in alluvial fans and associated playa-lake complexes, which developed in a small internally drained syn-rift basin, under arid to semiarid climatic conditions. The deposits range from coarse conglomerates characterizing proximal and middle fan facies to fine mudstones and evaporite beds (mainly gypsum) which characterize muddy and saline playa-lake environments, respectively. Lithologies and architectural elements indicate the absence of permanent water flow activity in the basin. Provenance indicators and paleocurrent patterns suggest that tectonic inversion has probably affected the basin remnants since the Tertiary.

INTRODUCCION

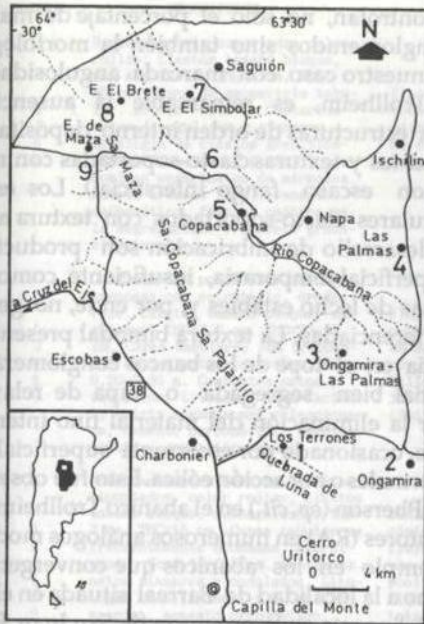
Las Sierras de Copacabana, Pajarillo y Maza constituyen las elevaciones septentrionales de la Sierra Chica, localizándose al Norte de Capilla del Monte (Fig. 1). En ella afloran secuencias de sedimentitas rojas de edad cretácica (Gordillo y Lencinas, 1979) de variada granulometría (Fig. 2a). Esta región cubre aproximadamente un área de 400 km extendiéndose en el subsuelo hacia el noroeste de la Provincia (Alvarez *et al.*, 1990). Entre los escasos antecedentes que registra el área estudiada se incluyen Bain Larrahona (1940), Pastore y Methol (1953), Pensa (1970), Sfragulla (1982) y parcialmente, Massabie (1982). Recientemente, Alvarez *et al.*, (*op cit.*) establecieron la primer columna generalizada de la cuenca, asignándole un arreglo general granodereciente. Esta se contrapone con el ordenamiento vertical sugerido por Gordillo y Lencinas (1979) quienes mencionan un patrón general granocreciente. Ultimamente, Massei (1991) Pezzi (1992), Pezzi y Astini (1992) estudiaron la comarca desde un punto de vista sedimentológico y litofacial, determinando sus principales características paleoambientales. El objetivo de esta contribución es presentar en forma sintética los resultados de estos trabajos que brindan nuevos datos sobre el marco original de la cuenca y sus paleoambientes permitiendo, establecer una hipótesis regional sobre el desarrollo paleoclimático del Cretácico en Córdoba.

La sucesión cretácica se apoya en noconcordancia sobre el basamento, hallándose este contacto parcialmente fallado en el sector sur de la cuenca, donde fue afectado por el alzamiento cenozoico del Cerro Uritorco, evidenciado por el aumento progresivo de los buzamientos en esa dirección. La no concordancia puede observarse claramente en un sector próximo a la localidad de Copacabana en donde la secuencia roja se apoya erosivamente sobre granitos foliados. El tope del granito presenta una capa superficial fisurada y con escasa meteorización química. Las fisuras y grietas están rellenas con material sedimentario que fue introducido durante la etapa de erosión y sedimentación. En el flanco occidental de la Sierra pedimentos terciarios conglomerádicos se apoyan en discordancia angular sobre el Cretácico, mientras que depósitos del Cuaternario lo cubren en el sector oriental.

Desde un punto de vista estructural la cuenca es relativamente simple, presentando en el sector norte suaves plegamientos y fallas inversas de escaso desarrollo. El buzamiento de las secuencias casi nunca supera pendientes de 10° a 15° y frecuentemente la sucesión permanece subhorizontal. Esto favorece el desarrollo de barrancas a lo largo de la red fluvial actual, en donde se levantaron la mayoría de los perfiles. En general, los suaves cambios de pendiente pueden ser considerados como primarios, producto de la propia dinámica de la cuenca. Su borde oriental está constituido por una discordancia erosiva (Fig. 2b) mientras que el occidental está dado por la fractura longitudinal que margina el cordón de la Sierra Chica. Un hecho llamativo es que, localmente, los buzamientos cercanos a este último borde inclinan hacia el oeste.

SECUENCIAS DE FACIES Y PALEOAMBIENTES

En los cuadros 1 y 2 se resumen las facies y secuencias de facies establecidas en la cuenca, con su respectiva interpretación paleoambiental. El conjunto de las características litofaciales sugiere que las secuencias rojas aflorantes en las Sierras de Pajarillo, Copacabana y Maza pertenecieron a abanicos aluviales (cf. Bull, 1977; Nilsen, 1982, Rust y Koster,



Referencias

- imbricación
- aristas difusas
- agrupamiento de clastos
- laminación cruzada
- retrabajo por oleaje
- laminación paralela
- laminación ondulada
- yeso fibroso
- cristales de yeso
- yeso nodular
- intraclastos pelíticos
- grietas de desecación
- laminación convoluta

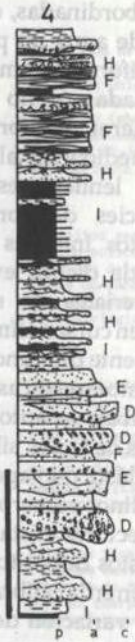


Figura 1: Mapa de ubicación y columnas detalladas con secuencias de facies características de las localidades estudiadas. 1) Los Terrones, 2) Ongamira, 3) Ongamira-Las Palmas, 4) Las Palmas, 5) Copacabana, 6) Río Copacabana, 7) El Simbolar, 8) Estancia El Brete, 9) Estancia de Maza. Las barras negras ubicadas a la izquierda de cada columna equivalen a 1 m. Las letras mayúsculas de la derecha corresponden a las facies, descritas e interpretadas en el Cuadro 1.

1984; Ethridge, 1985; Collinson, 1986) que desarrollaron barreales (cf. Tunbridge, 1984) y lagunas salinas someras (cf. Hardie *et al.*, 1978; Handford, 1982) en posición distal. El predominio en el sector proximal y medio de elementos SG y GB (cf. Miall, 1985) de geometrías mantiformes y en el sector distal de formas LS (Miall, *op.cit.*) tabulares, con formas CH y FM (formas lenticulares) de pequeño tamaño y muy subordinadas, es común en abanicos aluviales con cursos de agua no permanentes. Las geometrías tabulares y mantiformes dominantes provienen de la génesis desencauzada o no confinada de los flujos que se expandieron en forma de mantos, particularmente en el sector medio y distal de los conos aluviales. En general, las formas lenticulares corresponden a fases erosivas (superficies de corte y relleno) labradas durante los momentos iniciales de crecidas repentinas y a las etapas finales de dichos eventos, cuando la menor concentración de materiales en suspensión favorece el encausamiento parcial en cursos efímeros con desarrollo de formas de lecho pobremente diferenciadas. El sector apical de estos sistemas, como en este caso, raramente se preserva por estar sujeto a retrabajo y autofagocitación (Nilsen, 1982). Tanto secuencias de facies silicoclásticas finas de barreales fangosos, como clástico-evaporíticas de barreales salinos y lagos hipersalinos someros (Pezzi y Astini, 1992) se desarrollaron en los sectores distales, más deprimidos del paleorelieve. Entre estos depósitos y los proximales existe una marcada variación en la calibración de los sedimentos (diseño centrípeto de la variación del tamaño promedio). De esta manera, se registran progresivos cambios laterales de facies entre los sectores proximales conglomerádicos y los sectores distales pélticos. Entre las secuencias de abanico medio a distal se hallaron facies élicas (G), correspondientes a migración de dunas arenosas de escaso desarrollo.

Un análogo actual sería el abanico Trollheim (localizado en el "Deep Spring Valley", California) que sirviera de modelo clásico (Miall, 1978, 1981), criticado recientemente por Blair y McPherson (1992). En dicho abanico, desarrollado en un marco similar al existente en esta cuenca durante el Cretácico (ver más adelante), dominan procesos gravitacionales favorecidos por un importante aporte clástico proveniente de la destrucción de secuencias sedimentarias antiguas y la existencia de precipitaciones medias anuales muy bajas pero concentradas estacionalmente y de carácter torrencial. La diferencia más significativa la constituye la naturaleza de las áreas de aporte que en Córdoba están representadas por litologías ígneas y metamórficas de basamento. Este factor es muy importante a la hora de generar sedimentos, ya que a diferencia de las fuentes originalmente sedimentarias, proveen escaso material fino (arcillas y limos) bajo condiciones climáticas de aridez. Esto explica el mayor desarrollo de facies conglomerádicas depositadas por flujos gravosos hiperconcentrados (por ejemplo: en Los Terrones) que constituyen una variedad "acuosa" de flujos gravitacionales (cf. Smith, 1986; Stinco y López Gamund, 1992) en vez de los flujos de detritos, postulados por Blair y McPherson (1992) como depósitos típicos de estos abanicos. A su vez, este proceso genera cuerpos con geometría lobular más expandida que la de los flujos de detritos, proveyendo una arquitectura más tabular de las facies. Las litologías del

área fuente controlan, no sólo el porcentaje de matriz y textura de conglomerados sino también la morfología de los clastos (en nuestro caso con marcada angulosidad).

Como en Trollheim, es remarcable la ausencia de depósitos con estructuras de orden interno depositadas a partir de corrientes y texturas clasto-soportadas con matriz polimodal (con escaso fango intersticial). Los escasos cuerpos lenticulares clasto-soportados con textura abierta o bimodal y desarrollo de imbricación son producto de escorrentía superficial temporaria, insuficiente como para producir formas de lecho estables y, por ende, no generan estructuras diferenciadas. La textura bimodal presente con gran frecuencia en el tope de los bancos conglomerádicos (capa superficial bien segregada o capa de relave) es producida por la eliminación del material fino intersticial de la superficie, ocasionado por escorrenta superficial, precipitaciones normales o por acción eólica. Esto fue observado por Blair y McPherson (*op. cit.*) en el abanico Trollheim y por uno de los autores (RA) en numerosos análogos modernos como por ejemplo en los abanicos que convergen en el barreal próximo a la localidad de Barreal situada en el Valle de Uspallata-Calingasta en la provincia de San Juan. En esta última las facies gravosos se extienden hasta el borde mismo del barreal, como en Trollheim, donde se interdigitan con barreales salinos y lagunas salinas efímeras, análogas a las inferidas para los depósitos distales de la cuenca de Copacabana-Pajarillo-Maza.

PALEOGEOGRAFIA Y PALEOCLIMA

Tanto la distribución de facies (Figs 1 y 2b) como los diseños de paleocorrientes (Fig. 2c) y composición de los conglomerados (Massei, 1991; Pezzi, 1992) señalan la existencia de un depocentro limitado por bloques de basamento elevados en el oeste y sur. Estos habrán dado origen al desarrollo de abanicos aluviales con playas salinas y barreales en posición distal, bajo condiciones climáticas de aridez.

Las facies de abanico proximal están presentes tanto en el norte como en el oeste, donde las brechas y conglomerados polimodales superan el centenar de metros de espesor. Las paleocorrientes permiten interpretar una coalescencia de distintos conos desarrollados contemporáneamente.

En el sector central de la cuenca (área de Las Palmas-Copacabana-Saguin) el conglomerado basal es de reducido espesor, menor granulometría y se apoya en discordancia sobre el basamento. La reducida cubierta de meteorización y el fisuramiento superficial del granito (ver Introducción) son otros indicadores de las condiciones climáticas de aridez imperantes, señalando escasa humedad y una importante variación térmica, responsable del fisuramiento (procesos de dilatación termo-diferencial y de crioclastación). En la secuencia aflorante en dicho sector se intercalan periódicamente entre areniscas y limolitas, cuerpos conglomerádicos con mejor ordenamiento interno, atribuidos a avenidas inusuales de material desde las cabeceras que superan la línea de depositación normal de los conglomerados. Facies de barreal se registran en el sector de Las Palmas y en el norte, en la región de las Estancias El

FACIES	PERFIL	DESCRIPCION	INTERPRETACION	FACIES	PERFIL	DESCRIPCION	INTERPRETACION
A (Gm)	1	Brechas matriz apoyadas color rojizo. Clastos tamaño bloque, muy angulosos. TMP=7 cm, TMC=45 cm. Capas de geometría tabular. EC=0,27-0,48 m. Contactos netos irregulares y planares. Litología de clastos granítica-metamórfica, en el perfil 5 predominan megaclastos de mármoles. Matriz arenosa (50%), cemento carbonático, fábrica caótica mala segregación. Frecuente gradación inversa.	Flujos gravitacionales cohesivos, comportamiento laminar, no erosivos y de alta competencia.	E (Sp-Sh)	1	Areniscas medianas a gruesas, color rojizo. Capas lenticulares con extensión lateral entre 15-25 cm. EC=10-15 cm. Internamente presentan: laminación paralela, gradación, en algunos casos (perf.2) estratificación cruzada y en otros casos clastos de tamaño guija intercalados entre las láminas. Esta facies se asocia generalmente con las facies B y C.	Flujos de fluidos en culecos efímeros. Régimen de flujo bajo. Migración de formas de lecho de escaso desarrollo.
	2				2		
	5				3		
	9				4		
B (Gm)	1	Conglomerado polimodal, brechas arenosas con estratificación, cruda. Clastos tamaño bloque, angulosos. TMP=3,6 cm, TMC=20-30 cm. Capas tabulares con frecuentes acunamientos laterales. EC=0,20-0,90 m. Contactos netos y ondulados. Litología idem facies A, matriz arenosa mal seleccionada, cemento carbonático. Fábrica caótica, gradación normal.	Flujos de gravedad no cohesivos en condiciones de mayor dilución y menor viscosidad (Ballance, 1984). Flujos hiperconcentrados. (Smith, 1986).	F (S1)	4	Areniscas finas color rojo oscuro. Capas tabulares (centena de metros de continuidad lateral). Contactos ondulados y planos. EC=15-20 cm. Internamente presentan estratificación cruzada de bajo ángulo (<8°). Antidunas y laminación paralela.	Depósitos de carga de lecho producto de corrientes unidireccionales generadas por flujos en manto (sheet-flood), en condiciones de alto reg. de flujo. Depósitos de creciente.
	3				6		
	4						
	9						
C (Gm-1)	1	Conglomerados bimodales, clasto-apoyados, color rojizo, clastos tamaño bloque, subangulosos, TMP=3 cm, TMC=15 cm. Capas tabulares frecuentemente acunadas lateralmente. EC=0,10-0,20 m. Contactos netos planares y ondulados. Litología idem facies A y B. Matriz arenosa, cemento carbonático. Buena segregación. Fábrica abierta, frecuente imbricación 345-35 (perf. 1), 3-45 (perf.2), 45-90 (perf.9).	Sedimentación súbita por rápida infiltración de flujos, dando lugar a una fábrica abierta. Depósitos de tamiz (Hooke, 1967) infiltrados, matriz secundaria. Fase final de flujos hiperconcentrados.	G (Sp-e)	3	Areniscas medianas seleccionadas, color rojo oscuro. Capas tabulares a lenticulares. Contactos: netos, planares, ondulados. EC=0,30-0,40 m. Internamente: selección moderada, no gradada. Estratificación cruzada de alto ángulo (27°) y tangencial por la base. Ausencia de fragmentos líticos.	Depósitos generados por acción eólica. Depósitos de caras de avalancha de dunas de escaso desarrollo vertical y arealmente restringidas.
	2						
	3						
	9						
D (Gp)	1	Conglomerados clastosostenidos con estratificación cruzada, color rojizo. Clastos tamaño guijarro, subangulares-subredondeados. TMP=2,60 cm, TMC=6 cm. Capas de geometría lenticular que se acuan lateralmente en el orden de los 0,3 m. EC=0,80-1,70. Contactos irregulares y ondulados. Litología idem facies A, B, C. Matriz arenosa (25%). Cemento calcáreo.	Flujos de fluidos canalizados, migración de barras. Rellenos caracterizados por la edificación de barras longitudinales que migran en épocas de crecida generando estratificación cruzada. Superficies de corte y relleno.	H (S1-F1)	4	Areniscas muy finas color rojo oscuro. Capas tabulares. EC=0,10-0,20 m. Contactos ondulados y planos. Laminación paralela. "climbing", estructuras flangiadas y convolutas, gradación normal, cubiertas pelíticas.	Flujos fluidales unidireccionales, mantiformes y meguantes. Deformación por carga y escape de agua de sedimentos no consolidados. Decantación pelítica en lecho efímero y barreales.
	2				6		
	5				7		
	6						
I (F1-Pa)	1	Areniscas medianas a gruesas, color rojizo. Capas lenticulares con extensión lateral entre 15-25 cm. EC=10-15 cm. Internamente presentan: laminación paralela, gradación, en algunos casos (perf.2) estratificación cruzada y en otros casos clastos de tamaño guija intercalados entre las láminas. Esta facies se asocia generalmente con las facies B y C.	Flujos de fluidos en culecos efímeros. Régimen de flujo bajo. Migración de formas de lecho de escaso desarrollo.	J (K-Ec-Fe)	8	Evaporitas en capas tabulares. EC=0,1-0,3 m. Ciclos de yeso primario y secundario, con intercalaciones pelíticas. Con cristales de yeso intrasedimentarios y niveles de evaporitas retrabajadas (Pezzi y Astini, 1992). Trenes de ondulas alométricas.	Estadíos finales de corrientes mantiformes y procesos de decantación pura en cuerpos de agua someros, temporarios.
	2						
	5						
	6						

Cuadro 1: Descripción e interpretación de las facies reconocidas dentro de las sucesiones cretácicas de Pajarillo-Copacabana-Maza. Las letras entre paréntesis debajo de cada facies corresponden al código litofacial de Miall (1978) con algunas modificaciones.

Brete y El Simbolar. Estos coincidirían con sectores distales más deprimidos del sistema donde se acumularon los depósitos preferentemente finos. En estas depresiones se habrán desarrollado cuerpos de agua temporarios y poco profundos, que quedaron señalados por la presencia de depósitos de decantación (facies de arcilitas macizas, I) generalmente rojos y en contadas ocasiones de color gris pálido. La fuerte oxidación del medio ambiente habrá impedido la preservación de materia orgánica o restos de palinóforos (Ottone, com. epist., 1992), incluso en estos últimos. La diferenciación de barreales fangosos y salinos indicara, asimismo, la presencia de distintos depocentros, de confirmarse su misma posición estratigráfica.

Si bien en algunos sectores de la cuenca la sucesión posee una tendencia granodecreciente, estrictamente, no puede generalizarse una columna sedimentaria (cf. Alvarez *et al.*, 1990), dado que el carácter tafrogénico de la cuenca implica marcados cambios laterales de facies pero progradación restringida (Blair, 1987). De esta manera las facies gruesas se reclinaron sobre las elevaciones (hacia el suroeste y oeste), mientras que, hacia el depocentro se depositaron las facies predominantemente finas. En la localidad de Copacabana se intercalan entre facies finas facies de conglomerados

tabulares. Estas interdigitaciones gruesas que alcanzaron sectores más distales de la cuenca se interpretan como depósitos de mantos de crecida. La intercalación de paquetes conglomerados (> 5m) entre sedimentos finos que se registra en el sector medio distal de la cuenca (Las Palmas) podrá indicar, en cambio, una respuesta a episodios de tectonismo más activo (reactivación de las áreas de aporte) que normalmente conduce a la generación de ciclos granulométricos alternantes (Blair y Bilodeau, 1988) o bien una progradación de lóbulos gravosos (Ethridge, 1985). En los conglomerados de Los Terrones se visualiza una superficie inclinada que limita una cuña conglomérica hacia el ENE. Esta última, requiere mayores estudios, pero podría corresponder a una discordancia progresiva (cf. Riba, 1976; Anadón *et al.*, 1986) comúnmente desarrolladas en conos aluviales de cuencas distensivas. La superficie superior trunca depósitos situados hacia el centro de la cuenca, abriéndose la cuña hacia la falla normal que genera el abanico. Esto es producto de la mayor tasa de hundimiento próximo a la falla, que va produciendo un efecto de rotación y en consecuentemente una convergencia de los planos sedimentarios hacia el ámbito distal.

A diferencia de los depósitos cretácicos desarrollados en el

sector sur de Córdoba (Grupo Sierra de los Cóndores de Gordillo y Lencinas, 1967), tanto en Piovano y Astini (1990) como en este trabajo, se señalan características paleoclimáticas predominantemente áridas. Mientras que en el sur Sánchez *et al.* (1990) señalan condiciones climáticas subhúmedas, basadas en la existencia de facies fluviales, fundamentalmente de cursos entrelazados (Poir *et al.*, 1988a y b), en el centro y norte predominan ampliamente facies tabulares de naturaleza desecada, y de carácter efímero. Tanto los flujos hiper-concentrados, como el desarrollo de flujos de gravedad y los depósitos de crecientes en manto son típicos de climas áridos a semiáridos en donde las lluvias son esporádicas y de carácter torrencial. Los depósitos evaporíticos (Pezzi y Astini, 1992) y caliches superficiales, junto a la escasez de trazas y la ausencia de huellas de organismos y de restos vegetales y animales, como así también de polen y esporas (Ottone, com. verb.), señalan la rigurosidad climática imperante en esta cuenca.

Desde el punto de vista del análisis de cuenca, aunque se carece de datos de subsuelo, es posible que esta cuenca constituya un remanente depositado en un graben o semigraben relacionado con una cuenca de tipo "rift", siendo frecuente más al sur su asociación con vulcanitas basálticas y traquibasaltos ricos en potasio (Gordillo y Lencinas, 1979). Las asociaciones de facies indican la existencia de bolsones intermontanos que con sentido N-S habrán tenido cierta continuidad a lo largo de las Sierras Pampeanas orientales. Es importante señalar que las paleocorrientes se disponen en general hacia el este y en sentido longitudinal al rumbo (N), pero hay que tener en cuenta que el fallamiento terciario eliminó una importante cubierta cretácica indicada, no sólo, por erosión como en el margen oriental de esta cuenca sino, también, por la existencia de una peneplanicie (actualmente basculada) desarrollada en el tope de las Sierras Chicas (Miatello *et al.*, 1979), sobre la cual quedan algunos relictos de sedimentitas cretácicas. Los movimientos tectónicos andinos son los responsables de enmascarar la paleogeografía original de la cuenca y, tal vez, el fallamiento plio-pleistoceno en las Sierras Chicas haya reactivado e invertido el movimiento de antiguas fracturas distensivas buzantes al este. En este sentido, no se descarta que el buzamiento de las facies gruesas (proximales), que con frecuencia supera a la pendiente deposicional primaria, la existencia de suaves plegamientos en el sector norte de la cuenca y los buzamientos hacia el oeste registrados en los afloramientos más occidentales, estén asociados a fenómenos de inversión tectónica y extrusión de semigrabens (cf. Cooper *et al.*, 1989).

CONCLUSIONES

Se concluye que la paleogeografía cretácica estuvo constituida en el sector estudiado por una cuenca intermontana de carácter tafrogénico (desarrollada sobre basamento cristallino) con marcado relieve inicial, del cual provienen la totalidad de los materiales aportados (Fig. 2d).

El diseño general de paleocorrientes y la distribución de facies en la cuenca permiten postular la existencia de un

diseño de drenaje centrípeto, característico de bolsones intermontanos endorreicos. Esto último es avalado por la presencia de facies evaporíticas y de barreales en el centro y centro-norte de la cuenca. Los depósitos más proximales detectados se ubican al sur y al oeste. La disposición de los conglomerados, arquitectura a gran escala, composición de los clastos y dirección de paleocorrientes indican el desarrollo de cuñas con espesores crecientes hacia el oeste y áreas situadas tanto hacia el oeste como al sur y suroeste. Por el este, una discordancia erosiva margina la cuenca, descansando sobre ella un conglomerado basal delgado. El esquema general es compatible con el de un semigraben limitado al oeste por una falla normal, que en la actualidad se encontrara parcialmente extruido por una reactivación con sentido inverso, activa desde el Terciario.

Desde un punto de vista paleoclimático, estas secuencias son características de climas áridos y semiáridos. Esto se interpreta a partir de a) la geometría general tabular de los depósitos rojos producto de crecidas en manto y depósitos lobulados, b) las facies involucradas que indican carencia de cursos fluviales permanentes (remarcable escasez de estratificación cruzada) y lluvias torrenciales proclives a generar abundantes flujos de gravedad, flujos gravosos hiperconcentrados y depósitos de barreales. c) la ausencia de restos de fauna, flora y materia orgánica determinable indicadores, asimismo, del elevado grado de oxidación, d)

AMBIENTE	SECUENCIA	CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES
ABANICO ALUVIAL PROXIMAL	y 9	Dominado por flujos de detritos y depósitos de flujos hiperconcentrados. Depósitos de geometría tabular e importantes espesores (Perfil 1=300m; Perfil 2=15m). Predominio de las facies matriz soportadas (A).
ABANICO ALUVIAL MEDIO	2 y 3	Flujos de detritos de características intermedias entre flujos de detritos y de fluidos (hiperconcentrados) con predominio de las facies de brechas arenosas con estratificación cruda (B).
ABANICO ALUVIAL DISTAL (cursos entrelazados proximales)	3, 4, 5	Depósitos canalizados y mantiformes, producto de flujos de características efímeras que en épocas de crecidas adquieren su mayor desarrollo produciéndose el abandono de canales y generación de flujos mantiformes. Las facies predominantes son D, E, F, G y H (Cuadro N°1)
ABANICO ALUVIAL DISTAL (mantos desecados distales)	6 y 7	Depósitos mantiformes producto de flujos efímeros en el sector medio a distal de cursos entrelazados. Espesor de estas secuencias es de aproximadamente 8-10 m. Las facies predominantes son las arenosas (75%) F, H, y las pelíticas (25%) I. Los depósitos son tabulares.
BARREALES EFÍMEROS NO SALINOS	7	Sector distal de cursos entrelazados con formación de cuerpos de agua de características efímeras. Las facies predominantes son I, los espesores: 10m, geometrías extremadamente tabulares de los depósitos.
BARREALES EFÍMEROS SALINOS	8	Depresiones distales cubiertas de agua temporariamente. Freáticas superficiales. Precipitación, recristalización y retrabajo de evaporitas. Facies J.

Cuadro 2: Secuencias de facies y caracterización paleoambiental de los depósitos cretácicos de Pajarillo-Copacabana-Maza.

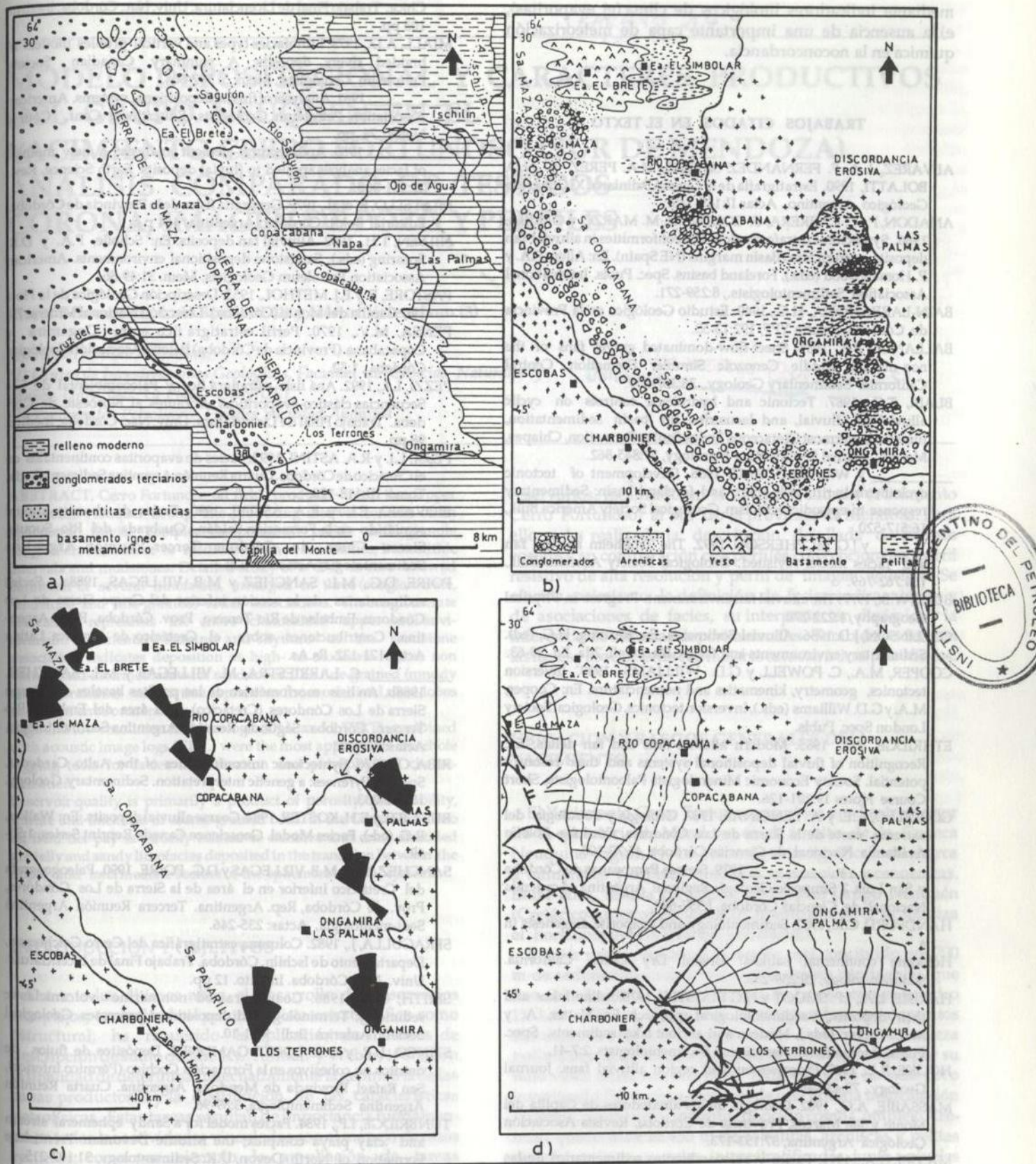


Figura 2: Mapas: a) geológico, b) de distribución de facies, c) de paleocorrientes y d) paleogeográfico.

mediante indicadores litológicos de clima (ej. evaporitas), e la ausencia de una importante capa de meteorización química en la noconcordancia.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALVAREZ, L.A., F. FERNANDEZ SEVESO, M.A. PEREZ y N.D. BOLATTI, 1990. Estratigrafía de la Cuenca Saliniana. XI Congreso Geológico Argentino, Actas II:145-148.
- ANADON, P., L. CABRERA, F. COLOMBO, M. MARZO y O. RIBA, 1986. Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). En: Allen, P.A. y P. Homewood (eds.), Foreland basins. Spec. Publ. International Association Sedimentologists, 8:259-271.
- BAIN-LARRAHONA, H.G., 1940. Estudio Geológico en la Provincia de Córdoba. Boletín YPF, 192:13-53.
- BALLANCE, P.F., 1984. Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine Middle Cenozoic Simmler Formation, Central California. Sedimentary Geology, 38:337-359.
- BLAIR, T.C., 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial-fan, fluvial, and lacustrine rift basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. Journal Sedimentary Petrology, 57:845-862.
- y W.L. BILODEAU, 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basin: Sedimentary response to episodic tectonism. Geological Society America Bull., 16:517-520.
- y J.G. MCPHERSON, 1992. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. Geological Society America Bull., 104:762-769.
- BULL, W.B., 1977. The alluvial fan environment. Progress in Physical Geography, 1:222-270.
- COLLISON, J.D. 1986. Alluvial Sediments. En: Reading, H.G. (ed). Sedimentary environments and facies. Blackwell, 2da. Ed.:20-63.
- COOPER, M.A., C. POWELL y G.D. WILLIAMS, 1989. Inversion tectonics, geometry, kinematics and nomenclature. En: Cooper, M.A. y G.D. Williams (eds.), Inversion tectonics. Geological Society London Spec. Publ.
- ETHRIDGE, F.G., 1985. Modern alluvial fans and fan deltas. En: Recognition of fluvial depositional systems and their resource potential. Society Economic Mineralogists Paleontologists, Short Course Notes 19:101-126.
- GORDILLO, C.E. y A. LENCINAS, 1967. Geología y Petrología del extremo oeste de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba. Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 46:73-108.
- y —, 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2 Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias Córdoba. I:557-650.
- HANDFORD, C.R., 1982. Sedimentology and evaporite diagenesis in a Holocene continental sabkha: Bristol Dry Lake. California. Sedimentology, 29:239-253.
- HARDIE, L.A., J.P. SMOOT y H.G. EUGSTER, 1978. Saline lakes and their deposits: A sedimentological approach. En: Matter, A. y M.E. Tucker (eds.), Modern and ancient lake sediments. Spec. Publ. International Association Sedimentologists, 2:7-41.
- HOOKE, R.L., 1967. Processes on arid region alluvial fans. Journal Geology, 75:438-460.
- MASSABIE, A.C., 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos, Provincia de Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 37:153-173.
- MASSEI, G.A., 1991. Facies y paleoambientes sedimentarios de las secuencias continentales rojas aflorantes al Norte de la Sierra Chica. Trabajo Final de Licenciatura. Univ. Nac. Córdoba, Inédito, 105 pp.
- MIALL, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profiles models in braided rivers deposits: A summary. Canadian Society Petroleum Geologists, Mem. 5: 597-604.
- , 1981. Analysis of fluvial depositional systems. American Association Petroleum Geologists, Educational Conf. Course Notes, 74 pp.
- , 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science. Rev., 22:261-308.
- MIATELLO, R. et al., 1979. Geografía física de la Provincia de Córdoba. Editorial Boldt. Córdoba, Argentina. 464 p g.
- NILSEN, T.H., 1982. Alluvial fan deposits. En: Scholle, P.A. y D.R. Spearing (eds.), Sandstone depositional environments. American Association Petroleum Geologists, Mem. 31:49-86.
- PASTORE, F. y E.J. METHOL, 1953. Descripción Geológica de la Hoja 191, Capilla del Monte (Córdoba). Dirección Nacional Minera. 79.
- PENSA, M.V., 1970. Perfil estratigráfico entre Ongamira y Copacabana (Provincia de Córdoba) Boletín Asociación Geológica Córdoba, 1:52.
- PEZZI, L.I., 1992. Análisis estratigráfico y Paleambiental de Las Secuencias clástico-evaporíticas aflorantes al Noroeste de Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura. Univ. Nac. Córdoba. Inédito, 98 pp.
- PESSI, L.I. y R.A. ASTINI, 1992. Facies de evaporitas continentales en el Cretácico de Córdoba. Cuarta Reunión Argentina Sedimentología, Tomo III:113-120.
- PIOVANO, E.L. y R.A. ASTINI, 1990. Facies de abanico aluvial semiárido en la Formación Saldán, Quebrada del Río Suquía, Sierra Chica de Córdoba. Tercer Reunión Argentina Sedimentología, Actas:217-222.
- POIRE, D.G., M.L. SANCHEZ y M.B. VILLEGAS, 1988a. Facies sedimentarias de la sección inferior del Grupo Sierra de Los Cóndores, Embalse de Río Tercero, Prov. Córdoba, Rep. Argentina. Contribuciones sobre el Cretácico de América Latina Actas:121-132. Bs.As.
- , C. LARRIESTRA, M. VILLEGAS y M.L. SANCHEZ, 1988b. Análisis morfométrico de las pefitas basales del Grupo Sierra de Los Cóndores (Cretácico), en el área del Embalse Río Tercero. Córdoba. Segunda Reunión Argentina Sedimentología, Actas: 217-221.
- RIBA, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. Sedimentary Geology, 15:213-233.
- RUST, B.R. y E.H. KOSTER, 1984. Coarse alluvial deposits. En: Walker, R.G. (ed.), Facies Model. Geoscience Canada Reprint Series, 1:53-69.
- SANCHEZ, M.L., M.B. VILLEGAS y D.G. POIRE, 1990. Paleogeografía del Cretácico inferior en el área de la Sierra de Los Cóndores, Prov. de Córdoba, Rep. Argentina. Tercera Reunión Argentina Sedimentología, Actas: 235-246.
- SFRAGULLA, J., 1982. Columna estratigráfica del Cerro Colchequín, Departamento de Ischilín. Córdoba. Trabajo Final de Licenciatura. Univ. Nac. Córdoba. Inédito. 12 pp.
- SMITH, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediments: Terminology and depositional processes. Geological Society America Bull., 97:1-10.
- STINCO, L.P. y O.R. LOPEZ GAMUNDI. Depósitos de flujos de detritos no cohesivos en la Formación Cochico (Pérmico inferior), San Rafael, Provincia de Mendoza, Argentina. Cuarta Reunión Argentina Sedimentología, 3:89-96.
- TUNBRIDGE, I.P., 1984. Facies model for a Sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. Sedimentology, 31:197-215.