

Las eolianitas de la sierra de Famatina (Argentina): interacción paleoclima-tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno Medio?

Federico M. Dávila

CONICET y Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias
Exactas, Físicas y Naturales, Ciudad Universitaria, Universidad Nacional de Córdoba,
Avenida Vélez Sarsfield 1611, Córdoba (X5016GCA), Argentina

fmdavila@efn.uncor.edu

Ricardo A. Astini

raastini@efn.uncor.edu

RESUMEN

La historia de alzamiento y sedimentación cenozoica en el Sistema de Famatina, ubicado en el antepaís fragmentado de los Andes centrales, es poco conocida. En su región central, el Famatina expone una espesa estratigrafía cenozoica formada por depósitos del Mioceno Inferior hasta el Pleistoceno. El objetivo de este trabajo es describir y analizar el significado de un intervalo predominantemente eólico (Miembro Santo Domingo, 266 m) que se intercala dentro de la Formación El Durazno (1.122 m) y caracteriza a depósitos sinorogénicos andinos conocidos como 'Calchaquense'. La posición estratigráfica y naturaleza de estos depósitos permite correlacionarlos con unidades del Mioceno Medio de la Precordillera argentina considerados como parte del relleno temprano del antepaís. Este miembro se compone de: 1- areniscas con megaestratificación cruzada (facies predominante) interpretadas como depósitos de dunas eólicas, 2- areniscas conglomerádicas y conglomerados arenosos lenticulares pertenecientes a sistemas fluviales entrelazados y 3- fangolitas con grietas de desecación formadas en zonas de barreales. La asociación de facies sugiere deposición en sistemas de interacción eólico-fluvial bajo condiciones climáticas semiáridas. Los diseños de paleocorrientes son propios de sistemas de dunas longitudinales, con distribuciones bimodales que muestran paleovientos dirigidos hacia el sur. Comparaciones con arenas eólicas de diferentes contextos geográficos permitieron relacionar el Miembro Santo Domingo con campos eólicos en situaciones intermontanas. Análisis de procedencia en los conglomerados fluviales indican la exhumación de un umbral granítico hacia el oeste. Este representaría un alzamiento de la sierra de Famatina que habría separado tempranamente los depocentros de Vinchina y del Famatina oriental. Las eolianitas del Famatina sugieren una restricción climática severa consistente con el desarrollo de barreras topográficas responsables de impedir el acceso de vientos húmedos desde el este. Una situación similar se habría producido hacia el norte y noreste en el ámbito de las Sierras Pampeanas noroccidentales, indicando el desarrollo de la fragmentación del antepaís y la formación de depocentros intermontanos. Estos habrían favorecido la circulación de paleovientos a través de corredores submeridionales y el desarrollo de campos de dunas eólicas. El presente estudio apoya la propuesta de un cambio paleoclimático para el Mioceno Medio en el noroeste argentino e introduce nuevos elementos de juicio para considerar la fragmentación del antepaís andino.

Palabras claves: Eolianitas, Famatina, Antepaís fragmentado, Formación El Durazno, Miembro Santo Domingo, Interacción paleoclima-tectónica, Mioceno Medio, Andes centrales, Argentina.

ABSTRACT

The eolian beds of the Famatina Range: Middle Miocene Paleoclimate-tectonic interaction in the Central Andean broken foreland ? The sedimentary history and uplift evolution of the Famatina System, Central Andean broken foreland, is poorly known. Within its central region a thick Cenozoic synorogenic stratigraphic succession ('Calchaquense') is exposed, including Early Miocene to Pleistocene deposits. The aim of this study is to describe and analyze the meaning of a dominantly eolian package (Santo Domingo Member, 266 m) within the El Durazno Formation (1122 m). The stratigraphic position and nature of these deposits allow their correlation with Mid-Miocene units of the Argentine Precordillera, considered to be part of the early foreland basin fill. This member comprises: 1- sandstones with

megacross-stratification interpreted as eolian packages, 2- lenticular conglomeratic sandstones and sandy conglomerates interpreted as braided stream deposits, and 3- mudstones with common desiccation cracks formed in playa lake environments. The facies association suggests eolian-fluvial interaction depositional systems developed under a semiarid paleoclimate. Paleowinds trend towards the south with a bimodal pattern to the southwest and southeast consistent with the architecture of longitudinal dunes. Comparison between eolian sands of different geographic contexts leads to the interpretation that the eolianites in Famatina are similar to those presently developing in intermontane regions within the broken foreland. Provenance analysis of the fluvial conglomerates suggests an uplifted granitic basement approximately along the present location of the Sierra de Famatina. This high would have separated the Vinchina depocenter from the eastern Famatina depocenter from its inception. The eolianites of Famatina suggest a severe climatic restriction implying high topographic barriers to the east that prevented the influence of humid eastern winds. A similar situation occurred to the north and northeast in the northwestern Sierras Pampeanas. These intermontane basins would have triggered the climatic restriction favoring local sand seas development and meridional paleowind corridors. This study supports a Mid-Miocene paleoclimatic change previously suggested for northwestern Argentina and introduces new clues with which to consider the Andean foreland partitioning.

Key words: Eolianites, Argentina, Broken foreland, El Durazno Formation, Santo Domingo Member, Paleoclimate-tectonic interaction, Middle Miocene, Central Andes, Famatina.

INTRODUCCIÓN

La historia del relleno sinorogénico terciario del antepaís andino ha sido extensamente estudiada en el oeste y noroeste argentino (Jordan y Alonso, 1987; Reynolds, 1987; Tabbutt, 1990; Salfity *et al.*, 1996; Galli y Hernández, 1999; Ramos 1999, 2000; Jordan *et al.*, 2001; Ramos *et al.*, 2002). Sin embargo, en la sierra de Famatina (De Alba, 1979) se han realizado pocos estudios en relación con su evolución en el contexto del orogéno andino y, en particular, sobre aspectos sedimentológicos y estratigráficos de detalle. En su región central, el Famatina (Fig. 1) expone una espesa estratigrafía terciaria, la que fuera denominada por Bodenbender (1922) como los 'Estratos Calchaquenses'. Esta es una unidad predominantemente conglomerádica, de más de 1.500 m de espesor, que fue rebautizada por Turner (1962) como 'Grupo Angulos', y subdividida en tres formaciones: del Abra, del Buey y El Durazno. Recientemente, estudios geocronológicos ubicaron a esta unidad en el Mioceno Superior, entre 5,7 y 8,1 Ma (Reynolds, 1987; Tabbutt *et al.*, 1989; Tabbutt, 1990). Estudios de detalle en la región

(Dávila, 2002; Dávila y Astini, 2002; 2003a, b, c) han permitido descifrar una historia andina temprana, no considerada en recientes recopilaciones (*e.g.*, Jordan *et al.*, 2001; Limarino *et al.*, 2001; Ramos *et al.*, 2002), y que reviste particular importancia en la región considerada.

En este trabajo, los autores interpretan la historia temprana del alzamiento mioceno medio en la sierra de Famatina y sierras aledañas. El objetivo principal es describir la estratigrafía de la sección inferior de la Formación El Durazno y dar a conocer la existencia de espesos paquetes de eolianitas mencionados en Astini (1998) que permiten vincularlos con el alzamiento de barreras paleoclimáticas efectivas. Se enfatiza sobre la estratigrafía y sus paleoambientes sedimentarios, donde se dan a conocer una espesa sucesión de areniscas con megaestratificación cruzada. Estos paquetes se correlacionan con otros bien expuestos en el oeste argentino, y se propone una nueva interpretación de la evolución del antepaís andino para la región del Famatina durante el Mioceno Medio.

MARCO GEOLÓGICO GENERAL

El área de estudio se encuentra ubicada en el oeste argentino, en la provincia de La Rioja, entre las latitudes de 28°30' y 28°45'S aproximadamen-

te, a 50 km al norte de la localidad de Chilecito (Fig. 1). En esta región una potente sucesión de estratos sinorogénicos se ubica entre la sierra de Paimán y

el Cordón de la Cumbre de la sierra de Famatina (Figs. 1 y 2). El área está comprendida en la Hoja 15d de Famatina (Turner, 1971), cubriendo parte de lo que Astini (1998) denominó región central del Famatina.

La sierra de Famatina se ubica dentro del antepaís andino central y tiene un rumbo general norte-sur, y se extiende a lo largo de casi 400 km entre los 27 y 31°S (Fig. 1). Desde un punto de vista regional, esta comarca limita con la Precordillera

argentina hacia el oeste, la Puna hacia el norte y las Sierras Pampeanas hacia el este y noreste. Si bien esta región comparte gran parte de su evolución con otras regiones del antepaís andino (Jordan y Alonso, 1987; Salfity *et al.*, 1996), la misma difiere en su historia geológica temprana, caracterizada por potentes sucesiones cambro-ordovícicas marinas con volcanismo asociado (De Alba, 1979; Aceñolaza *et al.*, 1996; Astini, 1998, 1999; Astini y Dávila, 2002).

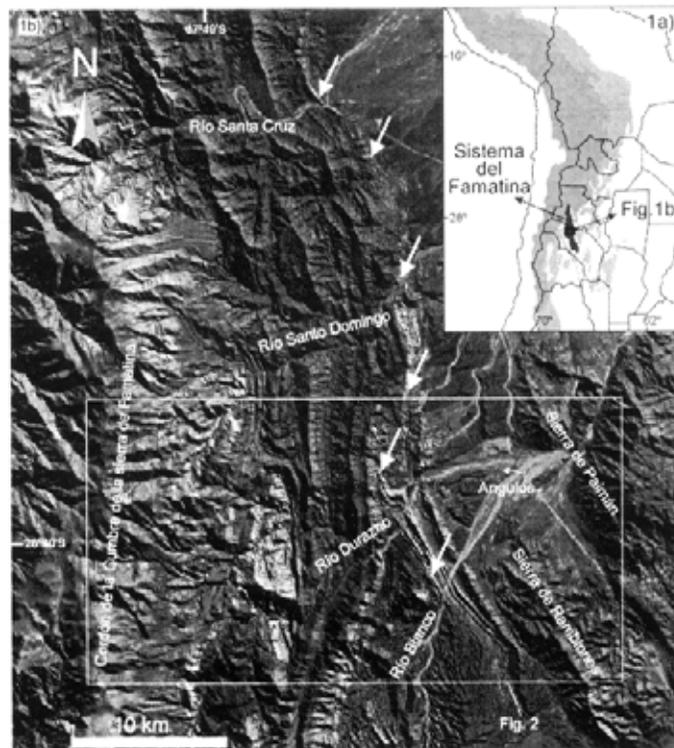


FIG. 1. a) Mapa de los Andes centrales (modificado de Barazangi e Isacks, 1976) y ubicación del Famatina; b) Imagen satelital de la ladera oriental del Famatina entre las quebradas del río Santa Cruz (norte) y río Blanco (sur). El recuadro señala la ubicación de la figura 2 y las flechas blancas, el miembro eólico Santo Domingo.

La región de Famatina ha sido enmarcada dentro del antepaís fragmentado ("broken foreland" de Jordan y Allmendinger, 1986; Jordan, 1995), donde el basamento participa de la deformación. Esta región del antepaís andino se desarrolla sobre una faja de subducción de bajo ángulo (Barazangi y Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983). Pese a su posición externa en el antepaís (más de

500 km de la fosa actual), el Famatina presenta elevaciones superiores a los 6.000 m s.n.m. El estilo estructural en la vertiente oriental del Famatina ha sido definido como una faja plegada y corrida ubicada entre dos corrimientos de zócalo (Dávila *et al.*, 2001, 2003), caracterizada por estructuras plegadas con núcleos de Paleozoico Inferior y Superior y flancos fallados sobre depósi-

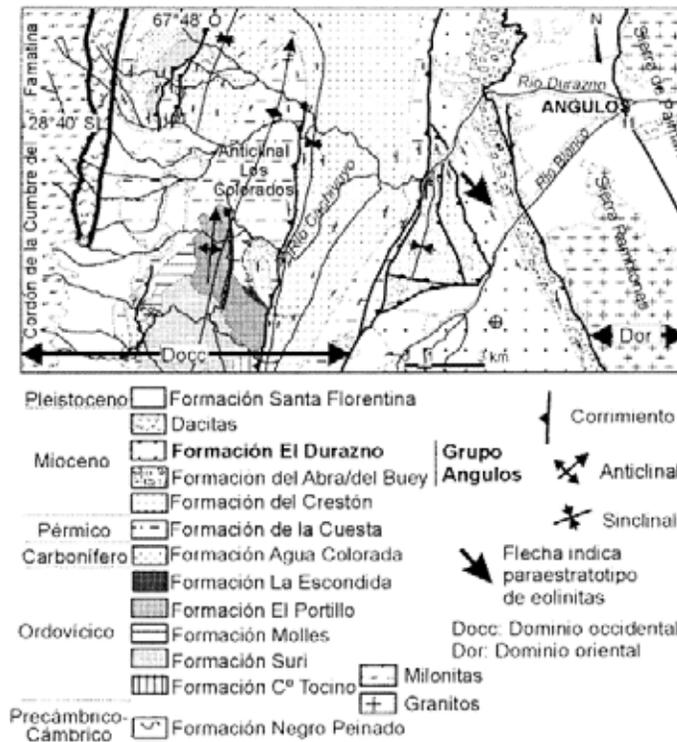


FIG. 2. Mapa geológico de la región central del Famatina encuadrada en la figura 1b. Nótese la ubicación de las eolianitas y de los dominios de procedencia.

tos sinorogénicos (Astini, 1998). Los corrimientos de zócalo limitan al Cordón de la Cumbre por el oeste, y a la sierra de Paimán por el este, conformando una típica estructura triangular (Fig. 2).

La sucesión sedimentaria, objeto de este trabajo, es el Grupo Angulos (Turner, 1962). Este se dispone por encima de una espesa sucesión de antepaís datada en ~ 18 Ma conocida como Formación del Crestón (Dávila y Astini, 2002, 2003b; Dávila *et al.*, en prep.), y por debajo de los conglomerados pleistocenos de la Formación Santa Florentina (De Alba, 1979). El Grupo Angulos comprende, de base a techo, las formaciones del Abra, del Buey y El Durazno, que representan la historia neógena del antepaís andino en la región

del Famatina. Sin embargo, la Formación El Durazno, en su tercio superior, es la única unidad que registra edades geocronológicas que la ubican entre 5.8 ± 0.9 y 4.0 ± 0.8 Ma (Tabbutt, 1990). Recientemente, Dávila y Astini (2003c) asignaron las formaciones del Abra y del Buey al Mioceno Medio, sobre la base de consideraciones sedimentológicas y regionales. El rasgo más destacado de la Formación del Buey, predominantemente pelítica, es la presencia de intervalos de calizas bien estratificadas y niveles con abundante bioturbación. Un horizonte calcáreo con *Corbicula stelzneri* (Bodenbender (1922) y faunas de gastrópodos permitirían correlacionar a estos niveles con la ingresión paranaense (~ 14 Ma).

FORMACIÓN EL DURAZNO

La Formación El Durazno tiene su mejor exposición en la quebrada del río del mismo nombre

(Fig. 2) donde fuera definida por Turner (1962). Los 1.122 m de la unidad están constituidos en un 50%

por conglomerados polimícticos medianos a gruesos. El resto de las litologías, en orden de importancia, lo constituyen areniscas gruesas medias, frecuentemente tobáceas, y tobas y areniscas finas a limolitas. Puede ser dividida en cuatro unidades litoestratigráficas (Fig. 3), que son: 1- el Miembro Las Higueras (39 m); 2- el Miembro Santo Domingo (266 m); 3- el Miembro Río Blanco (369 m) y 4- el Miembro El Alamo (448 m). 1- El Miembro Las Higueras está formado por areniscas finas y limolitas, interpretadas como depósitos de abanicos distales y zonas de barreales fangosos. Se desarrolla en concordancia sobre la Formación del Buey, separada por una facies discontinua y delgada de microconglomerados arenosos lenticulares (Fig. 3). 2- El Miembro Santo Domingo, objeto de este trabajo, está formado por areniscas medias con megaestratificación cruzada con interdigitación

de conglomerados lenticulares y fangolitas con grietas de desecación. 3- El Miembro Río Blanco está formado por ignimbritas, tobas retrabajadas, areniscas y conglomerados lenticulares vinculados a un ambiente de interacción volcánico-fluvial (Martina *et al.*, 2003), que se apoya en contacto discordante sobre el Miembro Santo Domingo (Fig. 3). Las tobas soldadas han provisto edades entre $6,9 \pm 1,2$ Ma y $4,0 \pm 0,8$ Ma (Tabbutt, 1987, 1990). Finalmente, 4- El Miembro El Alamo está compuesto por conglomerados polimícticos arenosos, clasto soportados interpretados como depósitos fluviales de ríos entrelazados de alta movilidad (*e.g.*, Bridge, 1993). La Formación El Durazno está cubierta en discordancia angular por los conglomerados polimícticos cuaternarios de la Formación Santa Florentina.

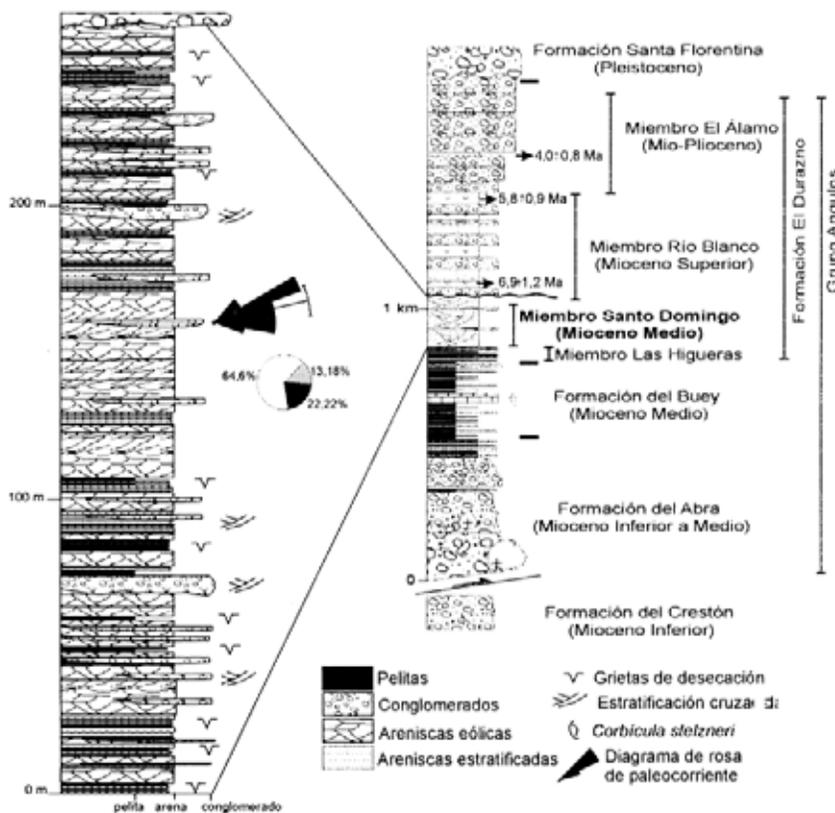


FIG. 3. Columna estratigráfica sintética de la Formación El Durazno (derecha) con un detalle del miembro eólico Santo Domingo (izquierda). El diagrama de rosa indica paleocorrientes medidas en clastos imbricados de conglomerados fluviales (n 26, vector promedio 77°, intervalo de confianza 9°). El diagrama circular muestra la composición porcentual de los clastos que forman los conglomerados del Miembro Santo Domingo (blanco: granodioritas, negro: sedimentitas, gris: volcanitas).

LAS EOLIANITAS DE LA FORMACIÓN EL DURAZNO

Los paquetes de eolianitas que se describen a continuación pertenecen al Miembro arenoso Santo Domingo. Esta unidad, que tiene su mejor exposición en la quebrada del mismo nombre, se extiende por más de 50 km, desde la quebrada del Río Blanco, al sur, hasta la quebrada de Santa Cruz, próxima al límite con la provincia de Catamarca (Fig. 1). Hacia el norte de esta localidad, el Grupo Angulos es suprimido tectónicamente.

Facies de areniscas con megaestratificación cruzada

Constituye bancos muy gruesos de apariencia tabular y colores blanquecinos a rosado claros que forman crestones resistentes dentro del miembro (Fig. 4a). Los conjuntos estratificados alcanzan 50 m de espesor, aunque predominan entre 7 y 15 m y pueden aparecer en capas más delgadas de hasta 0,5 m. La extensión lateral de los cuerpos individuales supera el kilómetro y las relaciones entre extensión lateral y espesor indican geometrías tabulares o mantiformes. Los bancos poseen contactos basales netos, planos y erosivos. Internamente, predominan los paquetes con estratificación cruzada de megaescala (Fig. 4d), con ángulos de reposo que varían entre 23 y 40° en su parte media y terminaciones asintóticas por la base. También existen mesoformas representadas por estructuras festoneadas, estratificación en artesas (Fig. 4a) y conjuntos con laminación paralela con potencias del orden del metro (Fig. 4b), separados por hileras de arenas gruesas, ocasionalmente sabulíticas. Superficies de truncamiento con bajo ángulo son frecuentes en el interior de los bancos de mayor espesor. Un rasgo frecuente, lo constituyen las terminaciones en cuña contra la base de los 'sets' con megaestratificación que alternan con capas de granulometría más fina y homogénea que los cubren de manera asintótica (Fig. 4d). La fábrica interna es poco visible dada la relativa homogeneidad granulométrica. No obstante, se observa frecuente gradación inversa en las capas individuales interpretadas como caras de avalancha en los conjuntos entrecruzados y gradación normal de pequeña escala en los conjuntos con laminación paralela.

Las areniscas carecen de matriz y están débilmente cementadas con carbonatos. Su porosidad es elevada y puede alcanzar el 35% de la roca. Los

granos están compuestos por ~30% de cuarzo, ~30% de fragmentos líticos y ~40% de feldespatos (20% de feldespatos potásicos y 20% de plagioclasa). Dentro del feldespato potásico casi un 50% corresponde a la variedad microclino con desarrollo de la típica macla enrejada. Las micas y minerales pesados resistentes a la abrasión (rutilo, zircón y turmalina) son raros. Pátinas ferruginosas cubren y tiñen superficialmente los granos de cuarzo y le dan color a la roca. Las areniscas se clasifican como arenitas sublíticas-subfeldespáticas según la clasificación modificada de Dott (Pettijohn *et al.*, 1987). La granulometría promedio de estas areniscas va entre 3,0 y 1,5 phi (0,125-0,35 mm) arenas finas a medianas, respectivamente, pero láminas individuales llegan a 0,5 mm (arenas medianas a gruesas), con tamaños máximos de 1,5 mm. Láminas contiguas presentan una marcada bimodalidad. Los granos varían entre subangulosos-subredondeados y redondeados-muy redondeados en granulometrías progresivamente más gruesas. Una vez desagregadas las areniscas, sus granos poseen una distribución polimodal o localmente bimodal platicúrtica, es decir, con una gran dispersión de los datos tanto en la moda gruesa como en la fina. Esto estrictamente implica una selección moderada (Pettijohn *et al.*, 1987).

Interpretación. Tanto las estructuras sedimentarias como la estratofábrica de la sucesión y la textura de las sedimentitas permite interpretarlas como depósitos eólicos. En detalle pueden diferenciarse depósitos a partir de suspensiones turbulentas (Pye, 1987) con mayor homogeneidad granulométrica y tamaños medios y finos, de depósitos residuales, más heterogéneos y con tamaños de grano grueso y hasta gránulo. Mientras que los primeros muestran texturas más angulosas, los segundos poseen muy buen redondeamiento. El carácter bimodal de las areniscas y el contraste textural entre la moda fina y la gruesa indican el modo de transporte contrastado, propio de los depósitos eólicos, donde la población gruesa resulta del arrastre (carga traccional) y la población fina, más angulosa, viaja por suspensión intermitente.

La megaestratificación cruzada es común de depósitos de dunas eólicas de gran tamaño, donde periódicos flujos granulares ('grain flows') con terminación basal cuneiforme se alternan con el fenómeno ininterrumpido de lluvia de granos ('grain fall'),

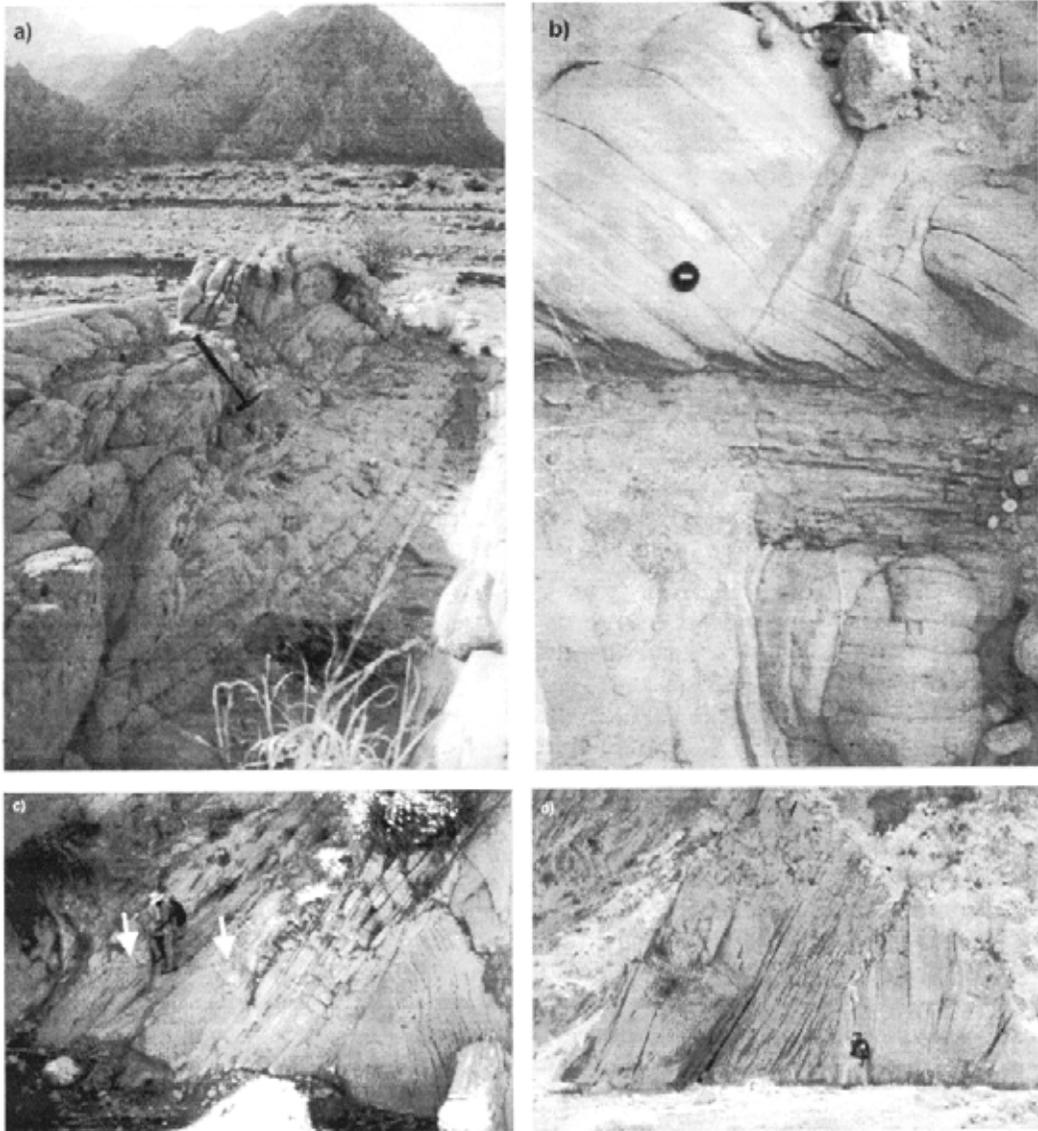


FIG. 4. **a)** Areniscas eólicas del Miembro Santo Domingo de la Formación El Durazno. Véase, en segundo plano (vista hacia el norte), la expresión topográfica de los afloramientos; **b)** Terminación en cuña de un paquete con estratificación cruzada (facies a) sobre niveles fangosos (facies c); **c)** Intercalación de bancos lenticulares conglomerádicos en areniscas con megaestratificación cruzada, indicando interacción eólico-fluvial (facies a y b). Las flechas señalan los conglomerados lenticulares; **d)** Detalle de los conjuntos con megaestratificación cruzada del Miembro Santo Domingo (facies a).

que genera la terminación asintótica. Esta alternancia constituye una característica diagnóstica de depósitos eolianíticos (Hunter, 1977; Nickling, 1994) que, junto con las texturas observadas, permiten interpretar el grueso de las areniscas del Miembro arenoso Santo Domingo como pertenecientes a depósitos eólicos. Asimismo, la presencia de estructuras festoneadas es común a partir de dunas de mesoescala tridimensionales (e.g., McKee, 1966, 1979), mientras que los bancos con laminación

paralela se interpretan como intervalos producidos por migración de trenes de ondulitas de impacto que desarrollan una sutil gradación normal entre lámina y lámina (e.g., Kocurek y Dott, 1981). Los frecuentes contactos con bajo ángulo en los que se acumulan partículas de tamaño arena gruesa y muy gruesa se corresponderían con superficies erosivas y de cambio en las condiciones aerodinámicas interpretadas como superficies de truncamiento internas de distinto orden de magnitud (e.g.,

Brookfield, 1977, 1984; Kocurek, 1981; 1988) donde es común la acumulación de materiales residuales muy redondeados, producto de deflación (Bagnold, 1941; Pye, 1987). En este sentido, las superficies de truncamiento interno de mayor expresión areal han sido utilizadas como elementos claves para interpretar fluctuaciones de la freática que contribuyen a la preservación de registros eólicos (Kocurek y Havholm, 1993; Havholm y Kocurek, 1994).

Facies de areniscas conglomerádicas y conglomerados arenosos lenticulares

Esta facies es recurrente dentro del miembro Santo Domingo y le sigue en orden de importancia a la facies anterior. Está formada por conglomerados arenosos con fábrica clasto soporte (Fig. 4c) de color pardo claro con estratificación cruda, gradación normal y frecuente imbricación. Aparece en lentes de entre 0,5 y 1 m de espesor y se extiende lateralmente por 2-10 m. Presenta bases erosivas con estructuras de corte y relleno (Fig. 4c). El tamaño máximo de clasto puede alcanzar los 0,1-0,15 m. Localmente, se observan clastos agrupados y sobresalientes fuera del límite superior de las capas. La imbricación de los clastos del tipo a(t) b(i) indica direcciones de paleocorrientes hacia el este (77°). La matriz es arenosa gruesa y de composición arcósica, aunque en algunos niveles mejor segregados es más homogénea y fina. Composicionalmente, los clastos de la facies están formados por sedimentitas verdes y rojizas procedentes de unidades paleozoicas y andesitas y granitoides de grano medio, comparables con las expuestas en el núcleo del anticlinal Los Colorados (Fig. 2), indican procedencias del oeste, coherente con los datos de paleocorrientes.

Interpretación. La lenticularidad de los cuerpos con bases erosivas junto a la fábrica clasto soportada, granulometría gruesa, estratificación cruda, y desarrollo de imbricación indican que la facies

se depositó a partir de flujos de fluidos turbulentos. La relación espesor/extensión lateral indica formas canalizadas someras. Estas características son comunes de sistemas de ríos entrelazados medios a distales instalados en planicies de inundación. La presencia de tapices gravosos con clastos protoclivos en depósitos bimodales indicarían una intensa actividad erosiva tras deposición original capaz de eliminar los finos intersticiales, generando depósitos mejor segregados. Estos mantos son comparables a los residuos de deflación descritos por Clemmensen y Abrahansen (1983), típicos de ambientes aluviales sometidos a erosión eólica.

Facies de fangolitas con grietas de desecación

Constituye una facies subordinada dentro del miembro arenoso Santo Domingo, aunque extensamente desarrollada. Forman niveles delgados y muy delgados de pelitas arcillosas de color rojizo, internamente laminados o macizos, con escasas señales de bioturbación (Fig. 4b). El rasgo más característico lo constituyen grietas de desecación que penetran hasta más de 10 cm de profundidad y están rellenas por arenas blanquecinas a rosadas, bien seleccionadas, de posible origen eólico. Los contactos basales suelen ser transicionales gradados a partir de limolitas o areniscas muy finas, mientras que los topes son, en general, netos.

Interpretación. Las fangolitas rojas se interpretan como depósitos de decantación a partir de suspensiones turbulentas cargadas de material pelítico propios de colas de crecientes. La gran distribución areal, reducido espesor y agrietamiento superficial indican una deposición en zonas de encharcamiento o planicies de escaso gradiente, sujetas a periódica desecación y erosión. Este último constituiría el origen de los clastos pelíticos (intraclastos) tan comunes en la carga basal de los conglomerados lenticulares.

PROCEDENCIA Y PALEOVIENTOS

En la región de estudio, la estratigrafía terciaria está controlada por el alzamiento de las sierras de Famatina y de Ramblones/Paimán (Dávila, 2002; Dávila y Astini, 2003c). Estos dos dominios de

procedencia (Figs. 1 y 2) pueden ser discriminados a partir del análisis composicional de los bancos gravosos. El dominio occidental incluye rocas sedimentarias paleozoicas y del Mioceno Inferior,

andesitas y granodioritas de grano medio. Estas últimas son comparables con las expuestas en el Cordón de la Cumbre (Figs. 1 y 2). El dominio oriental está representado por metamorfitas de bajo grado y por granitoides porfíricos de grano grueso comparables con los aflorantes en la sierra de Ramblones y Paimán (véanse Figs. 1 y 2). Los datos de dirección de paleocorrientes tomados en facies fluviales del miembro, con sentido promedio del paleoflujo hacia 77° (Fig. 3), indican que las paleopendientes regionales inclinaban hacia el este. Estos datos son consistentes con la composición de conglomerados tomados a través de toda la Formación El Durazno, en 106 grillas composicionales de 1 m^2 (granodioritas $\sim 64\%$, sedimentitas paleozoicas 22% y volcanitas paleozoicas y del Mioceno Inferior $\sim 13\%$; Fig. 3), que indican una procedencia ininterrumpida desde el occidente, permitiendo interpretar un alzamiento de la sierra de Famatina. En su conjunto, la procedencia de la Formación El Durazno muestra un marcado contraste con la que domina en la base del Grupo Angulos, fundamentalmente procedente desde el este (Dávila, 2002; Dávila y Astini, 2003c).

Los datos de orientación promedio tomados sobre capas frontales en los conjuntos con megaestratificación cruzada del miembro arenoso Santo Domingo e interpretados como caras de avalancha indican paleovientos dirigidos hacia el SSW con una media hacia 198° (Fig. 5a). No obstante, un análisis detallado de la población, discriminados por intervalos de 15° en dos localidades diferentes (Fig. 5b) permite reconocer agrupamientos di-

ferenciados (A, B y C en Fig. 5b), con un diseño bimodal que indica paleocorrientes dominantes hacia el suroeste y sureste. El patrón de distribución de los 'sets' entrecruzados en los diagramas resultantes, permite interpretar a estas eolianitas como del tipo longitudinales o lineales (cf. Glennie, 1970; Ahlbrandt y Fryberger, 1982). Las dunas longitudinales presentan típicos diseños bimodales oblicuos, con escasa desviación y cuya bisectriz coincide con el rumbo del paleoviento (Tsoar, 1982). La dirección de paleovientos inferidos es similar a la de los vientos actuales en la región (ver <http://www.meteonet.com.ar>: Servicio Meteorológico Nacional, Fuerza Aérea Argentina). Esto permite suponer que la circulación atmosférica para el momento de la deposición de las eolianitas de la Formación El Durazno habría sido muy similar a la presente, en la actualidad. Cabe destacar que los datos de paleocorrientes fueron sistemáticamente tomados en la sección media y superior de las capas frontales para eliminar márgenes de error en las medidas que son frecuentes en el tramo basal. La estratificación fue restituida a la horizontal, considerando como eje de rotación la orientación de las unidades limitantes (Miembros El Alamo y Río Blanco) en cada sector de estudio. Cabe aclarar que la metodología de representación gráfica de datos propuesta por Glennie (1970) sobre el hemisferio superior de la red estereográfica equiareal, fue reemplazada por diagramas de rosas, considerando el hemisferio inferior de las redes (Fig. 5).

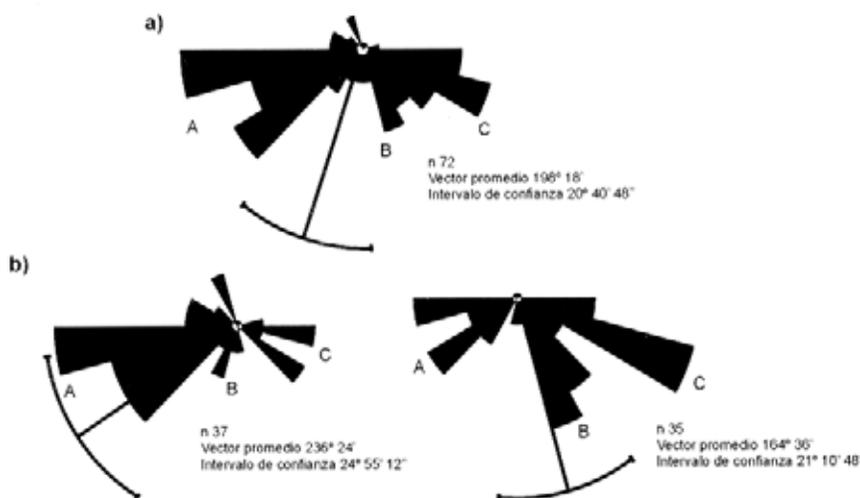


FIG. 5. Diagramas de rosas para el análisis de paleovientos (ver explicación en texto). A, B y C señalan agrupamiento de datos. **a)** Diagrama general, incluyendo la totalidad de datos; **b)** Diagramas discriminando datos de estaciones sobre la quebrada Santo Domingo (izquierda) y quebrada del río Durazno (derecha).

ORGANIZACIÓN VERTICAL Y ASOCIACIÓN DE FACIES

La organización vertical de facies está representada principalmente por una recurrencia de eolianitas y areniscas y conglomerados fluviales (Figs. 3 y 4). Las intercalaciones de pelitas agrietadas son comunes sólo en la sección inferior de la unidad. La marcada alternancia de conjuntos con megaestratificación cruzada y conglomerados arenosos con superficies incisivas (Figs. 3 y 4c), sugiere que cursos entrelazados y efímeros se habrían instalado sobre una planicie arenosa, representada fundamentalmente por dunas eólicas migratorias. Localmente, esta planicie habría desarrollado parches fangosos, producto de encharcamiento y acumulación de material en suspensión luego de crecientes. Los pavimentos agrietados indican desecación periódica en regiones de interdunas, sugiriendo condiciones climáticas semiáridas con intensa evaporación. Los conglomerados arenosos lenticulares indican que la escorrentía superficial fue localmente encausada y la deflación eólica que habría actuado sobre los depósitos aluviales sería responsable de las fábricas bimodales. Esto es común en sistemas con interacción eólico-fluvial (Langford, 1989; Langford y Chan, 1989). Las direcciones de paleocorrientes de los conglomerados y de las paleodunas eólicas sugieren sistemas de interacción complejos, donde el diseño de drenaje de los cursos entrelazados, con dirección general hacia el E, disectaban las formas eólicas que se desplazaban con dirección hacia el sur. Lateralmente, los paquetes eólicos alcanzan pocos metros de potencia e incluso disminuyen su espesor hasta desaparecer a favor de facies fluviales. En la quebrada del Río Blanco (Figs. 1 y 2), el miembro está formado completamente por las fa-

cies fluviales, sugiriendo que la faja fluvial activa se habría posicionado con dirección y posición similar a la actual, reemplazando lateralmente las facies eólicas. Dicho reemplazo ocurre en una distancia de 5 km que separan las quebradas de El Durazno y Río Blanco, donde existen afloramientos continuos (Figs. 1 y 2).

Sistemas modernos de interacción eólico-fluvial son frecuentemente encontrados en ambientes de abanicos aluviales intermontanos, particularmente próximos a frentes de sombra de montaña. Estos sistemas eólicos se generan por descompresión del flujo aéreo al atravesar barreras topográficas (Fryberger y Dean, 1979). En el oeste argentino, hay actualmente numerosos ejemplos desarrollándose en las cuencas intermontanas, tal vez el más extenso es el campo eólico de Médanos Grandes, desarrollado en el antepaís en la provincia de San Juan (Cevallos, 1996; Tripaldi, 2002). Aunque en la actualidad este desierto se encuentra inactivo, las geoformas relictuales han permitido reconstruir su dinámica, sugiriendo que su máximo desarrollo habría coincidido con la fase seca tardioglacial (12-8,5 ka). Las escasas dunas activas son objeto de interacción con sistemas de escorrentía superficial en forma permanente, a partir de redes entrelazadas originadas en los abanicos aluviales circundantes. Cursos temporales inciden sobre los sistemas de dunas eólicas y áreas cubiertas por aluviones deflacionados (Ceballos, 1996). La presencia de superficies de deflación, caracterizadas por pavimentos gravosos, originalmente depositados por flujos ácueos, indica que los vientos actuaron como modeladores del paisaje en competencia con los cursos fluviales.

SEDIMENTOLOGÍA Y NATURALEZA DE LOS CAMPOS EÓLICOS

Dado que depósitos eólicos pueden generarse en una variada gama de situaciones geográficas, siempre y cuando los vientos actúen como agente de degradación y de transporte dominante, es que se procedió a comparar texturas resultantes de depósitos de naturaleza contrastada con aquellos procedentes del Miembro Santo Domingo. Con

este propósito se analizaron muestras de grandes desiertos o planicies arenosas, fuertemente influenciadas por la posición latitudinal en que se desarrollan (pertenecientes a la faja tropical seca), y arenas vinculadas a depósitos eólicos localizados a sotavento de barreras topográficas, donde se generan condiciones de severa restricción climática y

los vientos poseen circulación forzada. Como ejemplo de los primeros se analizaron 23 muestras del mar de arena de Merzouga, coleccionadas por RAA en el año 2001. Este es uno de los campos eólicos vinculados con la faja desértica del Sahara, situado en el noroeste de África entre Marruecos y Algeria. Como ejemplo de los segundos, se coleccionaron y analizaron 36 muestras de depósitos eólicos activos ubicados en el valle del Bermejo (pertenecientes al campo Médanos Grandes, provincia de San Juan) y en el campo de Talampaya circundados por altos de basamento (provincia de La Rioja). El muestreo en depósitos modernos se realizó en distintos sectores de los campos eólicos mencionados, marginales e internos. Asimismo, se muestrearon sectores a sotavento y a barlovento de dunas. Las texturas fueron también comparadas con otras unidades eólicas intercaladas en el Terciario de la Precordillera (Limarino *et al.*, 1987; Milana, 1993), presuntamente depositadas en ambientes intermontanos.

Los depósitos eólicos de Merzouga están representados por arenas cuarzosas muy redondeadas y extremadamente bien seleccionadas. Los tamaños granulométricos varían entre 2 y 2,5 phi (0,177-0,25 mm, respectivamente), estando restringidos a la parte superior de la clase arena fina. La distribución de tamaños es unimodal, mostrando un diseño leptocúrtico (puntiagudo). A pesar de su reducido tamaño las partículas presentan una redondez buena a muy buena y formas siempre equidimensionales. Dentro de los campos de arena no hay variaciones granulométricas ni bimodalidad excepto en los márgenes donde existen transiciones a superficies afectadas por deflación. La composición de los granos es 100% cuarzo, siendo la proporción de otros componentes menor a 1%. Los granos presentan pátinas de óxido que le imprimen color rojizo.

Los depósitos de los campos eólicos intermontanos (campo de Talampaya-valle del Bermejo) son bimodales a polimodales y están representados por arenas con selección regular a mala. Los tamaños granulométricos agrupados en torno a la moda 'fina' varían entre 4,0 y 1,0 phi (0,062-0,5 mm, respectivamente) que representan granulometrías entre el extremo inferior de las arenas finas y el extremo superior de las arenas medianas, con una moda entre 2 y 3 phi (0,25-0,125 mm, respectivamente) que representan las arenas finas. Los

tamaños granulométricos en torno a la moda gruesa van entre 0,5 y -1,0 phi (0,71-2,0 mm, respectivamente), y abarcan el rango de las arenas gruesas y muy gruesas con la moda en 1,0 y 0,0 phi (0,5-1,0 mm, respectivamente). Ambas subpoblaciones son platicúrticas (representando distribuciones aplanadas). Respecto a la redondez, la población gruesa es subredondeada a redondeada, mientras que en la población fina dominan los granos angulosos a subangulosos. En ambas poblaciones se reconoce un cierto número de granos con caras cristalinas (cuarzos prismáticos). Asimismo, los granos presentan menor esfericidad, existiendo en ambas subpoblaciones un porcentaje de hasta 5% de granos prolados. La composición de la fracción fina varía entre arenas cuarzosas y sublíticas-subfeldespáticas (con ~90-95% cuarzo, ~5% líticos, ~5% feldespatos), mientras que la composición de la fracción gruesa es de arenas líticas (55% líticos, 40% cuarzo, 5% feldespato, <1% pesados). Dentro de los fragmentos líticos dominan los de origen volcánico, estando subordinados metamórficos y sedimentarios (Tripaldi, 2002). En la fracción fina pátinas de óxido están presentes, en forma similar a las halladas en las arenas del Sahara.

El intenso reciclado de las arenas del Sahara (cf. McKee, 1979; Mainguet y Chemin, 1983) queda demostrado por su notable madurez textural y mineralógica, hecho que notoriamente contrasta con los depósitos de desiertos intermontanos. Estos últimos poseen no sólo una limitada madurez textural con distribución granulométrica polimodal y mayor angulosidad promedio de todas las fracciones granulométricas, sino una marcada inmadurez mineralógica que permite la preservación de minerales y fragmentos de rocas, fácilmente degradables. El único rasgo común es la ausencia de micas que, en el caso del Sahara, son inexistentes y en los depósitos intermontanos representan componentes muy minoritarios. La fuente proximal de las arenas junto al limitado tiempo de retrabajo y abrasión, la naturaleza intermitente de los flujos eólicos y la interacción con sistemas fluviales en regiones intermontanas, son responsables de la limitada madurez de estas eolianitas.

Del análisis efectuado y de la comparación con las características de las eolianitas del miembro Santo Domingo surge con claridad que los materiales de este último se generaron en condiciones

más próximas a las de los depósitos relativamente inmaduros, como los desarrollados en situaciones intermontanas actuales, con fuentes relativamente próximas y baja tasa de reciclado. Esto explica su composición sublítica-subarcósica, la distribución polimodal a bimodal extendida (platicúrtica) y el pobre redondeamiento y baja esfericidad relativa de los granos. Además, la intercalación con conglomerados y mantos de crecida son atributos comunes en el ambiente intermontano, como se demostró en el apartado anterior.

La comparación con las eolianitas terciarias del ámbito de la Precordillera (Limarino *et al.*, 1987; Milana, 1993) muestra importantes similitudes tanto composicionales como texturales que indicarían

ambientes sedimentarios semejantes con tasas de reciclado reducidas, propias de los campos eólicos intermontanos. En las áreas fuentes, a su vez, habrían dominado vulcanitas y rocas graníticas, tal como lo sugiere la composición de los fragmentos líticos y la elevada proporción de feldespatos. A pesar de que Limarino *et al.* (1987) no diferenciaron entre los feldespatos de las eolianitas de Precordillera, en el caso de los paquetes de la Formación El Durazno, nuestro análisis permitió discriminar tanto plagioclasas frecuentemente zoneadas (~20%) de origen volcánico de feldespatos potásicos (~20%) y, en particular, de microclino, que indica importantes fuentes graníticas como contribuyentes al sistema.

EDAD DEL MIEMBRO EÓLICO SANTO DOMINGO

En los Andes centrales, los espesos mares de arena eólicos del Mioceno (Milana, 1993) se han vinculado con la fase de desarrollo temprano de las cuencas de antepaís y con la historia de formación de la faja plegada y corrida andina (Jordan *et al.*, 1993). Estos niveles fueron empleados como una manifestación del inicio del levantamiento y consecuente restricción climática. Según Jordan *et al.* (1993) una fase de levantamiento de corta duración generó, a partir de ~20 Ma, un antepaís climáticamente restringido que favoreció el desarrollo de unidades eólicas. Las principales unidades de origen eólico se ubican entre los 19-13 Ma (Mioceno Inferior a Medio, Milana 1993; Jordan *et al.*, 2001).

El espesor y continuidad regional de las eolianitas de la Formación el Durazno, junto a su posición estratigráfica, suprayaciendo a la Formación del Buey (~14 Ma) e infrayaciendo a tobas datadas en $6,9 \pm 1,2$ Ma, permitiría correlacionarlas con los paquetes del Mioceno Medio expuestos en

la región de la Precordillera. Asimismo, un reciente estudio en la región norte de Famatina (Río Santa Cruz, Fig. 1b) permitió reconocer una sucesión de eolianitas de ~130 m de espesor en la sección media de la Formación del Crestón, recientemente datada en ~17 Ma (Dávila *et al.*, en prep.), la que se correlacionaría con los niveles eolianíticos del Mioceno Inferior de la Precordillera argentina. El contacto discordante junto al cambio drástico de los sistemas deposicionales entre el miembro eólico (Miembro Santo Domingo) y la asociación volcánico-fluvial del Miembro Río Blanco (Martina *et al.*, en prensa), sugiere la existencia de una importante discontinuidad estratigráfica entre ellas (Fig. 3). Estas eolianitas ubicadas en la vertiente oriental del Famatina, a >100 km al noreste de las descritas en la precordillera, representarían el afloramiento más oriental de unidades eólicas miocenas medias registradas hasta la fecha.

INTERACCIÓN PALEOCLIMA-TECTÓNICA EN LA EVOLUCIÓN DEL ANTEPAÍS FRAGMENTADO ANDINO

El clima y la tectónica están directa e indirectamente relacionados. La conexión directa entre el clima y la tectónica está dada por los procesos de distribución de tierras y alzamiento de barreras orográficas, que condicionan la circulación atmos-

férica, el ciclo hidrológico y los procesos de meteorización (Hay, 1996; Horton, 1999). A su vez, indirectamente, el volcanismo, levantamiento (exhumación) y meteorización, como resultado de procesos de subducción entre placas, introducen y con-

sumen gases atmosféricos (Hay, 1996). La ubicación de los principales desiertos andinos está directamente controlada por la tectónica. Un ejemplo de lo anterior es el desarrollo de sombras de precipitación por la acción de barreras topográficas (Volkheimer, 1971; Jordan *et al.*, 1997). Asimismo, la tectónica también juega un rol importante en el potencial de preservación de los depósitos, a través de los procesos de subsidencia, tasa de sedimentación y en el patrón de distribución de facies desérticas (Glennie, 1970).

El desarrollo de sucesiones eólicas en el Famatina sugiere un levantamiento de regiones próximas en el Mioceno Medio que habrían actuado, a la vez, como barrera paleoclimática y área fuente (Fig. 6), superpuesto al patrón de zonalidad climática (Hanwell, 1980; Flower y Kennett, 1994). Los datos de paleocorrientes y composición de los conglomerados indican la presencia de bloques de basamento granítico ya exhumados para el momento de la deposición del Miembro Santo Domingo (Dávila, 2002). Un progresivo ascenso tectónico de la región habría tenido lugar durante el Mioceno Medio, interrumpiendo la evolución de la cuenca de antepaís asimétrica (cf. Jordan *et al.*, 2001). Este evento se vincularía, estrechamente, con la formación de depocentros menores dentro del antepaís fragmentado. El ascenso de bloques de basamento dentro del antepaís se habría iniciado entre los 19 y 13 Ma, contraponiéndose con estudios previos (Malizia *et al.*, 1995; Jordan *et al.*, 2001; Ramos *et al.*, 2002), donde se sugieren edades de ~6,5 Ma para el inicio de dicha fragmentación.

El levantamiento mioceno asignado a la fase Quechua de la orogenia andina habría generado

una barrera climática efectiva, tal como lo sugieren las eolianitas miocenas de la Precordillera argentina. El clima en las regiones alejadas del frente montañoso, en el antepaís, habría estado influenciado por los vientos húmedos del océano Atlántico (Starck y Anzótegui, 2001; Kleinert y Strecker, 2001). Considerando la barrera orográfica andina, la influencia pacífica en el Famatina debe haber sido exigua. De no existir barreras por el este, la influencia de vientos del océano Atlántico debería haber producido intensas precipitaciones y el registro estratigráfico consistente con depósitos de climas más húmedos. Recientes estudios de trazas de fisión en apatitas indican que las Sierras Pampeanas septentrionales (Sierra de Quilmes, 24°47'S y 64°40'W) comenzaron a levantarse en el Mioceno Medio (Reynolds *et al.*, 2000), en forma contemporánea con el desarrollo de campos eólicos en el Famatina. Nuestra hipótesis permitiría sugerir que elevaciones topográficas debieron limitar igualmente el borde oriental del Famatina (*e.g.*, proto-sierra de Velasco, Fig. 6). Así podría explicarse la severa restricción climática promovida por el desarrollo de depocentros intermontanos en una paleotopografía de antepaís fragmentado. Esta situación resulta consistente con el desarrollo de campos de dunas eólicas y un corredor submeridional con paleovientos de dirección promedio hacia el sur. Asimismo, la exhumación del Famatina habría restringido el paso de los vientos atlánticos hacia el antepaís más interno, incrementando la restricción climática en la cuenca del Bermejo.

Las eolianitas del Famatina son consistentes con la propuesta de un cambio paleoclimático en el Mioceno Medio sugerido por Starck y Anzótegui



FIG. 6. Perfil esquemático de un sector del antepaís andino central, a la latitud del Famatina, durante el Mioceno Medio y su relación con la circulación de vientos húmedos provenientes del océano Atlántico (adaptado de Starck y Anzótegui, 2001).

(2001) para el noroeste argentino, a <100 km al noreste de la región de estudio (entre 22 y 26°S y 66 y 64°W). La Formación del Buey (Mioceno Medio) que infrayace a la Formación El Durazno, indica ambientes húmedos, con recurrentes niveles con paleoflora de ambientes húmedos (Ottone, comunicación escrita, 2003), paleosuelos, bio-turbación y sistemas lacustres asociados. Esto sugiere que el límite transicional entre estas unidades

representa el registro fósil de un importante cambio climático, que en nuestra región se vincularía a la exhumación de bloques de basamento y posterior restricción por efecto de barreras topográficas. No obstante, no se descarta que el calentamiento climático global sugerido para el Mioceno Medio (~16-14 Ma, e.g., Anderson y Borns, 1997) haya influido en la región incrementando la influencia de las barreras topográficas en el paleoclima local.

DISCUSIÓN E INFERENCIAS SOBRE EL ANTEPAÍS FRAGMENTADO

La evolución paleoclimática del Famatina y su vinculación con la historia de fragmentación del antepaís propuesta en este trabajo difiere de la historia sugerida en trabajos previos (e.g., Jordan *et al.*, 2001; Limarino *et al.*, 2001; Ramos *et al.*, 2002), donde se infiere una fragmentación más tardía y desarrollo de un antepaís asimétrico hasta ~7 Ma (e.g., Jordan *et al.*, 2001). Estudios de procedencia (Dávila, 2002) y la posición estratigráfica, junto al análisis paleoambiental y de paleocorrientes de las unidades aflorantes sobre la vertiente oriental de la sierra de Famatina (Dávila y Astini, 2003c) permiten deducir que durante la casi totalidad del Mioceno la cuenca de Vinchina (ubicada al oeste) y la región de estudio no estuvieron vinculadas. El registro estratigráfico de las cuencas a ambos lados del Famatina (Fig. 7) sugiere que dichos depocentros habrían evolucionado en forma independiente, ya que no existe identidad estratigráfica entre ellos. La correlación de las formaciones Vinchina y Toro Negro con el Grupo Angulos (Ramos, 1999) sería errónea, ya que la edad de $6,9 \pm 1,2$ Ma (Tabbutt, 1987, 1990) proviene del Miembro Río Blanco de la sección media-superior de la Formación El Durazno, unidad cuspidal del Grupo Angulos (Figs. 3 y 7). En consecuencia, el resto de las unidades del Grupo Angulos serían más antiguas, mediando entre las tobas datadas y las eolianitas una importante discontinuidad (Fig. 3). La edad de $6,9 \pm 1,2$ Ma le permitió a Reynolds (1987: p. 153) y Tabbutt (1990) interpretar que la sedimentación en la Formación Vinchina antecedió al levantamiento del Famatina, dado que los conglomerados del Miembro El Alamo, que proceden desde un alto de basamento, suprayacen a las tobas datadas (Figs. 3 y 7). Este umbral

granítico (Fig. 7) fue interpretado como el núcleo del Famatina por Tabbutt (1990). Los conglomerados en la vertiente oriental muestran que el basamento estuvo, sin embargo, involucrado en la deformación desde la sedimentación de la Formación del Crestón (~17 Ma, Dávila y Astini, 2003b; Dávila *et al.*, en prep.) y que rocas graníticas estuvieron expuestas antes y durante la sedimentación de la unidad eólica (ver composición de las areniscas y los conglomerados asociados) que infrayace a las tobas datadas por Tabbutt (1990).

A diferencia de lo que ocurre en la vertiente oriental, las fuentes sedimentarias neógenas de la cuenca de Vinchina habrían sido el arco volcánico andino y bloques de basamento metamórfico (Ramos, 1970; Tripaldi *et al.*, 2001). La composición tanto de los conglomerados como de las areniscas muestra proporciones variables de volcanitas ácidas y mesosilícicas y de metamorfitas de grado medio y alto (Fig. 7). La Formación Vinchina (Turner, 1964; Ramos, 1970) con una edad mínima de 14,5 Ma (Mioceno Medio, Re y Barredo, 1993) constituiría parte de un depocentro fuertemente subsidente durante toda su historia, desconexo de la historia de relleno del Grupo Angulos. Esto indicaría que ambos depocentros habrían evolucionado independientemente, tal como surge de nuestro análisis, no constituyendo variaciones laterales dentro de una misma cuenca, como ha sido recientemente sugerido (e.g., Ramos, 1999; Jordan *et al.*, 2001). A diferencia de la reciente interpretación de Limarino *et al.* (2001) y Tripaldi *et al.* (2001) se interpreta la estrecha cuenca miocena de Vinchina como una cuenca subalimentada, desarrollada a dorsal del Famatina, en un contexto de antepaís fragmentado. En este sentido, el desarrollo de sistemas

fluviales axiales en la base de la Formación Vinchina (Limarino *et al.*, 2001) indica la existencia de una divisoria de aguas que habría actuado como una barrera desde más temprano que lo

anteriormente supuesto. Estudios en ejecución permitirán dar más precisiones sobre los mecanismos flexurales que habrían influido en la configuración de estas cuencas.

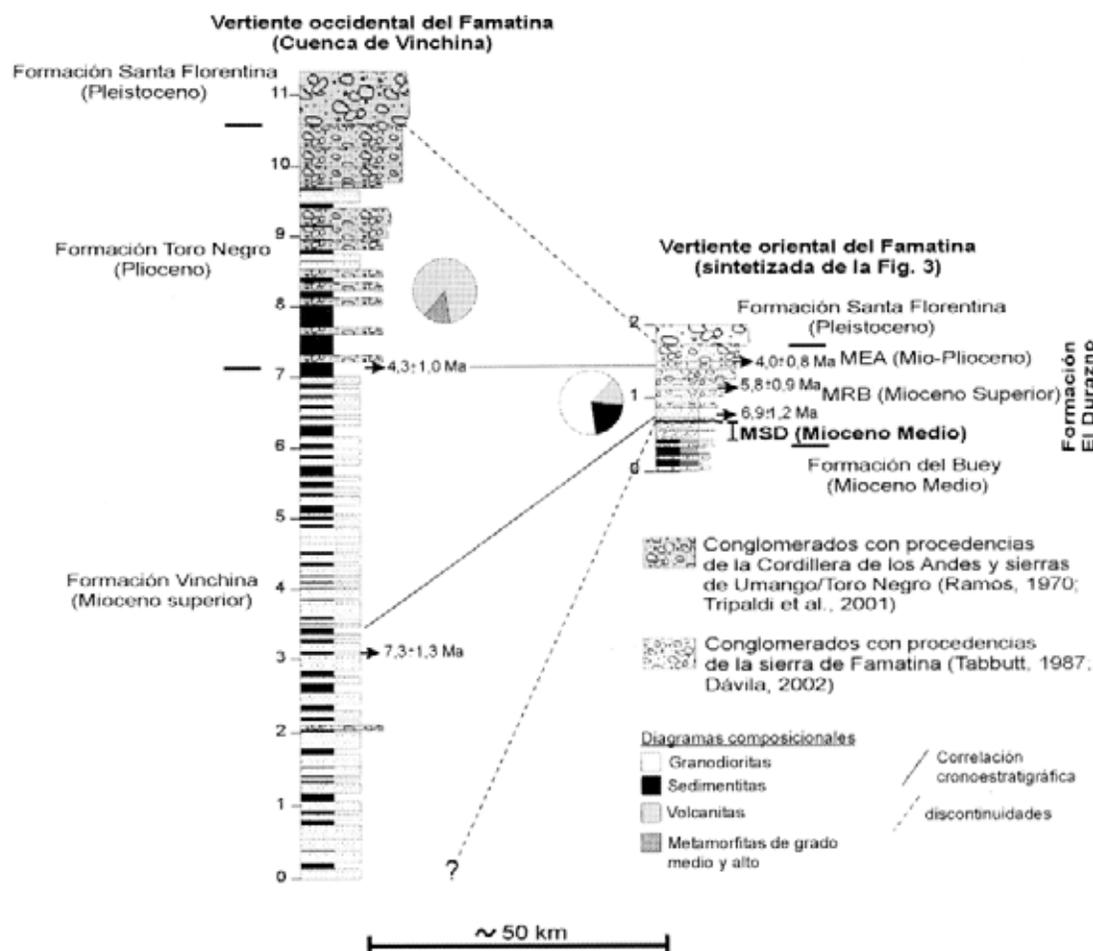


FIG. 7. Correlación estratigráfica y contrastes composicionales de columnas expuestas a ambos lados del Famatina. Al oeste de la sierra de Famatina (izquierda), columna de las Formaciones Vinchina y Toro Negro (modificada de Ramos, 1970, 1999; Limarino *et al.*, 2001) y al este de la sierra de Famatina (derecha), columna de la Formación El Durazno sintetizada de la figura 3. Diagramas composicionales de conglomerados fluviales acompañan ambas columnas y permiten interpretar diferentes fuentes de procedencia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias a los subsidios de la 'American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Foundation' y la 'International Association of Sedimentologists (IAS)' otorgado a uno de los autores (FMD) y de la Secretaría de Ciencias y

Técnica de la Universidad Nacional de Córdoba (SECyT 104/02) otorgado al segundo autor (RAA). Este último agradece especialmente a N. Haumoui por su guía durante el 'Business Meeting and Field Excursion 2001' al Sahara marroquí. Los estudiantes

F. Martina y M. Ezpeleta colaboraron con las tareas de campo. Esta contribución constituye parte de la tesis doctoral en desarrollo de F.M. Dávila. El trabajo fue mejorado por los comentarios y observaciones de los árbitros T.E. Jordan (Cornell

University, U.S.A.), J. Le Roux (Universidad de Chile) y R. Paskoff (Universidad de Lyon, Francia). Asimismo, se agradecen discusiones con el Dr. J.P. Milana (Universidad de San Juan) sobre temas relacionados.

REFERENCIAS

- Ahlbrandt, T.S.; Fryberger, S.G. 1982. Eolian deposits. In *Sandstones and Depositional Environments* (Scholle, P.A.; Spearing, D.; editors). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, No. 31, p. 11-48. Tulsa.
- Aceñolaza, F.G.; Miller, H.; Toselli, A. 1996. Geología del Sistema de Famatina. *Münchner Geologische Hefte. Reihe A Allgemeine Geologie*, A19, 410 p. Munich.
- Anderson, B.G.; Borns, H.W. 1997. *The Ice Age World. Scandinavian University Press*, 229 p. Oslo.
- Astini, R.A. 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 53, p. 445-460.
- Astini, R.A. 1999. El Ordovícico del Sistema de Famatina. In *Geología del Noroeste Argentino* (González Bonorino, G.; Omarini, R.; Viramonte, J.; editores). In *Congreso Geológico Argentino, No. 15*, Vol. 1, p. 152-158. Salta.
- Astini, R.A.; Dávila, F.M. 2002. El Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) en el Famatina (28°-29°S), Andes Centrales del oeste argentino. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, p. 241-254.
- Bagnold, R.A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Chapman and Hall*, 265 p. Londres.
- Barazangi, M.; Isacks, B.I. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, Vol. 4, p. 686-692.
- Bodenbender, G. 1922. El Nevado de Famatina. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, Vol. 16, No. 1. Buenos Aires.
- Bridge, J.S. 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transportation and deposition in braided rivers. In *Braided Rivers* (Best, J.L.; Bristow, C.S.; editors). *Geological Society Special Publications*, Vol. 75, p. 13-71. Londres.
- Brookfield, M.E. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, Vol. 24, p. 303-332.
- Brookfield, M.E. 1984. Eolian facies. In *Facies models* (Walter, R.G.; editor). *Geoscience Canada*, p. 53-70. Ontario.
- Cevallos, M.F. 1996. Mares de arena de sombra de montaña: comparación entre un sistema fósil (Miembro El Palque) y un sistema actual (Desierto Medanos Grandes). Tesis de Licenciatura (Inédito), *Universidad Nacional de San Juan*, 188 p. San Juan.
- Clemmensen, L.B.; Abrahansen, K. 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin, Permian (Scotland). *Sedimentology*, Vol. 30, p. 311-339.
- Dávila, F.M. 2002. Composición de los conglomerados sinorogénicos del Terciario de la Sierra de Famatina, y su relación con la fragmentación del antepaís andino central. *Reunión Argentina de Sedimentología*, No. 9, p. 73. Córdoba.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A. 2002. Geología de la Formación del Crestón, sierra de Famatina, Argentina: sedimentación paleógena en el antepaís andino? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 57, p. 463-482.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A. 2003a. Discordancias progresivas en los depósitos pre-neógenos del Famatina (Formación del Crestón), La Rioja, Argentina y su implicancia en la cronología evolutiva del antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 58, p. 109-116.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A. 2003b. Early Miocene syn-orogenic strata in Famatina (Central Andean broken foreland): wedge-top depozone, proximal foredeep sedimentation or a different setting? In *Latin American Congress of Sedimentology*, No. 3, p. 182-183. Belém Brazil.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A. 2003c. Early Middle Miocene broken foreland development in the southern Central Andes: Evidence for extension prior to regional shortening. *Basin Research*, Vol. 15, No. 3, p. 379-396.
- Dávila, F.M.; Schmidt, C.J.; Astini, R.A. 2001. 450 Million years of episodic co-axial folding, Central Andes, Famatina, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, p. A448. Boston.
- Dávila, F.M.; Astini, R.A.; Schmidt, C.J. 2003. Unravelling 470 m.y. of shortening in the Central Andes and documentation of Type 0 superposed folding, Famatina Ranges, Western Argentina. *Geology*, Vol. 31, p. 275-278.
- De Alba, E. 1979. El Sistema de Famatina. In *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*, Vol. 1, p. 349-395. Córdoba.

- Flower, B.P.; Kennett, J.P. 1994. The middle Miocene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 108, p. 537-555.
- Fryberger, S.G.; Dean, G. 1979. Mechanisms for the formation of aeolian sand seas. In *A Study of Global Sand Seas* (McKee, E.D.; editor). *United States Geological Survey, Professional Paper*, Vol. 1052, p. 137-169.
- Galli, C.I.; Hernández, R.M. 1999. Evolución de la Cuenca de Antepaís de la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, Vol. 34, p. 167-184.
- Glennie, K.W. 1970. Desert sedimentary environments. *Development in Sedimentology*, Vol. 14, 111 p. Elsevier, Amsterdam.
- Hanwell, J. 1980. Atmospheric processes. *George Allen and Unwin*, 97 p. Boston.
- Havholm, K.G.; Kocurek, G. 1994. Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: Clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstones. *Sedimentology*, Vol. 41, p. 913-934.
- Hay, W.W. 1996. Tectonics and climate. *Geologische Rundschau*, Vol. 85, p. 409-437.
- Horton, B.K. 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, Vol. 18, p. 1292-1304.
- Hunter, R.E. 1977. Basic types of stratification in small aeolian dunes. *Sedimentology*, Vol. 24, p. 361-387.
- Jordan, T.E. 1995. Retroarc foreland basins. In *Tectonics of Sedimentary Basins* (Busby, C.J.; Ingersoll, R.V.; editors). *Blackwell Science*, p. 331-362.
- Jordan, T.A.; Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, Vol. 286, p. 737-764.
- Jordan, T.E.; Alonso, R.N. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South latitude. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 71, p. 49-64.
- Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 94, p. 341-361.
- Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Damanti, J.F.; Drake, R.E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30°-31° S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, Vol. 101, p. 135-156.
- Jordan, T.E.; Reynolds, J.H.; Erikson, J.P. 1997. Variability in the age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16°-33°30' S. In *Tectonic uplift and climate change* (Ruddiman, W.F.; editor), *Plenum Press*, p. 41-61. New York.
- Jordan, T.E.; Schlunegger, F.; Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 775-798.
- Kleinert, K.; Strecker, M.R. 2001. Climate change in response to topographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa María basin, northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 113, p. 728-742.
- Kocurek, G. 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentology*, Vol. 28, p. 753-780.
- Kocurek, G. 1988. First-order and super-bounding surfaces in aeolian sequences-bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, Vol. 56, p. 193-206.
- Kocurek, G.; Havholm, K.G. 1993. Eolian sequences stratigraphy-A conceptual framework. In *Siliciclastic Sequences Stratigraphy* (Weimer, P.; Posamentier, H.W.; editors). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, No. 58, p. 393-410. Tulsa.
- Kocurek, G.; Dott, R.H. 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of aeolian sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 51, p. 579-595.
- Langford, R.P. 1989. Fluvial-aeolian interaction: Part I, modern systems. *Sedimentology*, Vol. 36, p. 1023-1035.
- Langford, R.P.; Chan, M.A. 1989. Fluvial-aeolian interaction: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, Vol. 36, p. 1037-1051.
- Limarino, C.O.; Sessarego, H.L.; López Gamundí, O.R.; Gutiérrez, P.R.; Césari, S.N. 1987. Las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito en el área de la Ciénaga, oeste de Huaco, provincia de San Juan: estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 42, p. 153-167.
- Limarino, C.O.; Tripaldi, A.; Marensi, S.; Net, L.; Re, G.; Caselli, A. 2001. Tectonic control on the evolution of fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 751-762.
- Maignet, M.; Chemin, M.-C. 1983. Sand seas of the Sahara and Sahel: an explanation of their thickness and sand dune type by the sand budget principle. In *Eolian Sediments and Processes* (Brookfield, M.E.; Ahlbrandt, T.S.; editors). *Developments in Sedimentology*, Vol. 38, p. 353-363. Elsevier, Amsterdam.
- Malizia, D.C.; Reynolds, J.H.; Tabbutt, K.D. 1995. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. *Sedimentary Geology*, Vol. 96, p. 231-255.
- Martina, F.; Dávila, F.M.; Petrinovic, I.A.; Astini, R.A. 2003. Sedimentary features and paleoenvironments of the Late Miocene volcanic setting in the Famatina Ranges, South-Central Andes. In *Latin-American Congress of Sedimentology*, No. 3, p. 127-128. Belém, Brasil.

- McKee, E.D. 1966. Structures and dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, Vol. 7, p. 1-69.
- McKee, E.D. 1979. Introduction to a study of global sand seas. *United States Geological Survey, Professional Paper*, No. 1052, p. 83-139.
- Milana, J.P. 1993. Estratigrafía de las eolianitas en la zona de Jachal-Huaco, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 48, p. 283-298.
- Nickling, W.G. 1994. Aeolian sediment transport and deposition. In *Sediment Transport and Depositional Processes* (Pye, K.; editor). *Blackwell Scientific Publication*, p. 293-350. Oxford.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E.; Siever, R. 1987. Sand and Sandstones. *Springer Verlag*, 553 p. New York.
- Pye, K. 1987. Aeolian dust and dust deposits. *Academia Press*, 334 p. Londres.
- Ramos, V.A. 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la sierra de los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 25, p. 359-382.
- Ramos, V.A. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. In *Geología Argentina* (Campos, R.; editor). *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales*, No. 29, Vol. 22, p. 651-682. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2000. The southern Central Andes. In *Tectonic evolution of South America* (Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A.; editors). *International Geological Congress*, No. 31, p. 561-604. Río de Janeiro.
- Ramos, V.A.; Cristallini, E.O.; Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 59-78.
- Re, G.H.; Barredo, S.P. 1993. Esquema de correlación de las Formaciones terciarias aflorantes en el entorno de las sierras Pampeanas y de la Precordillera argentina. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 12 y *Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 2, Vol. 2, 172-179. Buenos Aires.
- Reynolds, J.H. 1987. Chronology of Neogene Tectonics in Western Argentina (27°-33°S) based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Tesis Doctoral (Inédito), *Dartmouth College*, 353 p. Hanover.
- Reynolds, J.H.; Galli, C.I.; Hernández, R.M.; Idleman, B.D.; Kotila, J.M.; Hilliard, R.V.; Naeser, C.W. 2000. Middle Miocene tectonic development of the Transition Zone, Salta Province, northwest Argentina. Magnetic stratigraphy from the Metán Subgroup, Sierra de González. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 112, p. 1736-1751.
- Salfity, J.A.; Gorustovich, J.A.; González, R.E.; Monaldi, C.R.; Marquillas, R.A.; Galli, C.I.; Alonso, R.N. 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes centrales de la Argentina. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 13 y *Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 3, Vol. 1, p. 453-471. Buenos Aires.
- Starck, D.; Anzotegui, L.M. 2001. The late miocene climatic change-persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 763-774.
- Tabbutt, K.D. 1987. Fission track chronology of foreland basins in eastern Andes: magmatic and tectonic implications. Tesis de Maestría (Inédito), *Dartmouth College*, 100 p. Hanover.
- Tabbutt, K.D. 1990. Temporal constraints on the tectonic evolution of Sierra de Famatina, Northwestern Argentina, using the fission-track method to date tuff interbedded in synorogenic clastic sedimentary strata. *Journal of Geology*, Vol. 98, p. 557-566.
- Tabbutt, K.D.; Naeser, C.W.; Jordan, T.E.; Cervený, P.F. 1989. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 44, p. 408-419.
- Tripaldi, A. 2002. Sedimentología y evolución del campo de dunas de Médanos Grandes (provincia de San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, Vol. 9, p. 65-82.
- Tripaldi, A.; Net, L.; Limarino, C.O.; Marensi, S.; Re, G.; Caselli, A. 2001. Paleoaambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 56, p. 443-465.
- Tsoar, H. 1982. Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 52, No. 3, p. 823-831.
- Turner, J.C.M. 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región oeste (La Rioja). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, Vol. 43, p. 5-54.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción Geológica de la Hoja 15C, Vinchina (provincias de Catamarca y La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, Vol. 100, 81 p. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M. 1971. Descripción Geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincias de Catamarca y La Rioja). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, Vol. 126, 106 p. Buenos Aires.
- Volkheimer, W. 1971. Aspectos paleoclimáticos del Terciario argentino. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 'Bernardino Rivadavia'*, Vol. 1, p. 243-262.