

SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOAMBIENTES DEL SUBGRUPO RÍO COLORADO (CRETÁCICO SUPERIOR), GRUPO NEUQUÉN, EN LAS BARDAS DE LA CIUDAD DE NEUQUÉN Y ALREDEDORES

María Lidia SÁNCHEZ¹, María Jimena GÓMEZ² y Susana HEREDIA³

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto-Ruta 8 Km 603 - (5800) Río Cuarto E-mail: msanchez@exa.unrc.edu.ar

² Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto-Ruta 8 Km 603 - (5800) Río Cuarto E-mail: jimegomez3@hotmail.com

³ Instituto de Geología, Universidad Nacional de San Juan.Avda. Ignacio de la Roza 590 - (5400) Rivadavia - San Juan E-mail: sheredia@unsj-cuim.edu.ar

RESUMEN

En la ciudad de Neuquén y alrededores afloran depósitos del Cretácico superior asignados al Subgrupo Río Colorado. La presente contribución da a conocer los resultados del análisis sedimentológico y paleoambiental de las Formaciones Bajo de la Carpa (Santoniano) y Anacleto (Campaniano inferior). Los estudios llevados a cabo permitieron definir cuatro litofacies conglomerádicas, nueve de areniscas y dos pelíticas, que fueron agrupadas en nueve asociaciones de litofacies, dos de ellas de origen eólico y siete fluviales.

La Formación Bajo de la Carpa está representada en la base por un sistema fluvial efímero, y en el techo por depósitos de interacción fluvio-eólica. Los depósitos fluviales corresponden a flujos canalizados durante episodios de máxima descarga. Luego se identifica un campo de dunas transversales, afectado en el subambiente de interduna por corrientes fluviales efímeras, y dunas parabólicas producto de la removilización del sistema eólico infrayacente, asociadas con depósitos de flujos efímeros en manto. La extensión y geometría de los campos de dunas respondieron a variaciones climáticas de corto término, interferencia del sistema fluvial, oscilaciones del nivel freático, bajo suministro y/o disponibilidad de sedimentos y factores tectónicos.

La Formación Anacleto presenta en su base sistemas fluviales de baja sinuosidad, alta energía y rápida agradación, controlados por un bajo espacio de acomodación y condiciones climáticas con marcada estacionalidad. Hacia el tope se identifica un sistema fluvial anastomosado que refleja variaciones climáticas y aumento de la tasa de subsidencia acompañada de un lento ascenso del nivel de base relacionado con la ingresión atlántica maastrichtiana.

Palabras clave: *Subgrupo Río Colorado, Grupo Neuquén, Cuenca Neuquina, paleoambientes sedimentarios, interacción fluvio-eólica.*

ABSTRACT: *Sedimentology and sedimentary paleoenvironments of Río Colorado Subgroup (Upper Cretaceous), Neuquén Group, in Neuquén city and surrounding areas.*

Upper Cretaceous deposits included in Río Colorado Subgroup crop out in Neuquén city and surrounding areas. This work shows the results of the sedimentological and paleoenvironmental analysis of Bajo de la Carpa (Santonian) and Anacleto (Lower Campanian) Formations. The studies allowed defining four conglomeratic lithofacies, nine sandy and two pelitics, which were grouped into nine lithofacies associations, being two of them eolian and the other fluvial.

Bajo de la Carpa Formation is represented by an ephemeral fluvial system at its base, and fluvio-eolian interactions deposits on the top.

Fluvial deposits belong to channelized flows during maximum discharge events. Then a transverse dune field affected by ephemeral currents that invaded interdune areas, and parabolic dunes, were the result of the remobilization of the underlying system, with periodic flood events by sheet ephemeral flows were also identified. The extension and geometry of the dune fields responded to short term climatic variability, fluvial system interference, water table fluctuations, low supply and/or availability of sediments and tectonic factors. Stabilization surfaces, suggested by truncated paleosoils, and a super bounding surface, have been recognized and both responded to climatic and tectonic factors.

At its base, Anacleto Formation is bounded by a flood surface and is made of fluvial deposits of low sinuosity, high energy and quickly aggradation systems, controlled by low accommodation space and strong seasonal climatic conditions. Towards the top an anastomosed fluvial system were identified and reflects climatic variations and an increasing subsidence rate accompanied by a slow rise base level related to Maastrichtian atlantic ingression.

Keywords: *Río Colorado Subgroup, Neuquén Group, Neuquina Basin, sedimentary paleoenvironments, fluvio-eolian interaction.*

INTRODUCCIÓN

En la ciudad de Neuquén y alrededores (Fig. 1) se identifican depósitos continentales del Cretácico superior (Subgrupo Río Colorado), Paleógeno – Neógeno (Terciario innominado) y Plioceno-Pleistoceno (Formación Bayo Mesa) como una faja continua con una disposición horizontal a subhorizontal.

El Subgrupo Río Colorado (Padula 1947) tiene un espesor aproximado de 200 m, su edad es santoniana-campaniana inferior y constituye el tope del Grupo Neuquén (Cazau y Uliana 1973, Uliana 1979, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta *et al.* 1993, Legarreta y Uliana 1999, Leanza y Hugo 2001). Presenta una amplia distribución en el sector septentrional de la cuenca Neuquina, excelentes afloramientos se ubican entre la ciudad de Neuquén y la sierra de Portezuelo, como así también en el área de Rentería en la provincia de Río Negro. El subgrupo incluye las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto.

La Formación Bajo de la Carpa (Herrero Ducloux 1939) está integrada por areniscas varicolores con intercalaciones de fangolitas y brechas intraformacionales. En su localidad tipo, a 40 km al oeste-noroeste de la ciudad de Neuquén, tiene un espesor aproximado de 150 m y contiene restos de

dinosaurios terópodos (Leanza y Hugo 2001), aves, aves dinosaurianas, reptiles, huevos de aves y nidos de véspidos (Bonaparte 1978, 1991, Chiappe y Calvo 1994, Heredia y Calvo 1997, 2002, Schweitzer *et al.* 2001), que han permitido asignar a esta unidad al Santoniano. Los paleoambientes de sedimentación corresponden a sistemas fluviales con buen desarrollo de paleosuelos (Leanza y Hugo 2001) y dunas eólicas (Heredia y Calvo 1997, 2002).

La Formación Anacleto (Herrero Ducloux 1939) está constituida por fangolitas rojas con intercalaciones de areniscas verdes depositadas en un paleoambiente fluvial. Se interdigita con la Formación Bajo de la Carpa y es sincrónica con ésta en sus tramos medio y superior (Cazau y Uliana 1972). La localidad tipo de esta unidad litoestratigráfica se encuentra en Aguada Anacleto, sobre la falda sudoeste del cerro Senillosa, donde su potencia varía entre 60 y 90 m. Tiene una edad probablemente campaniana inferior y se ha reportado la presencia de restos fósiles de dinosaurios carnívoros y herbívoros, y fragmentos de cáscaras de huevos de dinosaurios (Calvo *et al.* 1997, Heredia y Calvo 2002, Garrido y Calvo 2004).

En este trabajo se analizan las litofacies y arquitectura interna de la sucesión sedimen-

taria asignada al Subgrupo Río Colorado en las bardas de la ciudad de Neuquén y alrededores (Fig. 1) con el fin de determinar los paleoambientes sedimentarios y establecer un modelo depositacional.

La metodología empleada es similar a la propuesta en Sánchez y Heredia (2006), a quienes se remite para mayores detalles.

SEDIMENTOLOGÍA

Descripción e interpretación de litofacies

Litofacies A (FA): Es un conglomerado masivo, clasto soportado, localmente matriz soportado, con selección regular y clastos subangulosos a subredondeados con tamaño máximo de clasto (TMC) de 5 cm y predominio de formas proladas y ecuanes. Composicionalmente los clastos son fragmentos líticos, monominerales (cuarzo), intraclastos pelíticos, concreciones y rizoconcreciones carbonáticas. La matriz es arenosa de selección regular. La gradación está ausente o es normal y son comunes los clastos imbricados, a (t) b (i). En muchos casos los conglomerados masivos muestran un pasaje a conglomerados o areniscas con estratificación entrecruzada. Los depósitos conforman cuerpos irregulares, de 7 a 10 cm de espesor, y de escasa continuidad lateral, con base erosiva de alto relieve.

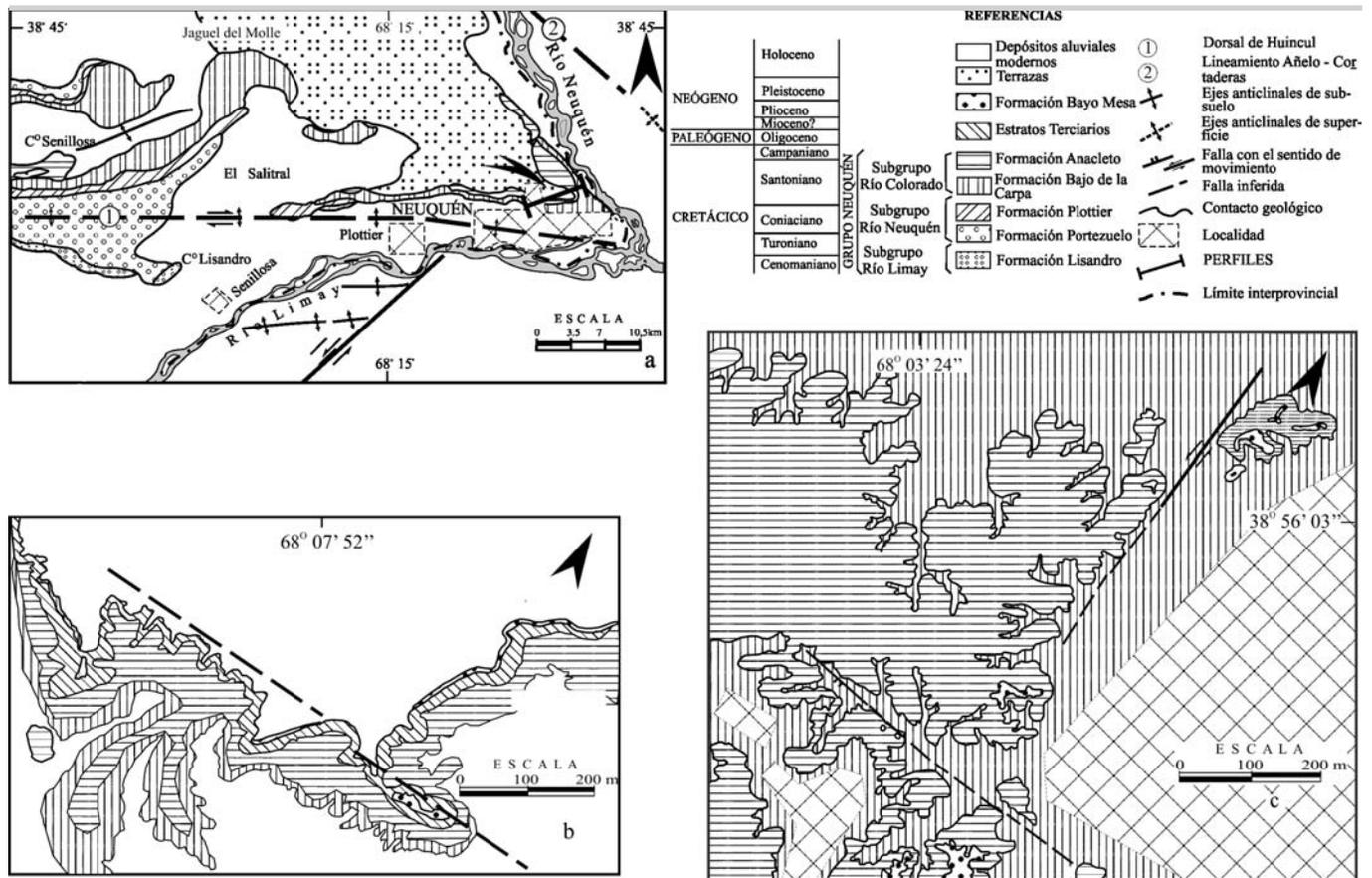


Figura 1: Mapas geológicos del área de trabajo. a) Modificado de Danderfer y Vera (1992) y Orchuela *et al.* (1981), b) Parque de los Dinosaurios y c) Este de la ciudad de Neuquén.

Interpretación: la estrecha asociación de esta litofacies con bases erosivas y la imbricación de clastos sugiere un transporte de carga tractiva bajo condiciones de alta descarga en canales. La localización de cuerpos conglomerádicos de reducida potencia en depresiones y tapizando las irregularidades del lecho sugieren que representan el relleno inicial o *lag* de canales.

Litofacies B (FB): Son conglomerados clasto-soportados con selección regular. Los clastos son subredondeados, oblatos y prolados, TMC de 5 cm y están imbricados, a(t) b(i). La matriz es arenosa a sabulítica y presenta selección pobre. Tienen gradación normal y estratificación paralela. Las unidades individuales gradan a areniscas con laminación horizontal y estratificación entrecruzada. Esta litofacies puede extenderse lateralmente por decenas de metros constituyendo cuerpos tabulares con con-

tacto basal neto erosivo o planar a ligeramente irregular.

Interpretación: La depositación de estas litofacies en forma de mantos de grava con estratificación paralela sugiere el transporte tractivivo de carga de lecho durante la fase principal de alta descarga de agua y sedimentos en canales. La presencia de areniscas con laminación paralela o estratificación entrecruzada en el techo de esta litofacies indica procesos de agradación y la migración de pequeñas formas de lecho en el techo de las macroformas gravosas.

Litofacies C (FC): Son conglomerados y sabulitas con selección regular, clasto-soportados, de hasta 0,35 m de espesor. Los clastos son de composición similar a los de las litofacies A, subangulosos a subredondeados con TMC de 2 cm, ecuanes y prolados. Esta litofacies presenta estratificación entrecruzada planar con capas frontales con

gradación normal y conforman *cosets* de hasta 0,20 m de espesor. La misma, presenta contactos basales netos erosivos, se extiende lateralmente por más de 90 m configurando cuerpos con tendencia tabular y exhibe en el techo abundantes trazas fósiles.

Interpretación: esta litofacies con estratificación planar bien desarrollada en gravas ha sido interpretada por varios autores (Hein y Walker 1977, Kraus 1984, Massari 1983, Middleton y Trujillo 1984) como correspondiente a migración de barras transversales en canales de baja sinuosidad.

Litofacies D (FD): son conglomerados clasto-soportados o sabulitas con selección regular y estratificación entrecruzada en artesas. Los clastos son subangulosos a subredondeados, oblatos y prolados y el TMC es de 2 cm. Tienen gradación normal,

la matriz es arenosa y presenta selección regular. Las unidades individuales alcanzan hasta 0,2 m de espesor y pueden extenderse lateralmente por varios metros. Constituyen cuerpos lenticulares con contacto basal erosivo y pueden ser cubiertas en forma gradual por areniscas con estratificación entrecruzada planar.

Interpretación: Los cuerpos lenticulares de esta litofacies son el resultado de la acreción de formas de lecho y dunas gravosas de bajo relieve y crestas sinuosas desarrolladas en canales. Constituyen depósitos de fondo de canal en condiciones de alto régimen de flujo (Massari 1983, Smith y Edwards 1991).

Litofacies E (FE): son areniscas de grano grueso a mediano y selección regular, con estratificación entrecruzada planar, que en forma ocasional incluyen gránulos en las capas frontales y topes de algunos *cosets*. La litofacies conforma cuerpos con gradación normal, base erosiva y hasta 0,25 m de potencia.

Interpretación: La estratificación entrecruzada planar en areniscas se asocia con procesos de acreción corriente abajo de macroformas en canales fluviales (Miall 1996). Esta litofacies representa la migración de formas de lecho que se relacionan con barras transversales u oblicuas (Cant y Walker 1978).

Litofacies F (FF): Son areniscas de grano mediano con selección moderada y estratificación entrecruzada en aristas o entrecruzada asintótica en secciones paralelas a las paleocorrientes. Los estratos entrecruzados pueden presentar laminación interna definida por niveles de minerales livianos y pesados. Esta litofacies integra cuerpos tabulares o lenticulares con tendencia general granodecreciente, base erosiva y hasta 0,50 m de espesor.

Interpretación: La asociación de esta litofacies con bases erosivas y la geometría de los cuerpos permiten asignarle un origen en la migración de formas de lecho tridimensionales arenosas en canales fluviales que pueden asimilarse a dunas de crestas sinuosas y/o linguoides (Alexander y Gawthorpe 1993).

Litofacies G (FG): Son areniscas con tamaño de grano fino a medio con clasos mayores dispersos e, incluso, intraclastos pelíticos en la base. Las mismas presentan selección moderada, son macizas, ligeramente granodecrecientes y, en algunos casos, muestran una estratificación paralela mal definida. Esta litofacies integra cuerpos de geometría tabular o acuñada con base erosiva, su espesor máximo alcanza 0,20 m y su extensión lateral puede superar los 150 m. En ocasiones, se observa un pasaje gradacional desde la litofacies A con intraclastos pelíticos a la G.

Interpretación: Los caracteres generales de la litofacies G indican un proceso de rápida depositación durante periodos de alta descarga de agua y sedimentos. Puesto que durante el transporte la flotabilidad debió ser un mecanismo de soporte eficiente y la sedimentación se produjo rápidamente, se le asigna a esta litofacies un origen en flujos hiperconcentrados arenosos (Smith 1986).

Litofacies H (FH): Son areniscas de grano mediano a fino, con selección moderada, de color pardo rosado o naranja amarillento, con estratificación entrecruzada planar de gran escala. Conforman cuerpos tabulares o acuñados, con una potencia de 3 a 5 m, limitados por superficies netas planares, onduladas o erosivas.

Los *sets* de estratificación entrecruzada son tabulares, en ocasiones en cuña, con capas asintóticas a la base, de 0,75 a 1,5 m de espesor. Las caras frontales inclinan con moderado (20°) a alto ángulo (40°). Internamente los *sets* consisten de láminas de flujo de granos, laminación por caída de granos y laminación ondulítica eólica (Hunter 1977), cuyos espesores varía entre 2 y 10 cm. Los *cosets*, de hasta 2,50 m de espesor, están limitados por superficies netas cóncavas hacia arriba, planares o irregulares, que normalmente truncan los *sets* entrecruzados e inclinan en la misma dirección que éstos, pero con menor ángulo. Los *sets* muestran bimodalidad en el espesor y son reemplazados viento abajo por estratos con laminación ondulítica eólica. También se identifican algunos *sets* de

estratos homologables a la estratificación entrecruzada festoneada (*scaloped crossbedding* - Rubin y Hunter 1983 y Kocurek 1996). Se observan estructuras deformacionales sindepositacionales dentro de esta litofacies que consisten de grandes pliegues asimétricos. También se identificaron niveles de rizoconcreciones discontinuos y paralelos a las superficies de estratificación.

Interpretación: Esta litofacies se atribuye a depósitos de migración de dunas eólicas (Langford y Chan 1989, Langford y Chan 1993, Loope 1981, Loope 1984), la presencia de estructuras internas como láminas de caída de granos y laminación por caída de granos unida a la inclinación de los estratos señala la existencia de caras de avalancha. La abundancia relativa de estratos de "grainfall" en la mayoría de los depósitos indicaría que son dunas de pequeño tamaño, puesto que en éstas tienen un mayor potencial de preservación (Hunter 1977, Schenk 1983, Lindquist 1988). Algunas dunas presentaban cara de deslizamiento con alto ángulo de reposo, evidenciado por la dominancia de procesos de flujo de granos (Hunter 1977, Schenk 1983, Kocurek y Nielson 1986, Glennie 1987, Nickling 1994). La identificación de estructuras deformacionales, que afectan por lo general al tramo inferior de las caras de avalancha, se asocia con fluctuaciones del nivel freático (Mc Kee *et al.* 1971, Mc Kee y Bigarella 1972).

Litofacies I (FI): La litofacies comprende areniscas macizas de grano mediano a fino y con selección moderada, que conforman cuerpos acuñados de hasta 1,5 m de potencia, en los cuales la laminación paralela, se preserva de manera local. Esta litofacies, en ocasiones presenta color verdoso, fuerte moteado por hidróxidos de hierro e incluyen fragmentos de tallos de plantas. En otros casos, la misma, exhibe color rosado, motas de óxido de hierro, halos férricos alrededor de rizoconcreciones, fuerte cementación con carbonato de calcio y muestra niveles de concreciones carbonáticas individuales subsféricas, orientadas paralelas a la superficie estratal, o irregulares, de color marrón rojizo con moteados,

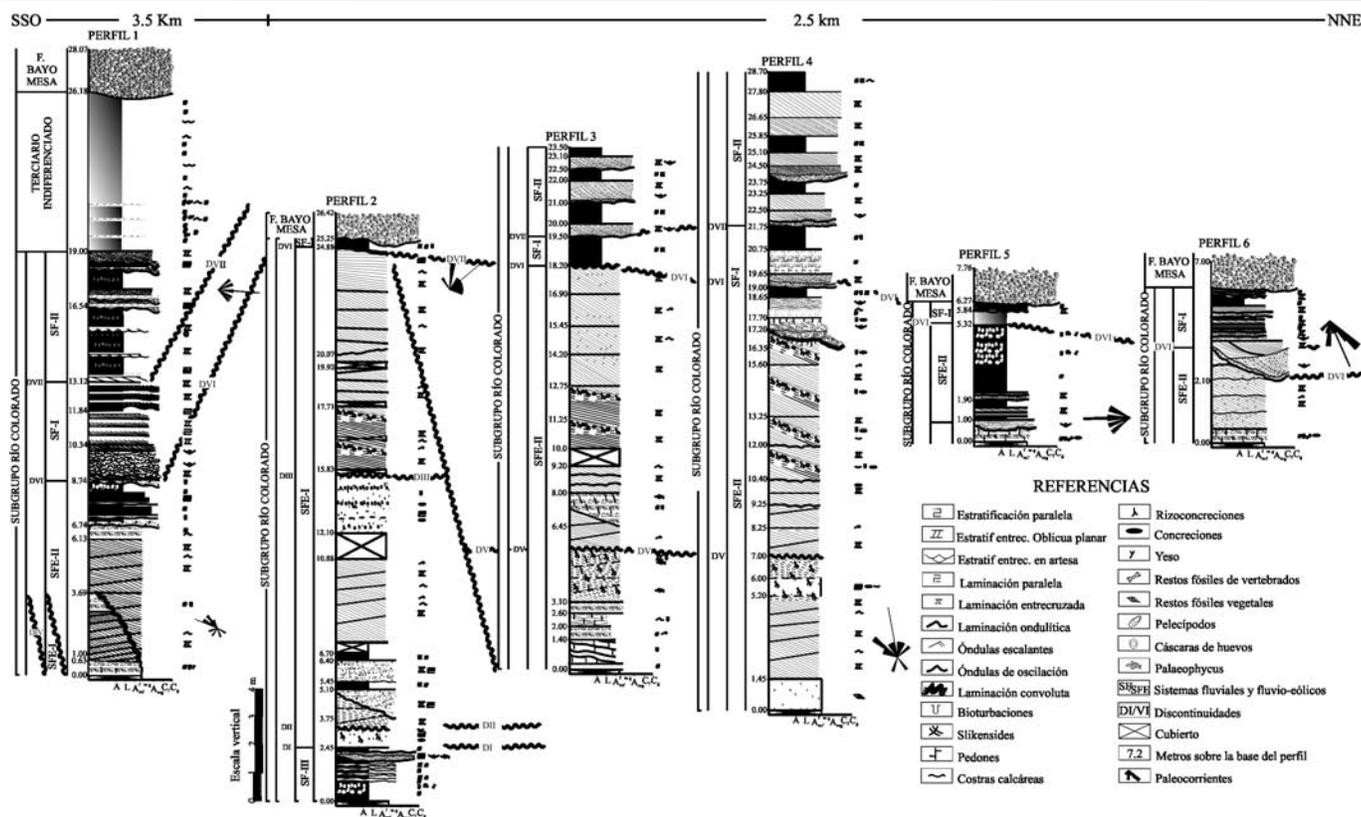


Figura 2: Perfiles sedimentológicos de detalle del Subgrupo Río Colorado y sus relaciones estratigráficas en el área de estudio.

con un tamaño que oscila entre 1 y 40 cm de diámetro. Las concreciones incrementan su tamaño de base a tope de las unidades, hasta desarrollar masas de coalescentes o compuestas en el techo, y pueden culminar con un horizonte de calcrete continuo. El desarrollo de acumulaciones carbonáticas identificadas corresponde según Machette (1985) al estadio 2 y 3 de evolución. La litofacies también presenta trazas fósiles cilíndricas, perpendiculares a la superficie estratal, cuyas paredes presentan pequeñas protuberancias, un diámetro de hasta 2 y 10 cm de longitud, otras, son rectas a contortadas, con estructura meniscada, de 4 mm de diámetro y 10 cm de longitud y orientación variable con respecto al plano de estratificación.

Interpretación: Los rasgos generales de la litofacies permiten inferir una importante modificación de los depósitos originales por cambios postdeposicionales, que incluyeron procesos pedogenéticos y relacionados con el agua subterránea promo-

viendo, por ejemplo, cementación temprana (Pye y Tsoar 1990). Las rizoconcreciones y perforaciones o *burrows* asociados con litologías calcetizadas, en estrecha relación con moteados rojos, amarillos y verdosos, destratificación, y concreciones carbonáticas son indicadores de pedogénesis (Williams *et al* 1996, Williams y Krause 1998). Las rizoconcreciones con frecuencia se asocian con paleosuelos desarrollados en sedimentos arenosos, ricos en carbonato de calcio sometidos a repetidos ciclos de humedecimiento y secado (Esteban y Kappla 1983, Retallack 1990). La extensión vertical de la raíces y los halos férricos, que son el resultado de la reducción y movilización del hierro en la rizósfera, sugieren que los paleosuelos fueron bien drenados y secos (Retallack 1990). En esta litofacies la abundancia de actividad de organismos perforantes también sugiere un ambiente con buena oxigenación por encima del nivel freático (Retallack 1976).

El desarrollo de acumulaciones de carbonatos de calcio refleja condiciones similares (Wright 1992) y la presencia de raíces asociadas con concreciones es una evidencia del origen pedogenético de las mismas (Retallack 1990). En los paleosuelos la liberación de calcio por hidrólisis de minerales primarios unida a la insuficiente humedad para su movilización y la evaporación del agua del suelo, inducen la precipitación de carbonato de calcio o calcita baja en magnesio constituyendo un horizonte subsuperficial cálcico (Bk - Retallack 1990). Sin embargo, el origen de los horizontes con acumulaciones de carbonatos de calcio también pueden estar relacionado con las fluctuaciones en el nivel freático, sobre todo en aquellos casos donde las concreciones elongadas están paralelas a la superficie estratal, puesto que este tipo de distribución espacial ha sido relacionada genéticamente con la dirección del paleoflujo del agua subterránea (Williams y Krause 1998). Los

moteados son comunes en la zona de fluctuación del nivel freático (Retallack 1990), donde las concreciones de calcita y horizontes Bk reflejan variaciones en las condiciones redox relacionadas a fluctuaciones del nivel freático (Williams *et al.* 1996).

Algunas concreciones presentan bordes oxidados reflejando variaciones en la oxidación del suelo, por lo tanto constituyen indicadores de la zona de fluctuación del nivel freático y la alternancia de condiciones reductoras y oxidantes. Estas concreciones se habrían acumulado en condiciones alcalinas durante la estación seca y luego alterado en sus bordes durante la estación húmeda, indicando así estacionalidad climática (Retallack 1990).

Las areniscas macizas de color verdoso con motas de hidróxido de hierro señalan la alternancia de condiciones reductoras y oxidantes en la zona de fluctuación del nivel freático. Se interpretan como paleosuelos con horizontes gleyzados -Bg- (Retallack 1990) desarrollados en una interduna húmeda.

Litofacies J (FJ): son areniscas con tamaño de grano mediano a fino, bien seleccionadas, de color pardo rosado y estratificación paralela fina o de bajo ángulo ($< 4^\circ$), que internamente presenta laminación paralela u ondulítica escalante. Las láminas presentan gradación inversa o, en su defecto, separación de minerales pesados y livianos. Estas areniscas integran cuerpos tabulares lateralmente persistentes, con contactos netos planares y una potencia de hasta 2 m. La litofacies contiene concentraciones aisladas de minerales evaporíticos, abundantes trazas, cáscaras de huevos eclosionados y restos de vertebrados fósiles.

Interpretación: la laminación paralela es interpretada como *planebed lamination*, producto de depositación a partir del viento (Hunter 1977) y la laminación escalante como *subcritically climbing traslantent*, producto de depositación por migración de óndulas a lo largo de superficies subhorizontales (Hunter 1977). Los rasgos generales de la litofacies permiten asignarla a un ambiente de interduna.

Litofacies K (FK): la litofacies está representada por areniscas de grano fino, bien seleccionadas, de color rosado y con óndulas escalantes. Las láminas, tabulares o sigmoidales, presentan un espesor del orden del milímetro y están definidas por gradación inversa o separación de minerales pesados y livianos. Los tipos identificados corresponden a *truncated-ripple foreset crosslaminae* y *complete rippleform laminae* (Hunter 1977), es decir migración de óndulas con preservación de caras frontales e integran niveles discontinuos de hasta 5 cm paralelos a las superficies depositacionales en caras de avalancha e interduna.

Interpretación: Esta litofacies se interpreta como producto de la depositación de láminas con segregación de tamaño de granos por migración de óndulas eólicas probablemente con alta tasa de sedimentación que permitió la preservación de caras frontales, a partir de vientos con alta velocidad sobre superficies planares u onduladas (Hunter 1977).

Litofacies L (FL): Son areniscas de grano fino a mediano, con selección moderada y en ocasiones con intraclastos pelíticos, que exhiben estratificación paralela delgada e, internamente, laminación paralela. Estas areniscas integran unidades granodecrecientes con base neta planar o erosiva de areniscas de grano mediano a pelitas o cubren litofacies conglomerádicas.

Interpretación: Puesto que esta litofacies integra unidades granodecrecientes con base erosiva se interpreta que han sido depositadas por corrientes tractivas en canales. Las areniscas con laminación paralela pueden tener origen bajo variadas condiciones de flujo, sin embargo, los caracteres texturales y estructuras primarias en la litofacies sugieren que son el resultado de la depositación a partir de flujos de alto régimen, de capa plana (Paola *et al.* 1989, Bridge y Best 1997, Alexander *et al.* 2001) durante episodios de alta descarga por flujos de alta energía (Blair 1987, Blair y McPherson 1994).

Litofacies M (FM): Son areniscas de grano fino a muy fino, en algunos casos con alto contenido de limo, con selección

moderada, que presentan laminación entrecruzada planar y en artesa, óndulas, óndulas escalantes y de oscilación. La litofacies presenta una intensa bioturbación e integra sucesiones que pueden alcanzar hasta 3 m de espesor.

Interpretación: Esta litofacies se interpreta como el resultado de la migración de pequeñas formas de lecho subácuas en canales o en la llanura de inundación.

Litofacies N (FN): Son arcilitas y limolitas con laminación fina, a veces con intensa bioturbación que oblitera las estructuras sedimentarias primarias o produce intensa mezcla de materiales. Conforman unidades tabulares con bases netas planares, de hasta 3 m de potencia, que pueden incluir a areniscas de grano fino con laminación paralela y óndulas (FM) y arcilitas con laminación ondulosa y óndulas de oscilación (FO).

Interpretación: La litofacies ha sido depositada en condiciones de bajo régimen de flujo y decantación, en algunos casos, las sucesiones y estructuras sedimentarias primarias sugieren una rápida pérdida en la competencia. Los caracteres internos, alternancia de arenisca-pelita, se atribuyen a episodios de depositación en forma selectiva a partir de la decantación, por acción de corrientes oscilatorias (FO) y la migración de pequeñas formas de lecho (FM).

Litofacies O (FO): Son arcilitas y limolitas con laminación ondulosa y óndulas de oscilación, a veces bioturbadas. Conforman unidades tabulares con bases netas planares o gradacionales, que alcanzan hasta 1 m de espesor e incluyen a las litofacies M y N.

Interpretación: Los caracteres de esta litofacies sugieren que su depositación tuvo lugar en planicies de inundación o durante la fase de abandono de canales en condiciones de bajo régimen de flujo por decantación y efecto de corrientes oscilatorias en cuerpos de agua tranquilos.

ASOCIACIONES DE LITOFACIES EÓLICAS

Asociación de litofacies I (AF-I): Está integrada por las FH, FI y FK. La litofacies

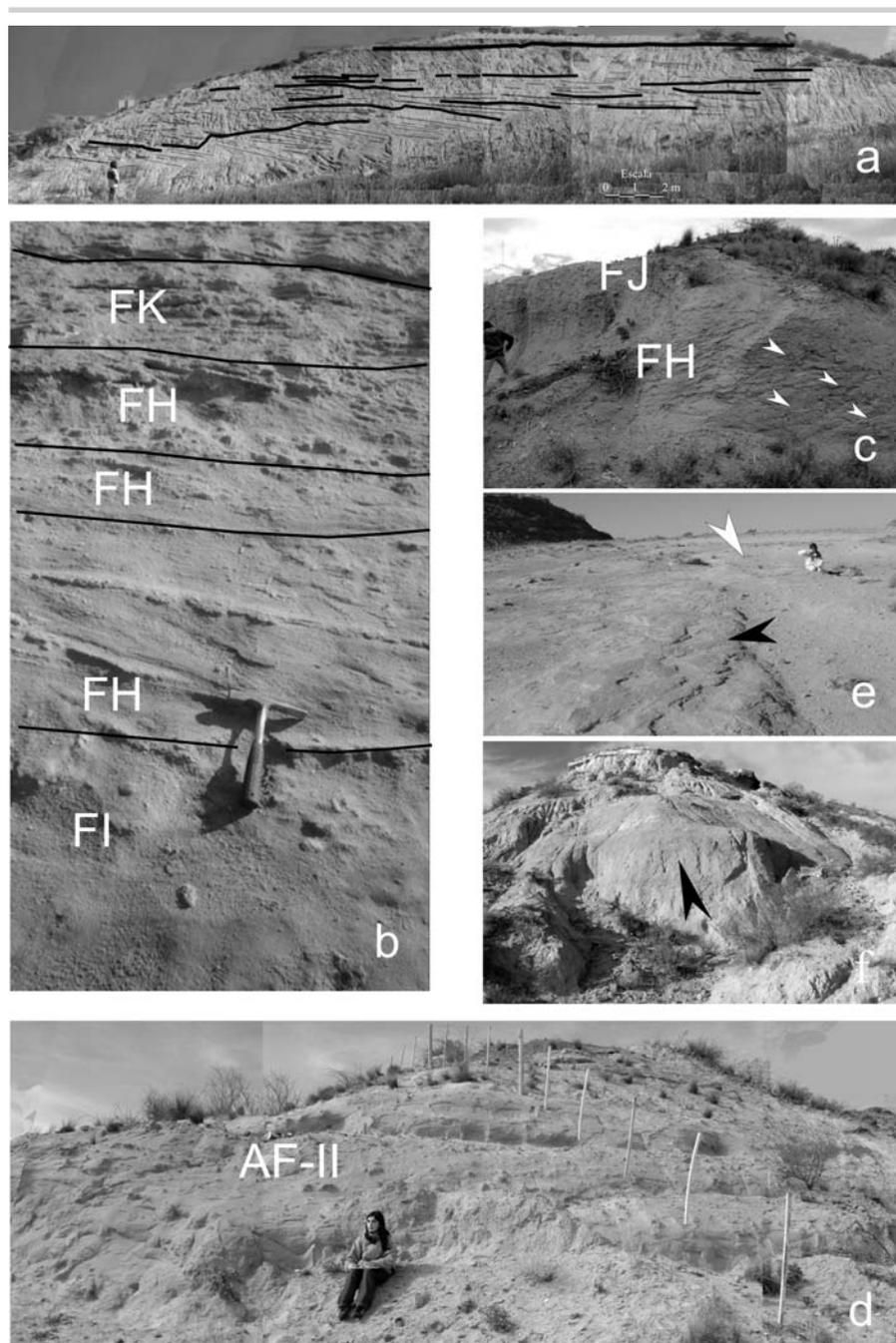


Figura 3: a) Vista general de los cuerpos de dunas eólicas (FH) donde se señala con líneas gruesas superficies de deposición (Kocurek 1996) y con línea fina las caras frontales. b) Alternancia de depósitos de pie de duna (FH) e interduna seca (FI/FK). c) Láminas de flujo de granos señaladas por una flecha en corte de frente de duna, nótese como se adelgazan progresivamente hacia el techo del afloramiento. d) Desarrollo de protosuelos en las caras frontales de las dunas (FH). e) Depósitos de interduna seca (FJ/FK) con estratificación fina por migración de ondulas en la interduna (flecha blanca) y estratos entrecruzados de bajo ángulo (FH) de pie de duna (flecha negra). f) Depósitos de interduna húmeda con desarrollo de paleosuelo gleyizado señalado por la flecha (litofacies FI).

H constituye el registro de caras de avalancha de dunas eólicas (Fig. 3a) y preserva niveles producto de la separación del flujo

sobre la cara de deslizamiento con ondulas de *back flow* (FK). En esta asociación, la FH se caracteriza por presentar trazas

fósiles que se extienden desde el tope de los estratos hasta 3 cm de profundidad y el índice de bioturbación corresponde al grado 1 (Miller y Smail 1997). Las mismas son verticales u oblicuas a la superficie estratal, exhiben formas geométricas cilíndricas rectas o ramificadas, un diámetro que oscila entre 0,5 y 1 cm, canalículo central hueco de pocos milímetros y relleno masivo, en algunos casos muestran bordes oxidados y cementación carbonática.

En general los depósitos de dunas están apilados con algunas intercalaciones o pasajes laterales a depósitos delgados masivos de FI, constituyendo cuerpos de hasta 10 m de potencia (Figs. 3a y b).

Interpretación: La baja dispersión en la dirección de inclinación de las capas frontales de los estratos entrecruzados de la litofacies FH, indica formas transversales de crestas rectas. La identificación de *sets* de estratificación entrecruzada en festín, limitados en la base por superficies de superposición (Kocurek 1996) y con direcciones de paleocorrientes perpendiculares u oblicuas a la dirección de migración de las formas principales, sugiere la existencia de formas sobreimpuestas. La migración de éstas genera estratificación entrecruzada cíclica compuesta (*compound*), la cual puede estar relacionada con cambios estacionales en el régimen de vientos (Rubin y Hunter 1983) o simplemente con la presencia de draas con dunas sobreimpuestas.

La preservación selectiva de los depósitos de las porciones más bajas de las dunas, unida a las orientaciones persistentes en la dirección de los paleovientos en los estratos entrecruzados y la alta canibalización de los depósitos de interduna, sugieren que la tasa de acumulación vertical fue muy baja con respecto a la tasa de migración viento abajo (Kocurek 1996).

Las superficies de crecimiento o reactivación (Fryberger 1993), resultantes de la actividad de las dunas, sugieren ligeras variaciones en la dirección de los paleovientos o suministro. Otras superficies limitantes mayores son erosivas (Fig. 3a), registran la migración de una duna sobre otra más antigua y son equivalentes a superficies de 1^{er} orden de Brookfield (1977) o deposición de Kocurek (1996).

Las dunas transversales implican limitaciones y fluctuaciones en el suministro de arena y vientos ligeramente variables (Glennie 1987, Nickling 1994).

En la litofacies FH se identifican niveles de rizoconcreciones, producto del desarrollo de vegetación herbácea (Kappla 1980, Retallack 1990), asociados con carbonatos y sulfatos. Se interpreta que durante los periodos en que la franja capilar estuvo próxima a la superficie, los depósitos del pie de la duna fueron saturados por efecto de capilaridad, en los estadios de descenso el bombeo por raíces del agua, con abundantes sales disueltas, generó la acumulación de calcita pobre en magnesio y yeso. Los niveles con trazas fósiles señalan superficies de estabilización (Fryberger 1993) de corto término y se pueden asociar con cambios en las condiciones ambientales debido a episodios pluviales estacionales (Loope *et al.* 2001, Loope y Rowe 2003), que a su vez provocan la elevación del nivel freático e interrupción de la sedimentación eólica.

Otros rasgos también ponen en evidencia la influencia del nivel freático en la arquitectura eólica. Por ejemplo, las estructuras deformacionales sindeposicionales, que consisten de grandes pliegues asimétricos, afectan al tramo inferior de las caras de avalancha. Esto implica que la saturación de la arena es la responsable de la pérdida de cohesión y estabilidad y se asocia, por lo tanto, con fluctuaciones del nivel freático (Mc Kee *et al.* 1971, Mc Kee y Bigarella 1972).

La litofacies I (Fig. 3b) se interpreta como depósitos de interduna porque está vertical y lateralmente asociada con la litofacies de dunas eólicas (FH) y en algunos casos truncan *sets* de estratos entrecruzados. La superficie neta y plana de truncación puede deberse a deflación controlada por la posición del nivel freático (Stokes 1968, Fryberger *et al.* 1988). En esta asociación las areniscas originales de la FI fueron afectadas por procesos de cementación por carbonatos en ambiente vadoso meteórico/pedogénico y freático con fluctuaciones periódicas del nivel freático. Las concreciones se formaron dentro de las zonas pedogenética y vadosa, la zona de transición y la zona freática produciendo una cementación acumulativa de las litologías hospedantes (Williams y Krause 1998). Así,

la FI representa pausas en la migración de las dunas durante largos períodos.

Asociación de litofacies II (AF-II):

Está integrada por las litofacies H, I, J e K. La litofacies H representa el registro de caras de deslizamiento de dunas eólicas (Fig. 3c) con intercalaciones de escasos niveles producto de la separación del flujo sobre la cara de deslizamiento (FK). Un rasgo sobresaliente de la FH en esta asociación, es la abundancia de trazas fósiles en niveles que coinciden con planos de estratificación entrecruzada de gran escala de las dunas, limitadas por superficies de truncación (Fig. 3d). Las trazas pueden extenderse desde el tope del estrato, hasta más de 15 cm. Se reconocen formas geométricas cilíndricas rectas o ramificadas, verticales u oblicuas con respecto a la superficie estratal, con paredes con pequeñas protuberancias, con un diámetro que oscila entre 0,5 y 3 cm. Las mismas suelen presentar canalículo central hueco de pocos milímetros y relleno masivo, motas de óxido de hierro, halos de oxidación y cementación carbonática. El índice de bioturbación corresponde al grado 2 y 3 (Miller y Smail 1997). Los niveles bioturbados presentan, además, moteado de óxidos de hierro, mayor cementación y concreciones carbonáticas.

Otra característica distintiva de la asociación es que los cuerpos de dunas, de hasta 5 m, aparecen aislados dentro de estratos de interduna (FJ) y depósitos de areniscas macizas (FI).

La litofacies J representa depósitos de interduna de forma irregular, elongada y algunas veces semicirculares en su distribución en planta, alcanzan hasta 2 m de espesor y sus límites con los cuerpos de dunas son planos y netos (Figs. 3e y f). Contiene abundante trazas fósiles lineares, con frecuencia ramificadas o bifurcadas, orientadas paralelas o ligeramente oblicuas a los planos de estratificación. Se preservan en relieve positivo y tienen un ancho de 4 a 5 mm y una longitud de segmentos de hasta 5 cm. Están rellenas con un sedimento similar a aquel que las contiene. También preservan formas geométricas cilíndricas rectas o ramificadas, verticales u oblicuas, con un diámetro que oscila entre 0,7 y 1 cm, relleno masivo y cementación carbonática. El índice de bio-

turbación (Miller y Smail 1997) varía sobre una misma superficie desde 1 hasta 4, en sectores con alta densidad de biotrazas, configurando parches. Estas acumulaciones de interduna en el sector del Campus de la Universidad Nacional del Comahue han suministrado restos de pequeños especímenes. Los más conspicuos son aves (*Neuquenornis volans* Chiappe y Calvo, y *Patagopteryx deferrariisi* Chiappe), terópodos (*Velocisaurus unicus* Bonaparte y Alvarenga, y *Alvarezsaurus calvoi* Bonaparte), cocodrilos terrestres (*Comahuesuchus brachibuccalis* Bonaparte y *Notosuchus terrestris* Woodward), boas (*Dinilysia patagónica* Woodward) (Bonaparte 1978, Bonaparte 1991, Chiappe y Calvo 1994), abundantes huevos de aves (Schweitzer *et al.* 2001) y nidos de véspidos.

Los depósitos de areniscas macizas (FI) tienen una geometría irregular en planta, sus contactos son netos e irregulares y pueden constituir sectores positivos del relieve como consecuencia de su mayor resistencia a la erosión debido a la intensa cementación con carbonatos.

Interpretación: La distribución espacial de las interdunas, la alta dispersión de los datos de paleocorrientes con una moda principal en los depósitos de avalancha de alto ángulo y el desarrollo de paleosuelos en las mismas, definiendo múltiples superficies de estabilización sugiere que la asociación representa el desarrollo de dunas parabólicas simples (Bigarella 1972, Mc Kee 1979, Pye 1993, Kocurek 1996).

Las capas frontales de dunas con rizoconcreciones paralelas a la estratificación entrecruzada de gran escala han sido interpretadas como protosuelos (Esteban y Kappla 1983). En las caras de deslizamiento (FH) las trazas fósiles aparecen como una red de rizoconcreciones pequeñas, las cuales se adscriben al desarrollo de vegetación herbácea (Kappla 1980, Retallack 1990) y, en otros casos, tienen lugar como grandes rizoconcreciones y se relacionan con la penetración de raíces de vegetación arbustiva (Rodríguez-Aranda y Calvo 1998).

La marcada estacionalidad en los vientos pudo permitir periodos alternantes de mayor estabilidad de los cuerpos eólicos, durante los cuales se desarrollaron protosuelos, con otros de agradación e intensa

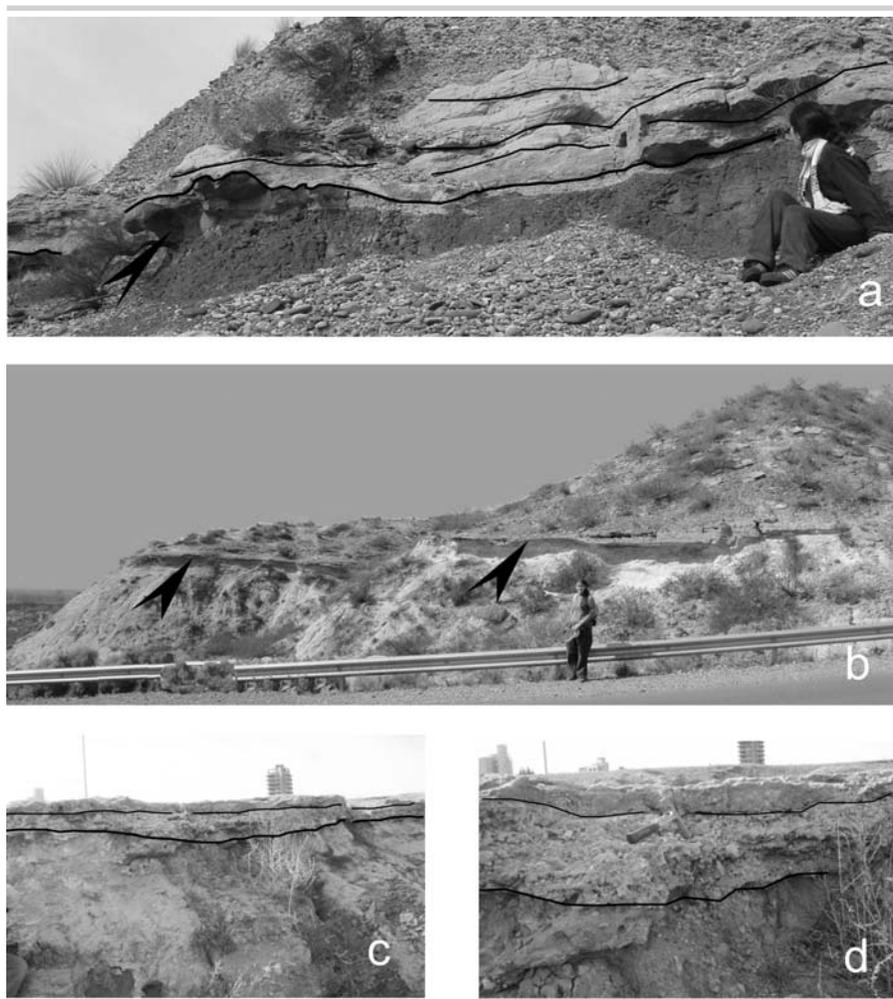


Figura 4: - a) Vista general de depósitos de canal de la asociación AF-III. Se indican con una flecha calcos de carga en el fondo de canal. b) Aspecto de la asociación AF-IV en un afloramiento. Se indica con una flecha la base. c) Depósitos de canal y planicie de inundación de la asociación AF-V. d) Detalle del relleno de canal, nótese que el relleno dominan fragmentos de concreciones carbonáticas y rizoconcreciones.

movilidad de arenas en el campo de dunas (Chakraborty *et al.* 1987). Así, la formación de estratos entrecruzados y migración de las dunas ocurrió en la estación del año en la que prevalecieron vientos más intensos, enterrando los protosuelos desarrollados durante el periodo de disminución estacional en la velocidad del viento.

La distribución concordante de las capas con rizoconcreciones en las caras de avalancha sugiere que los procesos de pedogénesis operaron sobre una corta escala de tiempo y la agradación fue relativamente continua (Kraus 1999). Los niveles de protosuelos indican periodos de estabilidad de corto término y constituyen superficies de estabilización (Fryberger 1993).

La alternancia de periodos de estabilidad y erosión dentro del campo de dunas, también estuvo sujeta a las oscilaciones en el nivel freático controlando la disponibilidad de material para el transporte y la depositación (Meadows y Beach 1993). La evidencia de esas fluctuaciones son superficies corrugadas cementadas por carbonato de calcio (Simpson y Loope 1985) en algunos sectores en las caras de avalancha, que han sido interpretadas como superficies de Stokes (Stokes 1968, Fryberger *et al.* 1988), el moteado, que indica variaciones en las condiciones redox, y la cementación con carbonato y yeso, relacionadas con fenómenos de solubilidad y precipitación propios de

ambientes vadoso meteórico, la zona de transición y freático.

Las relaciones laterales y verticales con depósitos con estratificación entrecruzada de gran escala permiten interpretar a **FI** como depósitos de interduna que en algunos casos desarrollan horizontes Bg y en otros, horizontes Bk (Retallack 1990).

Los cuerpos de interduna dentro de la asociación representan según Ahlbrandt y Fryberger (1981), tipos extremos: seca (**FJ** y **FI** con horizontes Bk) y húmeda (**FI** con horizonte Bg).

En la interduna seca (**FJ**) el nivel freático permaneció relativamente estable y no ejerció mayor influencia sobre la configuración del depósito, un sustrato bien oxigenado permitió la intensa actividad de organismos perforantes. Algunas trazas fósiles identificadas son el producto de la actividad de raíces de vegetación herbácea (rizoconcreciones), mientras que otras podrían corresponder a la acción de organismos tipo anélidos (*Palaeophycus* Hall, 1847). Los contactos netos y planares sugieren que han sido formados por deflación de un sustrato seco y sin cohesión (Herries 1993). Este tipo de interduna en algunos sectores presenta paleosuelos truncados, definidos por horizontes cálcicos.

En la interduna húmeda (**FI**) los horizontes gleyzados son el resultado de las variaciones en la posición relativa del nivel freático. En algunos casos, la escasa penetración de las raíces dentro del perfil sugiere que el mismo estuvo inundado la mayor parte del año (Retallack 1990), en otros habrían alternado condiciones reductoras y oxidantes en la zona de fluctuación del nivel freático, como lo sugieren los niveles moteados naranjas y rojos (Retallack 1990).

ASOCIACIONES DE LITOFACIES FLUVIALES

Asociación de litofacies III (AF-III): son cuerpos lenticulares de areniscas de hasta 2,50 m de espesor y 300 m de longitud, con base erosiva y en ocasiones con profusos calcos de carga (Fig. 4a). En éstos se identifican numerosas superficies de erosión internas seguidas por una sucesión granodecreciente que incluye a las litofacies

FA, FB, FC y FD o FA, FE, FF y FM). Las unidades basales por lo general son litofacies conglomerádicas, pero hacia el tope están constituidas por litofacies de areniscas, los límites entre ellas son netos e irregulares, pero no inciden de manera profunda unas en otras. Las bioturbaciones son un rasgo común, tanto por efecto de raíces como de organismos perforantes.

Interpretación: La asociación representa el relleno de canales compuestos arenosos y gravosos, integrados por varias unidades limitadas por superficies erosivas que sugieren múltiples eventos de relleno. El piso del canal presenta un tapiz o *lag* de litofacies A, luego registra la migración de dunas tridimensionales (litofacies D o F) y con posterioridad simples *sets* de estratificación entrecruzada oblicua planar (FC o FE) por migración de barras transversales (Allen 1983). La preservación de los *topsets* en estratos entrecruzados sugiere rápida agradación de las formas de lecho relacionada con una alta carga en suspensión (Alexander y Gawthorpe 1993). Menos común, es el relleno de canal por la litofacies B, que sugiere eventos de alta energía con migración de mantos de grava conformando barras de centro de canal, cuyos techos pueden mostrar profusa actividad de raíces. Esto evidencia largos periodos de estabilidad y emergencia de las barras durante los cuales los canales activos estuvieron confinados a los espacios entre las formas de lecho (Davies *et al.* 1993). También se verifican procesos de acreción lateral en los bordes de canal señalando tramos sinuosos del curso fluvial.

Unidades de acreción lateral y procesos de avalancha en el frente de las barras generan un patrón complejo de canal. La identificación de superficies de erosión múltiples permite suponer que las unidades superpuestas representan un simple evento depositacional en el relleno de canal.

Asociación de litofacies IV (AF-IV):

Son cuerpos lenticulares de areniscas con base erosiva, de hasta 1,20 m de espesor y 150 m de longitud (Fig. 4b). En éstos se identifican dos o más superficies de erosión internas seguidas por una sucesión

granodecreciente que incluye a las litofacies FE, FF y FM.

Interpretación: la asociación representa el relleno de canales someros compuestos por varias unidades limitadas por superficies erosivas que sugieren múltiples eventos de relleno. La acreción lateral en los bordes del canal, acompañado de la migración de pequeñas barras transversales, fue un proceso importante durante diferentes estadios señalando sinuosidad de los cursos fluviales.

Asociación de litofacies V (AF-V):

Son cuerpos tabulares y/o lenticulares con base erosiva de hasta 1,50 m de espesor y 100 m de longitud, constituidos por la litofacies FA y, en menor proporción, FC, FD y FM. Incluyen varias unidades granodecrecientes que inciden fuertemente unas en otras y están limitadas por superficies erosivas marcadas (Figs. 4c y d). Las litofacies conglomerádicas están constituidas por fragmentos de rizoconcreciones y concreciones carbonáticas y en algunos casos presentan en el tope a la litofacies FM. Los techos de los cuerpos muestran una conspicua bioturbación, y la presencia de rizoconcreciones es un rasgo sobresaliente.

Interpretación: Esta asociación representa rellenos de canales someros multiepisódicos. El apilamiento de las unidades genera cuerpos con geometría tabular.

La sedimentación tuvo lugar bajo condiciones de alta descarga producto de eventos de inundación y los periodos de inactividad fueron prolongados. Durante el pico máximo de descarga, el flujo se extendió como una lámina poco profunda sobre un área amplia y durante el estadio de debilitamiento de la inundación ocurrió la incisión de las láminas de gravas y migraron dunas 2D y 3D (FC y FD). En la etapa final de disminución de caudal de estas corrientes se depositaron sedimentos finos con laminación ondulosa (FM) que indica condiciones de bajo régimen de flujo al final del evento de inundación (Miall 1996).

Asociación de litofacies VI (AF-VI):

Son cuerpos lenticulares de hasta 1,70 m de potencia y más de 150 m de longitud limitados en su base por superficies erosivas (Fig.

5a). Por lo general presentan en la base un tapiz de intraclastos pelíticos y las litofacies más frecuentes son FA y FD, integradas por un conglomerado con intraclastos pelíticos de la llanura de inundación, y FF con proporciones subordinadas de FE, FG (Fig. 5a), FL, con intraclastos pelíticos dispersos y FM.

Interpretación: La geometría y caracteres internos de la asociación y su estrecha vinculación con depósitos de canal mayores, de planicies de inundación y la presencia de superficies de corte y relleno asignables a canales de desborde permite interpretarlos como depósitos de albardones (Brierley *et al.* 1997, Arche y López-Gómez 1999, Ferguson y Brierly 1999, Bristow *et al.* 1999).

Las unidades individuales que marcan los eventos de inundación están dadas por superficies netas planares tapizadas por los intraclastos pelíticos de la llanura de inundación, en otros casos las superficies erosivas son muy irregulares mostrando procesos de erosión de la orilla del canal y la proximidad del ambiente de albardón (Ferguson y Brierly 1999).

Las etapas de agradación en la cresta y sectores más distales del albardón están representadas por areniscas macizas seguidas por areniscas con óndulas (FG y FM), sugiriendo la rápida pérdida de competencia del flujo. La marcada diversidad de litofacies en diferentes sectores refleja la variabilidad en la descarga, así en los sectores proximales es común la transición de las condiciones de bajo a alto régimen de flujo señalada por el paso de FF a FL.

Asociación de litofacies VII (AF-VII):

Son cuerpos lenticulares de base neta erosiva (Fig. 5a) o tabulares (Fig. 5b) de hasta 50 m de ancho y 0,2 a 0,5 m de espesor con estratificación planar (FE) y entrecruzada en artesas (FF), o FL, a veces con partición pelítica, acompañada de FM. Se identifican por lo general varias unidades granodecrecientes apiladas y en los cuerpos tabulares dominan las areniscas con laminación paralela (FL), a veces con lineación *parting* y son comunes los tapices o *drapes* pelíticos. Es frecuente la presencia de rizoconcreciones y bioturbación por organismos perforantes.

Interpretación: Esta asociación se interpreta

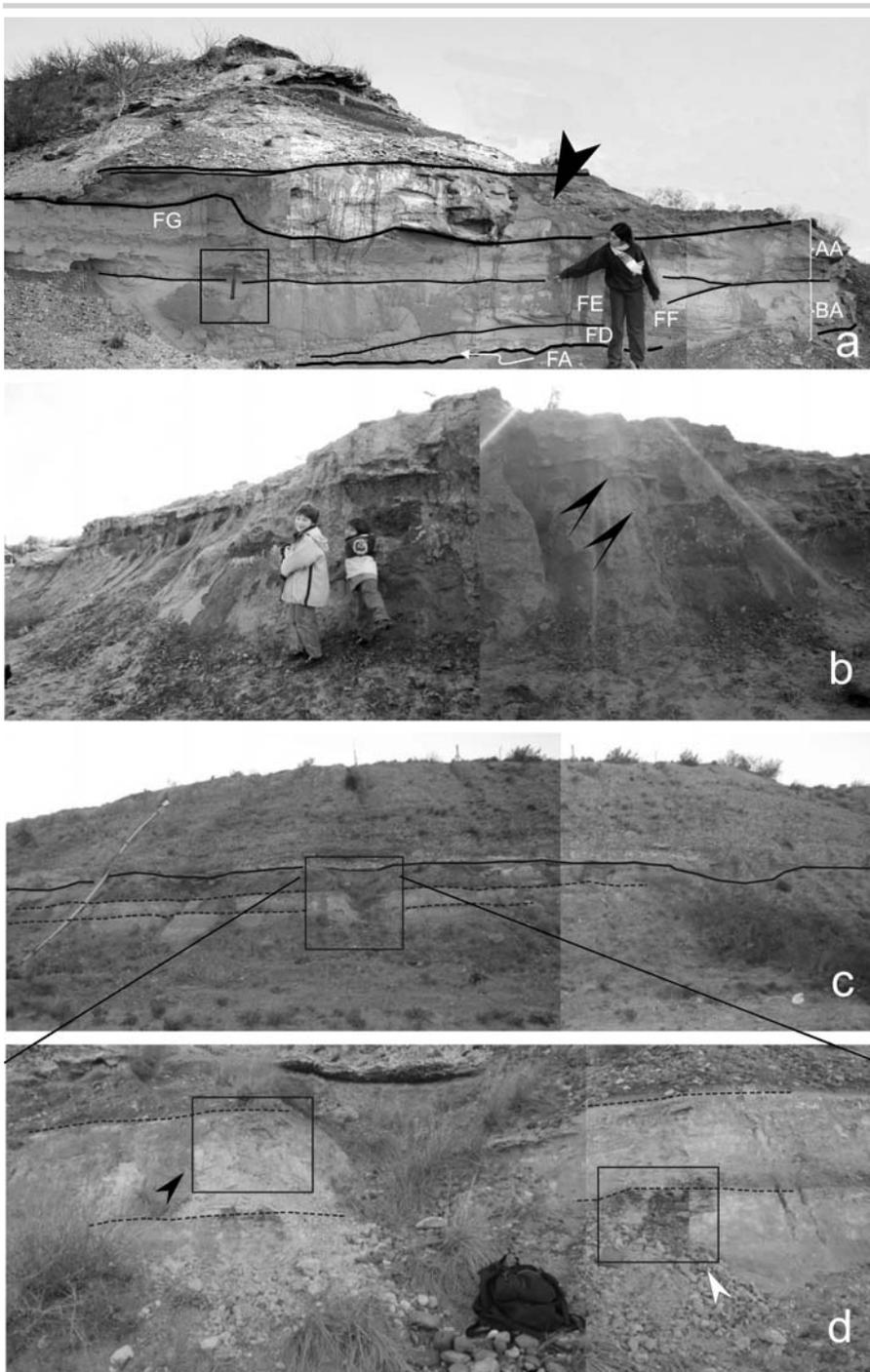


Figura 5: a) Vista general de depósitos de albardón (AF-VI) en sectores medios cortados por un canal de desborde (AF-VII); BA son depósitos de la base y AA corresponden a la etapa de agradación del albardón. b) Asociación de litofacies AF-VII. Se señalan con flechas unidades de desborde. c) Vista general de un frente donde se señalan varias unidades superpuestas con línea cortada y el límite superior marcado por línea llena. Con un recuadro se ubica el sector que se muestra en forma detallada en la foto siguiente. d) Se muestran recuadrados un nivel dominado por la litofacies FN gleysada, intensamente moteada, señalado por una flecha negra y otro rojizo con intercalaciones de la litofacies FL indicado por una flecha blanca.

como depósitos de desbordes (Gersib y McCabe 1981, Flores 1981, Bristow *et al.* 1999, Aslan y Blum 1999, Krauss y Wells 1999, Davies-Vollum y Kraus 2001), el dominio de sedimentos de grano fino y rápido cambio de litofacies reflejan la variabilidad en las condiciones de depositación dentro del ambiente. Las formas canalizadas reflejan proximidad al ambiente del canal principal, en otros casos, la geometría tabular, la ausencia de bases erosivas, la abundancia de partición pelítica, estratificación paralela y ciclicidad vertical de pequeña escala, indican condiciones alternantes de bajo y alto régimen de flujo en un ambiente de aguas someras sin confinar, por lo tanto, sugieren una depositación en ambientes de desbordes distales o *crenasse splay*.

Asociación de litofacies VIII (AF-VIII): Esta asociación involucra a las litofacies FL, FM y FO, que constituyen unidades tabulares con base neta planar, una ciclicidad vertical de pequeña escala y una potencia que oscila entre 0,2 y 1,8 metros.

Interpretación: Los ciclos integrados por las litofacies FL, FM y FO sugieren que los depósitos fueron generados bajo condiciones de flujo altamente variables o con rápida pérdida de energía. Los cuerpos tabulares resultan del apilamiento de sucesivos lóbulos distales, la descarga tuvo lugar como pulsos de inundación en manto de alto régimen de flujo evidenciada por la presencia de la litofacies FL (Stear 1983) y los potentes depósitos con litofacies FM y FO representan las etapas finales de abatimiento de los flujos de inundación (Paola *et al.* 1989, Bridge y Best 1997, Marshall 2000, Alexander *et al.* 2001). La configuración geométrica de la asociación y las litofacies que la integran son homologables a los tramos distales de sistemas fluviales efímeros (Tunbridge 1981, Parkash *et al.* 1983, Sneh 1983).

Asociación de litofacies IX (AF-IX): Esta asociación está dominada por limos, con pelitas subordinadas (litofacies FF, FO, FN y FL) que incluyen intercalaciones, de algunos pocos centímetros, de niveles de intraclastos seguidos de areniscas finas con laminación entrecruzada a ondulítica (FM)

(Figs. 5c y d). Los cuerpos, con una coloración rojiza y en menor proporción color verde pálido a pardo amarillento, pueden alcanzar más de un kilómetro de extensión lateral y espesores de hasta 5 m. En algunos casos se reconocen hasta cuatro unidades superpuestas con niveles intensamente bioturbados y estructura en bloques.

En estas acumulaciones sedimentarias en el ámbito del Parque de los Dinosaurios, en el sector oeste de la ciudad de Neuquén, se han hallado restos de cáscaras de huevos de dinosaurio asignados a la ooespecie *Megaloolithus patagonicus* (Calvo *et al.* 1997) que constituyen el primer registro de huevos del Grupo Neuquén. Se han identificado tres niveles continuos de nidificación, los cuales pueden ser seguidos lateralmente por cientos de metros (Heredia y Calvo 2002).

Interpretación: Esta asociación está integrada en su mayoría por litofacies depositadas bajo condiciones de bajo régimen de flujo entre las que intercalan numerosos episodios de alta energía de pequeña magnitud y representa depósitos de planicie de inundación. En éstos los eventos de alta energía están relacionados con flujos con alta carga de sedimentos, velocidades y capacidad de transporte que disminuyen drásticamente en un corto lapso y son característicos de eventos de inundación durante los cuales el canal se expande lateralmente. En otros casos las unidades se relacionan con eventos mayores de inundación y su frecuencia y continuidad lateral en el afloramiento permite interpretarlas como eventos múltiples que favorecieron una agradación rápida debido a desbordes del canal principal. Las unidades con estructuras pedogenéticas y bioturbadas indican que las planicies de inundación fueron estables durante largos períodos de tiempo (Davies *et al.* 1993).

Los depósitos rojizos son indicadores de ambientes oxidantes que se encuentran sobre el nivel freático, mientras que, las coloraciones verdosas y amarillentas sugieren un ambiente reductor relacionado posiblemente con fluctuaciones del nivel freático.

En lo respectivo a los fragmentos de cáscaras de huevos de dinosaurios y desde un punto de vista tafonómico, la disposición, rotura y fragmentación de éstos puede deberse a eclosión y pisoteo de los huevos en

el nido (Heredia y Calvo 2002) o bien puede responder a un efecto de los desbordes en la planicie de inundación y su preservación está relacionada con un rápido enterramiento (Carpenter *et al.* 1996, Martín 2001).

ARQUITECTURA FLUVIAL

Los elementos arquitecturales y la organización de las distintas asociaciones de litofacies permiten identificar tres estilos fluviales.

Sistema fluvial I (SF-I): Este sistema (Figs. 4a) está caracterizado por canales compuestos conglomerádico-arenosos (AF-III), desarrollo de albardones (AF-VI), abundantes unidades de desbordes (AF-VII) y limitado registro de depósitos de planicie de inundación (AF-IX). Se interpreta como un sistema fluvial de baja sinuosidad con desarrollo de dunas tridimensionales y barras transversales. El apilamiento vertical de las unidades de canal fue resultado de la canalización de los depósitos de planicie de inundación por el efecto erosivo de corrientes enérgicas que quedaron registradas por abundantes niveles de intraclastos pélicos en el relleno basal de los canales (Davies *et al.* 1993). Los depósitos de albardón sugieren etapas de mayor permanencia del canal en posiciones relativamente fijas y son cortados por los canales alimentadores de los desbordes (Fig. 5a). Estos procesos son comunes en sistemas fluviales rápidamente agradantes, bajo el efecto de condiciones de alta descarga las modificaciones en el gradiente del piso del canal generan abundantes desbordes, con frecuencia los canales de alimentación son ocupados luego por la red troncal del sistema (Schumm 1993, Kraus y Wells 1999, Davies-Vollum y Kraus 2001). Sólo en algunos sectores los depósitos de planicie de inundación son potentes y registran niveles de paleosuelos, sugiriendo periodos de estabilidad del canal principal con ausencia de episodios de inundación de gran magnitud.

Sistema fluvial II (SF-II): está representado por canales someros (AF-IV), depósitos de desbordes (AF-VII) y de planicie de inundación (AF-IX), que en conjunto definen un sistema fluvial con canales someros, interconectados, múltiples de baja sinuosi-

dad y alta movilidad dentro de la llanura de inundación, con escasa participación de depósitos de acreción lateral (Fig. 4b). Los canales muestran relaciones multilaterales o localmente aparecen aislados en los depósitos de llanura de inundación. Los depósitos de desbordes son frecuentes y desarrollan potentes lóbulos en los sectores distales.

La arquitectura del sistema es homologable a sistemas anastomosados definidos por Schumm (1968), Smith y Smith (1980), Smith y Putnam (1980), Smith (1983), y representa bajas condiciones energéticas cerca del nivel de base (Makaske 2001).

Sistema fluvial III (SF-III): está caracterizado por canales someros multiepisódicos (AF-V), depósitos de desbordes (AF-VII), de flujo en manto (AF-VIII) y planicie de inundación (AF-IX). Representa un sistema fluvial efímero en el que pueden diferenciarse depósitos proximales canalizados (Fig. 5. 4c y d), rellenos durante episodios de máxima descarga (AF-V) y distales, que registran episodios de flujo en manto con escaso desarrollo de canales entrelazados someros (AF-VIII).

En los sedimentos de llanura de inundación se reconocen numerosos niveles de paleosuelos de escasa madurez. Posiblemente altos rangos de acumulación y la frecuencia de episodios de inundación hayan condicionado el desarrollo de perfiles de suelos maduros. La periodicidad de los eventos de inundación dio lugar a la conformación de delgadas unidades de desborde que representan episodios menores de alta descarga (Tunbridge 1981, Parkash *et al.* 1983, Sneh 1983, Sadler y Kelly 1993, Bridge y Best 1997, Marshall 2000, Alexander *et al.* 2001).

ARQUITECTURA FLUVIO-EÓLICA

Los arreglos de litofacies y asociaciones definen dos sistemas fluvio-eólicos diferentes.

Sistema fluvio-eólico I (SFE-I): este sistema está representado por depósitos de borde de un gran campo de dunas, del cual quedan registros de dunas transversales compuestas con dunas sobreimpuestas

periódicamente afectado por la acción de corrientes fluviales efímeras (SF-III), que invadieron los ambientes de interduna (Fig. 6a).

El sistema eólico fue seco (Kocurek 1996), las formas de lecho crecieron y migraron rápidamente a través de las áreas de interduna seca dejando insuficiente tiempo para su desarrollo (Herries 1993).

El campo de dunas permaneció estacionario, sus márgenes se expandieron y contrajeron en respuesta a variaciones climáticas de corto término, suministro de sedimentos o interferencia del sistema fluvial III. Los datos que sugieren que los depósitos de dunas han estado caracterizados por largos periodos de migración incluyen la orientación consistente de sus estratos entrecruzados y la superposición de depósitos de dunas sucesivos sobre superficies de truncación extensas con paleosuelos.

Internamente el campo de dunas exhibe dos discontinuidades (la I y II de Figs. 2 y 6a) marcadas por el desarrollo de paleosuelos con horizontes Bk en ambientes de interduna. Es probable que un ascenso progresivo del nivel freático haya controlado la movilidad de arena tanto en las dunas como interdunas y bajo condiciones de baja tasa de acumulación vertical compensando el ascenso del nivel freático es posible que la planicie de interduna creciera a expensas de las dunas. Con el nivel freático estable el sistema se volvió inactivo, los paleosuelos desarrollados actuaron temporalmente como superficies de estabilización y se generaron luego superficies de *bypass* (Fryberger 1993, Havholm *et al.* 1993, Kocurek 1996).

Sistema fluvio-eólico II (SFE-II): está caracterizado por dunas parabólicas aisladas (AF-II), de, con interferencias menores de canales del SF-III y I.

El desarrollo preferencial de dunas pequeñas es favorecido por una combinación de un nivel freático elevado, un sustrato cementado tempranamente, erosión fluvial continua de depósitos eólicos y escaso suministro o disponibilidad de arena (Kocurek y Nielson 1986, Herries 1993).

La presencia de unidades de interduna húmeda puede asociarse con un nivel freático elevado relacionado con cambios de corto término en las condiciones climáticas

o variaciones estacionales en el régimen de precipitaciones. Estas últimas controlaron la invasión del campo de dunas por corrientes fluviales efímeras y el desarrollo de paleosuelos en los depósitos de interduna húmeda durante la estación lluviosa (George y Berry 1993) y la generación de abundantes costras calcáreas y evaporíticas, que controlaron los niveles de erosión, en la estación seca. Por definición estas acumulaciones eólicas corresponderían a un sistema eólico húmedo (Crabaugh y Kocurek 1993, Kocurek 1996).

En lo que respecta a la acción fluvial, es de carácter local. Los lóbulos distales de un sistema de corrientes efímeras (AF-VIII), producto de eventos excepcionales de inundación, estuvieron confinados a los espacios de interduna y es notable el retrabajo local de los sedimentos eólicos. En cambio, el sistema fluvial con régimen estable (SF-I), hacia los términos cuspidales del sistema fluvio-eólico, incide profundamente y afecta tanto a los depósitos de duna como interduna.

La combinación de dunas simples de pequeño tamaño considerablemente espaciadas, abundancia de áreas de interduna, conspicua bioturbación y presencia de depósitos fluviales permite inferir una posición marginal de este sistema dentro de un campo de dunas mayor (Langford y Chan 1993).

DISCUSIÓN

La Formación Bajo de la Carpa en la ciudad de Neuquén y alrededores, a diferencia de otros sectores de la cuenca, está constituida de base a techo por depósitos de sistemas fluviales (SF- III) y una potente sucesión integrada por los sistemas fluvio-eólicos I y II.

En el área de trabajo el sistema fluvial III constituye la base de la sucesión estudiada (Fig. 2) que corresponde a un sistema fluvial efímero en facies proximales. El desarrollo de una red de canales someros rellenos por flujos de alta energía y baja frecuencia que alternan con depósitos de planicie de inundación sugiere condiciones de inundación catastrófica con fluctuaciones extremas en el régimen de flujo. Los depósitos

de llanura de inundación muestran permanente interferencia por eventos de flujo en manto. El apilamiento de las unidades de canal sugiere que los mismos agradaban considerablemente durante los repetidos eventos de inundación. El desarrollo de este tipo de sistemas sugiere condiciones climáticas semiáridas (Tunbridge 1981, Sneh 1983, Kelly y Olsen 1993, Marshall 2000). La planicie de inundación fue invadida por la migración de dunas transversales (Fig. 3a), cuyos corredores de interduna estuvieron sujetos a la periódica interacción con el sistema fluvial (Fig. 6a). Esto sugiere la expansión de un campo de dunas (SFE-I) cuya base está señalada por una superficie neta (discontinuidad I).

El estilo de interacción fluvio-eólica en pequeña escala se caracteriza por periodos de avance del campo de dunas interrumpidos por inundaciones que invadieron los corredores de interduna y en gran escala, por las bases erosivas del sistema fluvial que truncaron los *sets* de estratificación entrecruzada de las dunas.

Dentro del sistema eólico I se han identificado dos superficies de discontinuidad (discontinuidades II y III) asociadas con paleosuelos con desarrollo de horizontes calcícos truncados sugiriendo un periodo de estabilidad de las formas eólicas que puede relacionarse con un ascenso del nivel freático que luego permaneció estacionario (Talbot 1985, Fryberger 1993).

La espesor preservado de los depósitos eólicos en el SFE-I es reducido, y pueden citarse como factores responsables, baja tasa de subsidencia y una posición relativamente baja del nivel freático que favorece la deflación (Kocurek 1996). Una tasa de subsidencia baja o neutra controló la canibalización del sistema con la consecuente generación de un nuevo campo de dunas del sistema eólico II (Fig. 3d).

Una superficie de discontinuidad (discontinuidad IV) que, a escala del campo de dunas se considera una super superficie limitante (Kocurek 1988) o una superficie limitante de carácter regional (Talbot 1985) trunca el campo de dunas perteneciente al sistema fluvio-eólico I (Figs. 6b y c), y separa a éste de los depósitos del sistema fluvio-eólico II. La presencia de esta discontinuidad representa una pausa en la depositación

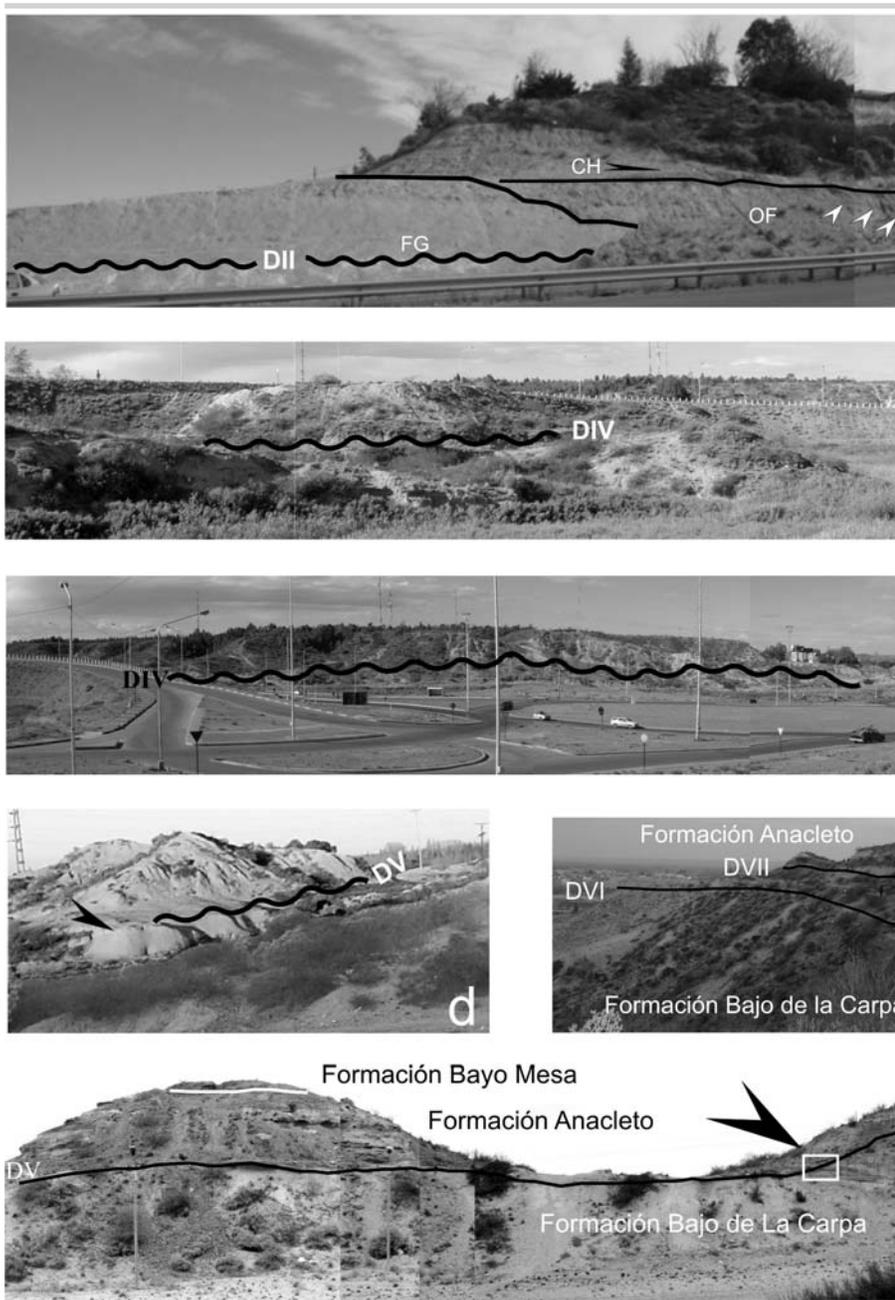


Figura 6: Superficies estratigráficas significativas en los depósitos eólicos. a) La línea más gruesa señala el contacto entre depósitos de interduna y llanura de inundación (SFE-I), la línea más fina marca la base de un canal (SF-II) y las flechas canales de desborde (AF-VII); DI (Discontinuidad I) es una superficie de estabilización en SFE-I. b y c) Superficie limitante (Discontinuidad III-DIII) entre las dunas transversales (AF-I) y las formas eólicas simples (AF-II) producto de la removilización y redepositación del campo de dunas basal. d) Superficie de estabilización (Discontinuidad IV-DIV) en el SFE-II. e) y f) Contacto entre las Formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto señalada por la Discontinuidad V (DV). En e) también se indica la Discontinuidad VI (DVI) dentro de la Formación Anacleto que separa los SF-I y SF-II.

de facies eólicas (Havholm *et al.* 1993) y la existencia de diferentes arquitecturas eólicas por debajo y por encima de la superficie limitante sugiere la acumulación en sistemas

eólicos separados (Kocurek y Havholm 1993, Kocurek 1996). El campo de dunas que suprayace a la discontinuidad es el producto de la removilización del sistema eólico

infrayacente. Como evidencia pueden mencionarse una extensión reducida y limitada a sus bordes de los depósitos eólicos del SFE-I, una granulometría sustancialmente más fina y una morfología que sugiere escasa disponibilidad de material del SFE-II. Ejemplos modernos pueden encontrarse en climas semiáridos donde formas parabólicas estabilizadas con extensiones superiores a los 2 km. desarrollan en sus cubetas de deflación, producto de removilización, formas similares complejas que migran más allá de los límites de las dunas preexistentes, de las cuales en algunos casos solo se preservan sus bordes (Blarasín y Sánchez 1987). La cota de la base de las dunas modernas se encuentra topográficamente por debajo del campo estabilizado y en algunos casos alcanzan alturas de hasta 12 m (Fig. 7).

Los procesos depositacionales estuvieron controlados por las fluctuaciones del nivel freático, el escaso suministro y/o disponibilidad de sedimentos para el transporte y el clima. Durante los períodos en que el nivel freático tenía una posición relativamente baja dominaban los procesos eólicos, en tanto que, en la estación con altas precipitaciones éstos eran inhibidos. La alternancia de procesos fluviales y eólicos indicaría fuerte estacionalidad en las lluvias definiendo un régimen de precipitaciones monzónico. El área de interduna estuvo sujeta a la interferencia de un sistema fluvial efímero en facies distales, la interacción periódica está representada por el sistema fluvio-eólico II. El estilo de interacción fluvio-eólica fue de pequeña escala, caracterizado por inundaciones que afectaron sólo a los corredores de interduna.

Dentro del sistema eólico II se identifica a la discontinuidad V que se interpreta como una superficie de estabilización (Talbot 1985, Fryberger 1993), asociada con una superficie de truncación de un paleosuelo con desarrollo de horizontes gleyzados (Figs. 6d) tanto en depósitos de dunas como de interdunas. Esto sugiere un período estacionario del campo de dunas durante el cual un cambio climático de corto término pudo influir en la estabilización de las formas a través de un ascenso del nivel freático que favoreció el desarrollo de vegetación y una rápida cementación de los depósitos.

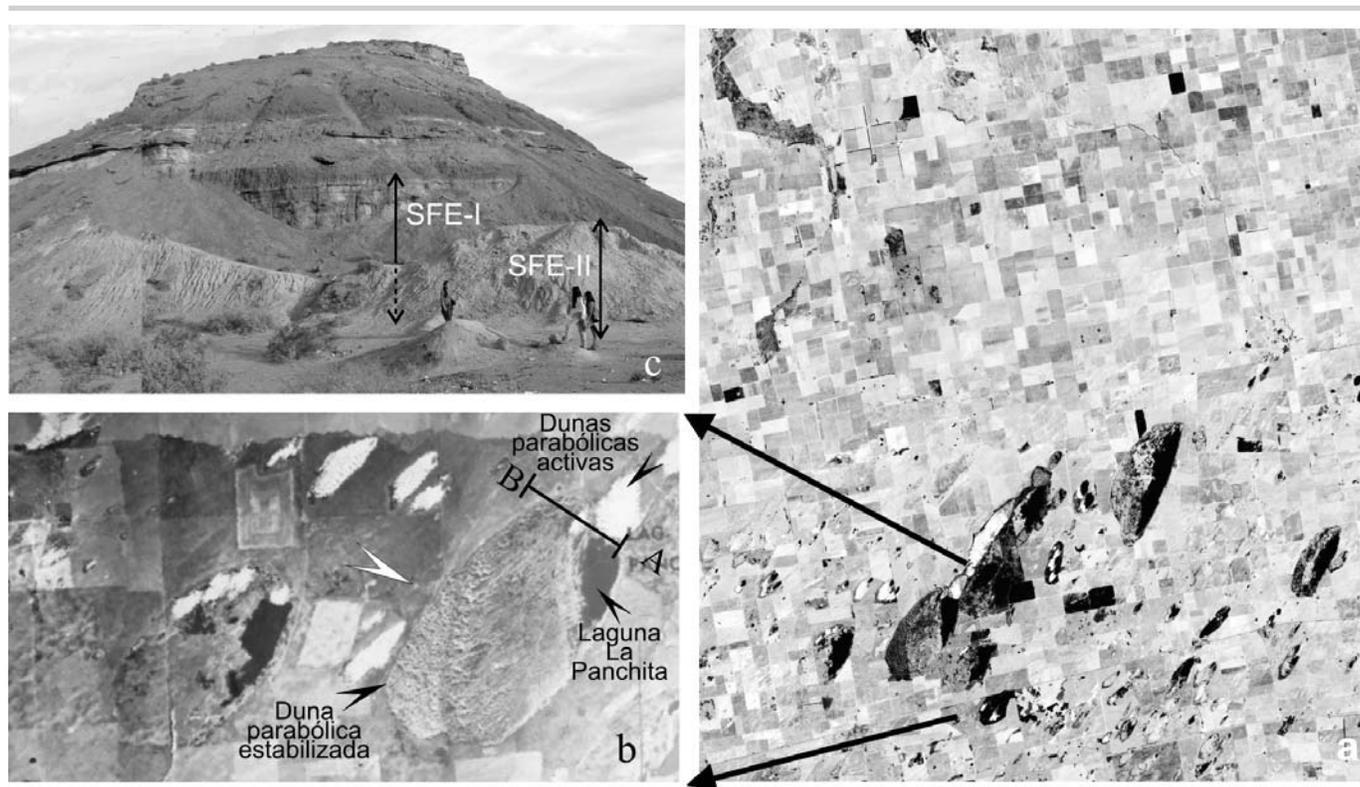


Figura 7: a) Modelo actual para los sistemas Fluvio-eólicos I y II. Un Campo de dunas entre el Río Cuarto y el Río Quinto, en la provincia de Córdoba, donde un campo de dunas parabólicas de fines del siglo XIX y principios del siglo XX, hoy estabilizado, ha sido removilizado y desarrolla dentro de sus cubetas lagunas y nuevos campos de dunas parabólicas compuestas por cadenas barjanoides activas con interdunas secas e inundadas. b) Detalle de una duna parabólica en la Estancia La Panchita, señalada por la flecha blanca, de 5 km de longitud y 2 Km de ancho. El perfil A-B que se señala en la foto correspondería a la vista de afloramiento en el Parque de los Dinosaurios de la foto c. c) Relaciones entre el Sistema Fluvio-eólico I (SFE-I) y el Sistema Fluvio-eólico II (SFE-II).

Con posterioridad a la generación de esta discontinuidad, un incremento en el régimen de precipitaciones condiciones climáticas, es evidenciado por niveles de paleosuelos poco evolucionados en las caras frontales de las dunas (Chakraborty *et al.* 1987) y la instalación de un sistema fluvial con régimen permanente (sistema fluvial I).

La Formación Bajo de la Carpa (sistemas fluvio-eólicos I y II) está limitada en su techo por una superficie de discontinuidad mayor (discontinuidad VI) que representa una superficie de inundación fluvial (Langford y Chan 1988) y constituye la base de la Formación Anacleto (Figs. 6e y f y 8). La Formación Anacleto está integrada de base a techo por los sistemas fluviales I y II. La conspicua erosión de los depósitos pre-existentes está reflejada por las fuertes variaciones en el espesor de esta unidad litoestratigráfica (Fig. 6f). La erosión fluvial inicial que afecta a distintos niveles de la

Formación Bajo de La Carpa, controlada por un cambio en el nivel de base, fue en extremo profunda, removiendo a dunas cementadas tempranamente y sistemas más antiguos. La disminución del espacio de acomodación fue responsable de la fuerte incisión fluvial que afectó a distintos niveles de la Formación Bajo de la Carpa.

Los depósitos del sistema fluvial I corresponden a canales apilados con rápida agradación y están caracterizados por el desarrollo de albardones y sistemas de desbordes, tales caracteres pueden relacionarse con un espacio de acomodación bajo y condiciones climáticas con marcada estacionalidad (Martinsen *et al.* 1999).

Hacia el tope se registra un cambio hacia el sistema fluvial II limitado en la base por la discontinuidad VII (Figs. 6e y 8a). El mismo se interpreta como un sistema anastomosado, dominado por procesos de avulsión que involucran la formación de des-

bordes, característica de sistemas de rápida agradación. Cuencas subsidentes de antepaís, en condiciones de ascenso del nivel de base o cambios en el régimen climático son consideradas marcos ideales para sistemas fluviales anastomosados (Smith y Putnam 1980, Smith 1986, Makaske 2001).

Posiblemente un aumento en la tasa de subsidencia acompañado de un ascenso lento del nivel de base bajo condiciones climáticas más húmedas sea responsable de la instalación del sistema fluvial II. El ascenso del nivel de base estaría relacionado con la ingresión atlántica del Maastrichiano (Uliana y Dellapé 1981, Legarreta *et al.* 1993, Legarreta y Uliana 1999, Malumíán 1999, Page *et al.* 1999), como lo evidencia en la región de Cinco Saltos, la presencia de facies de planicie costera en el tope de la Formación Anacleto.

De lo expuesto anteriormente, surge que durante la depositación del Subgrupo Río

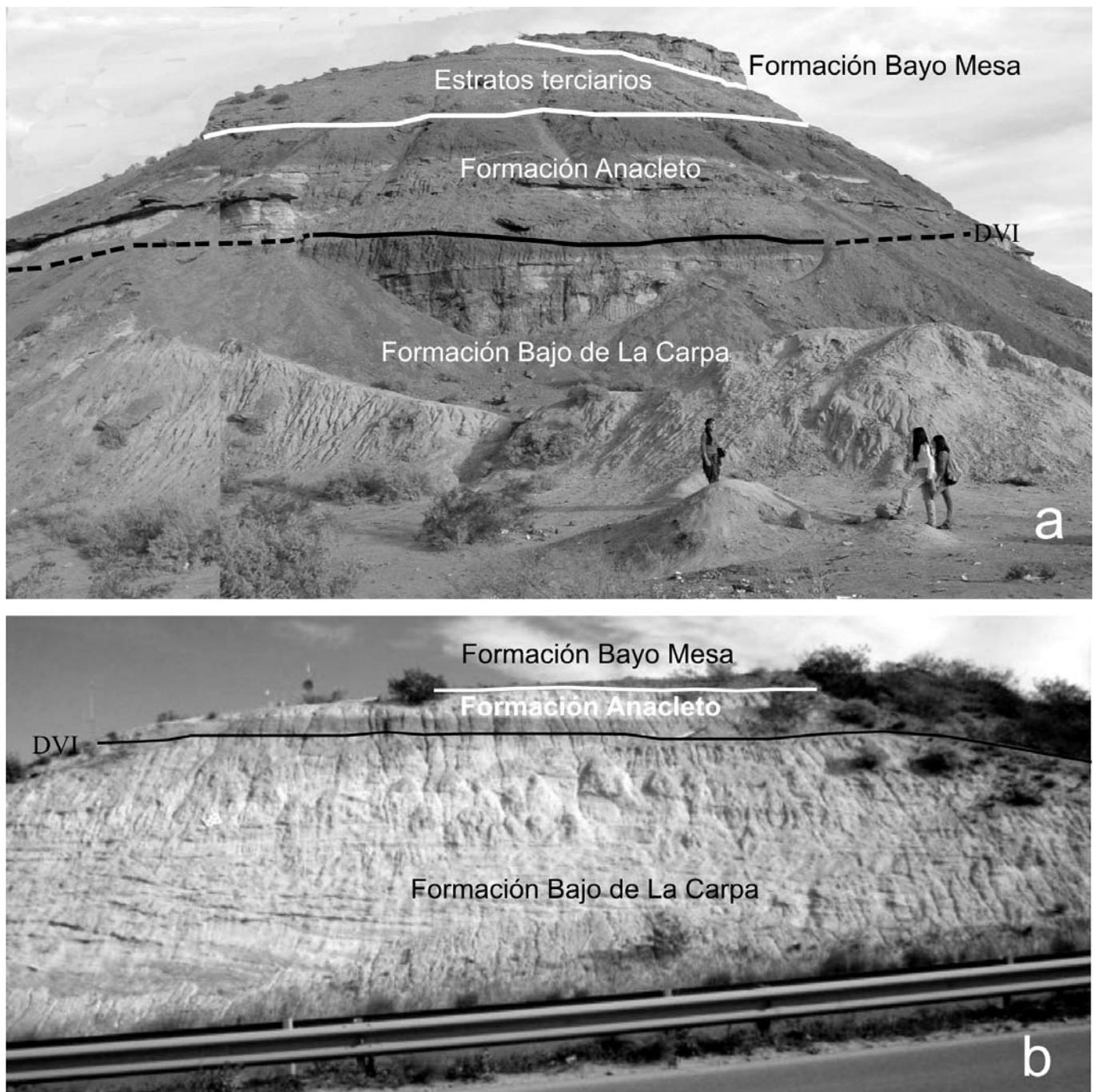


Figura 8: Relaciones estratigráficas del Subgrupo Río Colorado. a) Parque de los Dinosaurios, hacia el frente el Sistema Fluvio-eólico II (SFE-II), y detrás se observa el Sistema Fluvio-eólico I (SFE-I) de la Formación Bajo de la Carpa, luego los Sistemas Fluviales I y II (SF-I y II) de la Formación Anacleto; ambas unidades están cubiertas por los estratos terciarios y en el tope se observa a la Formación Bayo Mesa. b) Ruta Provincial 7. Sistema Fluvio-eólico (SFE-I) de la Formación Bajo de la Carpa cubiertos por sedimentos de llanura de inundación (SF-I) de la Formación Anacleto y en el techo la Formación Bayo Mesa.

Colorado los factores alocíclicos fueron importantes en el desarrollo de la sucesión. Los cambios climáticos de corto término afectaron a los diferentes paleoambientes

controlando su estabilidad y permanencia a través del desarrollo de niveles de paleosue- los, interferencia de los sistemas, variacio- nes en la arquitectura depositacional y el

desarrollo de las discontinuidades I, II, III, V. Los cambios climáticos de largo término influenciaron el desarrollo de sistemas flu- vio-eólicos en la Formación Bajo de La

Carpa bajo condiciones semiáridas y fluviales en condiciones subhúmedas en la Formación Anacleto, y de manera conjunta la tectónica de la cuenca y los cambios eustáticos definieron las discontinuidades mayores dentro de la sucesión (discontinuidades IV, VI y VII).

Asimismo, el análisis paleoambiental permite identificar a las unidades litoestratigráficas del Subgrupo Río Colorado separadas por una discontinuidad (la V) y descartar localmente la interdigitación entre las mismas propuesta por varios autores (Cazau y Uliana 1972, Leanza y Hugo 2001) en estudios regionales.

CONCLUSIONES

En la ciudad de Neuquén y alrededores afloran los tramos medio y superior del Subgrupo Río Colorado. Los estudios sedimentológicos y paleoambientales llevados a cabo han permitido definir cuatro litofacies conglomerádicas, nueve de areniscas y dos pelíticas que fueron agrupadas en nueve asociaciones de litofacies, dos de ellas de origen eólico y siete de origen fluvial.

La Formación Bajo de la Carpa está representada en su tramo medio por un sistema fluvial efímero en sectores proximales con abundantes registros de desbordes y planicie de inundación, y en el superior depósitos de interacción fluvio-eólica. Estos corresponden de base a techo a un campo de dunas transversales compuestas afectadas en los sistemas de interduna por frecuentes inundaciones de corrientes fluviales efímeras y luego dunas parabólicas, producto de la removilización del sistema eólico infrayacente, con periódicos eventos de inundación por fenómenos de flujo efímero en manto. El desarrollo de este tramo de la sucesión estuvo controlado por factores tectónicos, cambios climáticos de corto término, oscilaciones del nivel freático y bajo suministro y/o disponibilidad de sedimentos que definieron la extensión y geometría de los campos de dunas. Se han identificado superficies de estabilización (discontinuidades I, II y IV) dentro de cada una de los campos de duna, señaladas por niveles de paleosuelos truncados, y una super superficie limitante (discontinuidad III), que responden a controles alocíclicos.

La Formación Anacleto está limitada en la base por una superficie de inundación fluvial (discontinuidad V), y está conformada de base a techo por depósitos fluviales de sistemas de baja sinuosidad, alta energía y rápida agradación, con desarrollo albardones, desbordes y planicie de inundación, que es reemplazado por un sistema fluvial anastomosado limitado por la discontinuidad VI, con frecuentes depósitos de desbordes que dan lugar a lóbulos potentes en sectores distales. El pasaje refleja cambios climáticos y aumento de la tasa de subsidencia acompañada de un ascenso del nivel de base relacionado con la ingresión atlántica maastrichtiana.

AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer a SeCyT – UNRC y a la Fundación Antorchas por la ayuda económica brindada para el desarrollo de este trabajo. Asimismo, se desea expresar el reconocimiento a las Dras. Alfonsina Tripaldi y Maisa Tunik por su contribución mediante correcciones y sugerencias que ayudaron a mejorar el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlbrandt, T. y Fryberger, S. 1981. Introduction to eolian sediments. En P. Scholle y D. Spearing (eds) Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31: 11-47.
- Alexander, J. y Gawthorpe, R. 1993. The complex nature of a Jurassic multistorey, alluvial sandstone body, Whitby, North Yorkshire. En North, C. y Prosser, D. (eds.): Characterization of fluvial and aeolian reservoirs. Geological Society Special Publications 73: 123-142.
- Alexander, J., Bridge, J., Cheel, R. y Leclair, S. 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology* 48(1): 133-152.
- Allen, J. 1983. Studies in fluvial sedimentation: Bars, Bars complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstone (L. Devonian), Welsh borders. *Sedimentary Geology* 33: 237-283.
- Arche, A. y López-Gómez, J. 1999. Subsidence rates and fluvial architecture of rift-related Permian and Triassic alluvial sediments of

the southeast Iberian Range, eastern Spain. En Smith, N. y Rogers, J. (eds.) *Fluvial Sedimentology VI*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 28: 283-304.

- Aslan, A. y Blum, M. 1999. Contrasting styles of Holocene avulsion, Texas Gulf Coastal Plain. USA. En Smith, N. y Rogers, J. (eds.) *Fluvial Sedimentology VI*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 28: 193-210.
- Bigarella, J. 1972. Eolian environments: their characteristics, recognition, and importance. En Rigby, J. y Hamblin, W. (eds.) *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 16: 12-62.
- Blair, T. 1987. Sedimentary processes vertical stratification sequences, and geomorphology Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 1-18.
- Blair T. y McPherson, J. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 3: 450-489.
- Blarasín, M. y Sánchez, M. 1987. Secuencia Evolutiva de Dunas Cuaternarias en el Sector de Laguna Oscura, Dpto. Río Cuarto, Prov. de Córdoba. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 297-300, San Miguel de Tucumán.
- Bonaparte, F. 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Fundación Miguel Lillo, Opera Lilloana* 26, 596 p.
- Bonaparte, F. 1991. Los vertebrados fósiles de la Formación Río Colorado de la ciudad de Neuquén y cercanías, Cretácico superior, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, Sección Paleontología 4: 15-123.
- Bridge, J. y Best, J. 1997. Preservation of planar laminae due to migration of low-relief bed waves over aggrading upper-stage plane beds: comparison of experimental data with theory. *Sedimentology* 44(2): 253-262.
- Brierley, G., Ferguson, R. y Woolfe, K. 1997. What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology* 114: 1-9.
- Bristow, C., Skelly, R. y Ethridge, F. 1999. Crevasse splay from rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base level rise. *Sedimentology* 46(6): 1029-1048.

- Brookfield, M. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* 24: 303-332.
- Calvo, J., Engelland, S., Heredia, S. y Salgado, L. 1997. First record of dinosaur eggshells (Sauropoda-Megaloolithidae) from Neuquén, Patagonia, Argentina. *GAEA* 14: 23-32. Lisboa.
- Cant, D. y Walker, R. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.
- Carpenter, K., Hirsch, K. y Horner, J. 1996. *Dinosaur Eggs and Babies*. Cambridge University Press, 372 p., Cambridge.
- Cazau, L. y Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5º Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 131-163. Villa Carlos Paz.
- Chakraborty, C., Bandyopadhyay, S. y Bose, P. 1987. Cross-stratification-parallel protosols (West Bengal, India) -An eolian signature. *Sedimentary Geology* 52: 299-307.
- Chiappe, L. y Calvo, J. 1994. *Neuquenornis volans*, a new late cretaceous bird (Enantiornithes): avisauridae from Patagonia, Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 14(2): 230-246.
- Crabough, M. y Kocurek, G. 1993. Entrada Sandstone: an example of a wet aeolian system. En: Pye, K. (ed.). *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary system*. Geological Society Special Publication 72: 103-126.
- Danderfer, J. y Vera, P. 1992. Cartas Geológicas y de Recursos Minerales de la provincia del Neuquén. En: *Geología y Recursos Minerales del Departamento Confluencia*, Ministerio de Producción, Dirección Provincial de Minería, Servicio Geológico Neuquino, Boletín 1: 91 p.
- Davies, D., Williams, B. y Vessell, R. 1993. Dimensions and quality of reservoirs originating in low and high sinuosity channel systems, Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas, USA. En: North, C. y Prosser, D. (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society, Special Publication, 73: 95-121.
- Davies-Vollum, K. y Kraus, M. 2001. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. *Sedimentary Geology* 140(3-4): 235-249.
- Esteban, M. y Kappla, C. 1983. Subareal exposure environment. En: Scholle, P., Bebout, D. and Moore, C. (eds.) *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1-54.
- Ferguson, R. y Brierly, G. 1999. Levee morphology and sedimentology along the lower Tuross River, south-eastern Australia. *Sedimentology* 46: 627-648.
- Flores, R. 1981. Coal deposition in fluvial paleoenvironments of the Paleocene Tongue River Member of the Fort Union Formation, Powder River Area, Powder River Basin, Wyoming and Montana. En: Ethridge, F. y Flores, R. (eds.) *Recent and Ancient Nonmarine depositional environments: Models for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31: 169-190.
- Fryberger, S. 1993. A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minnelusa Formation, USA. En: North, C. y Prosser, D. (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society, Special Publication 73: 167-197.
- Fryberger, S., Schenk, C. y Krystinik, L. 1988. Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology* 35: 21-41.
- Garrido A. y Calvo J. 2004. Reasignación litostratigráfica de los niveles portadores de *Megaloolithus patagonicus* Callvo *et al.* (Dinosauria: Sauropoda) en las bardas de la ciudad de Neuquén. 20º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, 28-29, La Plata.
- George, G. y Berry J. 1993. A new lithostratigraphy and depositional model for the Upper Rotliegend of the UK Sector of the southern North Sea. En: North, C. y D. Prosser (Eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society, Special Publication 73: 247-264.
- Gersib, G. y McCabe, B. 1981. Continental coal-bearing sediments of the Port Hood Formation (Carboniferous), Cape Lizee, Nova Scotia, Canada. En: Ethridge, F. y Flores, R. (eds.) *Recent and Ancient Nonmarine depositional environments: Models for exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31: 95-108.
- Glennie, K. 1987. Desert sedimentary environments, present and past summary. *Sedimentary Geology* 50: 135-165.
- Havholm, K., Blakey, R., Capps, M., Jones, L., King, D. y Kocurek, G. 1993. Aeolian genetic stratigraphy: an example from the Middle Jurassic Page Stone, Colorado Plateau. En: Pye, K. y Lancaster, N. (eds.) *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 16: 87-107.
- Hein, F. y Walker, R. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal Earth Sciences* 14: 562-570.
- Heredia, S. y Calvo, J. 1997. Sedimentos eólicos en la Formación Río Colorado (Grupo Neuquén) y su relación con la fauna del Cretácico superior. *Ameghiniana* 34: 120.
- Heredia, S. y Calvo, J. 2002. Estratigrafía de las bardas de la ciudad de Neuquén. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 699-705, El Calafate.
- Herrero Ducloux, A. 1939. Estratigrafía y tectónica de los Estratos de Dinosaurios del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16(180): 16-17.
- Herries, R. 1993. Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, north-eastern Arizona, USA. En: North, C. y Prosser, D. (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society, Special Publication 73: 199-218.
- Hunter, R. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24: 361-387.
- Kappla, C. 1980. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27: 613-629.
- Kelly, S. y Olsen, H. 1993. Terminal fans-a review with reference to Devonian examples. En: Fielding, C. (ed.) *Current Research in Fluvial Sedimentology*. *Sedimentary Geology* 85: 339-374.
- Kocurek, G. 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences- Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology* 56: 193-206.
- Kocurek, G. 1996. Desert aeolian systems. En: Reading, H. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, 125-153, Oxford.

- Kokurek, G. y Dott Jr, R. 1981. Distinction and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Petrology* 51(2): 579-595.
- Kocurek, G. y Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33: 751-772.
- Kocurek, G. y Havholm, K. 1993. Eolian sequence stratigraphy – a conceptual framework. Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications. En: Weimer, P., y Posamentier, H. (eds.) *American Association Petroleum Geology, Memoir* 58: 393-409.
- Kraus, M. 1984. Sedimentology and tectonic setting of Early Tertiary quartzite conglomerates, Northwest Wyoming. En: Koster, E. y Steel, R. (eds.), *Sedimentology of gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoir* 10: 203-216.
- Kraus, M. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47: 41-70.
- Kraus, M. y Wells, T. 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. En: Smith, N. y Rogers, J. (eds.): *Fluvial Sedimentology VI*. International Association of Sedimentologists, *Special Publication* 28: 251-268.
- Langford, R. y Chan, M. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), Southeastern Utah. *Geological Society of America, Bulletin* 100: 1541-1549.
- Langford, R. y Chan, M. 1989. Fluvial-eolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology* 36: 1037-1051.
- Langford, R. y Chan, M. 1993. Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah. En: Pye, K. y Lancaster, N. (eds): *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. International Association of Sedimentologists, *Special Publication* 16: 109-126.
- Leanza, H. y Hugo, C. 2001. Cretaceous beds from southern Neuquen Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 7, 7° International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, 117-122, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 221-243.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29: 399-432.
- Legarreta, L., Gulisano, C. y Uliana, M. 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, V. A. Ramos (ed.) *Relatorio* 1(9): 87-114, Mendoza.
- Lindquist, S. 1988. Practical characterization of eolian reservoirs for development: Nugget Sandstone, Utah-Wyoming thrust belt. *Sedimentary Geology* 56: 315-339.
- Loope, D. 1981. Deposition, deflation and diagenesis of upper Paleozoic eolian sediments, Canyonlands National Park, Utah. Ph D dissertation, University of Wyoming, (inédita) 170 p., Laramie.
- Loope, D. B. 1984. Eolian origin of upper Paleozoic sandstones, southeastern Utah. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 563-580.
- Loope, D. y Rowe, C. 2003. Long-lived pluvial episodes during deposition of the Navajo Sandstone. *Journal of Geology* 111: 223-232.
- Loope, D., Rowe, C. y Joeckel, R. 2001. Annual monsoon rains recorded by Jurassic dunes. *Nature* 412: 64-66.
- Machette, M. 1985. Calcic soils of the southwestern United States. En: Weide, D. (ed.) *Soils and Quaternary geology of the southwestern United States*. Geological Society of America, *Special Paper* 203: 1-12.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* 53: 149-196.
- Malumíán, N. 1999. La sedimentación y vulcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29: 557-578.
- Marshall, J. 2000. Sedimentology of a Devonian faults-bounded braidplain and lacustrine fill in the lower part of the Skrinkle Sandstone, Dyfed, Wales. *Sedimentology* 47(2): 325-342.
- Martin, A. 2001. *Introduction to the Study of Dinosaurs*. Blackwell Science, 426 p., Oxford.
- Martinsen, O., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkindsen, G. y Idil, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* 46(2): 235-259.
- Massari, F. 1983. Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, South Alps, Italy. En: Collison, J. y Lewin, J. (eds.) *Modern and Ancient Fluvial System*, International Association of Sedimentologists, *Special Publication* 6: 287-300.
- Mc Kee, E. 1979. Introduction to a study of global sand seas. En: Mc Kee, E. (ed.) *A Global Study of Sand Seas*. US Geological Survey, *Professional Paper* 1052: 1-19
- Mc Kee, E. y Bigarella, J. 1972. Deformational structures in Brazilian coastal dunes. *Journal of Sedimentary Petrology* 42: 670-681.
- Mc Kee, E., Douglass, J. y Rittenhouse, S. 1971. Deformation of lee side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin* 82: 359-378.
- Meadows, N. y Beach, A. 1993. Structural and climatic controls on facies distribution in a mixed fluvial and aeolian reservoir: the Triassic Sherwood Sandstone in the Irish Sea. En: North, C. y Prosser, D. (eds.) *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society, *Special Publication* 73: 247-264.
- Miall, A. 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, 575 p., Rome.
- Middleton, L. y Trujillo, A. 1984. Sedimentology and depositional setting of the Upper Proterozoic Scalán Conglomerate, Central Arizona. En: Koster, E. y Steel, R. (eds.) *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoir* 10: 189-202.
- Miller, F. y Smail, S. 1997. A semiquantitative field method for evaluating bioturbation on bedding planes. *Palaios* 12: 391-396.
- Nickling W. 1994. Aeolian sediment transport. En: Pye, K. (ed.) *Sediment Transport and*

- Depositional Processes. Blackwell Scientific Publications, 293–345, Oxford.
- Orchuela, I., Płoszkiewicz V. y Viñes, R. 1981. Reinterpretación estructural de la denominada “Dorsal Neuquina”. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 281-293, San Luis.
- Padula, E. 1947. Levantamiento geológico del Río Colorado entre Paso de las Bardas y El Atamisque. Territorio de Neuquén y Mendoza. Informe interno YPF (inédito), Buenos Aires.
- Page, R., Ardolino, A., De Barrio, E., Franchi, M., Lizuain, A., Page, S. y Silva Nieto, D. 1999. Estratigrafía Jurásica Cretácica del Macizo de Somún Curá. En Caminos, R. (ed.): Geología Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 460-488.
- Paola, C., Wiele, S. y Reinhart, M. 1989. Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology* 36: 47-59.
- Parkash, B., A. Awasthi y K. Gohain, 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, KurukShetran district, Haryana, India. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 6*: 337-344.
- Pye, K. 1993. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. En: Pye, K. y Lancaster, N. (eds.) *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 16*: 23-44.
- Pye, K. y Tsoar, H. 1990. Aeolian sand and sand dunes. Unwin Hyman, 396p., London.
- Retallack, G. 1976. Triassic paleosols in the Upper Narrabeen Group of New South Wales. Part I. Features of the paleosols. *Journal of the Geological Society of Australia*. 23: 383-399.
- Retallack G. 1990. Soils of the past: an introduction to paleopedology. Harper Collins Academic, Hammersmith, 520 p.
- Rodríguez-Aranda, J. y Calvo, J. 1998. Traces fossils and rhizolites as a tool for sedimentological and palaeoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions. *Palaios* 140: 383-399.
- Rubin, D. y Hunter, R. 1983 Reconstructing bed-form assemblages from compound cross-bedding. En Brookfield, M. y Ahlbrandt, T. (eds.) *Eolian sediments and processes*, Elsevier, 407-427 p., Amsterdam.
- Sadler, S. y Kelly, S. 1993. Fluvial Processes and cyclicity in terminal fans deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedimentary Geology* 85: 375-386.
- Sánchez, M.L. y Heredia S. 2006. Sedimentología y paleoambientes del Subgrupo Río Neuquén (Cretácico superior) en la quebrada de las Chivas, departamento Confluencia, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (en prensa).
- Schenk, C. 1983. Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata. En: Brookfield, M. y Ahlbrandt, T. (eds.) *Eolian Sediments and Processes*. *Developments in Sedimentology* 38: 41-51.
- Schumm, S. 1968. Speculations concerning paleohydraulic controls on terrestrial sedimentation. *Geological Society of America, Bulletin* 79: 1573-1588.
- Schumm, S. 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology* 101: 279-294.
- Schweitzer, M., Jackson, F., Chiappe, L., Calvo, J. y Rubilar D. 2001. Cretaceous avian eggs and embryos from Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology. Abstracts and Papers* 21(3): 99A.
- Simpson, E. y Loope, D. 1985. Amalgamated interdune deposits, White Sands, New Mexico. *Journal of Sedimentary Geology* 55: 361-365.
- Smith, D. 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. En: Collinson, J. y Lewin, J. (eds.) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 6: 155-168.
- Smith, G. 1986. Coarsened-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and deposition process. *Geological Society of America, Bulletin* 97: 1-10.
- Smith, S. y Edwards, R. 1991. Regional sedimentological variations in Lower Triassic fluvial conglomerates (Budleigh Salterton Pebble Beds), Southwest England: some implications for palaeogeography and basin evolution. *Geological Journal* 26: 65-83.
- Smith, D. y Putnam, P. 1980. Anastomosed river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17: 1396-1406.
- Smith, D. y Smith, N. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* 50: 157-164.
- Stear, W. 1983. Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. En: Collinson, J. y Lewin, J. (eds.) *Modern and Ancient Fluvial Systems*. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 6*: 405-420.
- Stokes, W. 1968. Multiple parallel truncation by planes- feature of wind-deposited sandstone formation. *Journal of Sedimentary Petrology* 38: 510-515.
- Talbot, M. 1985. Major bounding surfaces in eolian sandstones – a climatic model. *Sedimentology* 32: 257-265.
- Tunbridge, I. 1981. Sand high-energy flood sedimentation-some criteria of recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology* 28: 79-95.
- Uliana, M. 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, Provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 117 p. La Plata.
- Uliana, M. y Dellapé, D. 1981. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión mastrichtiana-eocretácica del engolfamiento neuquino (Patagonia Septentrional). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas (3):637-711, San Luis.
- Williams, C. y Krause, F. 1998. Pedogenic phreatic carbonates on a Middle Devonian (Givetian) terrigenous alluvial-deltaic plain, Gilwood Member (Watt Mountain Formation), northcentral Alberta, Canada. *Sedimentology* 45: 1105-1124.
- Williams, C. Hills, L. y Krause, F. 1996. Preserved organic matter and miospores in buried Middle Devonian (Givetian) paleosols: indicators of weathering, oxidation and maturity. *Catena* 28:1-19.
- Wright, V. 1992. Paleosols recognition: A guide to early diagenesis in terrestrial settings. En: Wolf, K. y Chilingarian, G. (eds.) *Developments in Sedimentology* 47, *Diagenesis* 3: 591-619

Recibido: 1 de agosto, 2005

Aceptado: 10 de noviembre, 2005.