



# Edad y paleoambiente de la Formación del Buey (Mioceno), sierra de Famatina, La Rioja, Argentina: evidencias sedimentológicas y palinológicas

Viviana D. BARREDA<sup>1</sup>, Eduardo G. OTTONE<sup>2</sup>, Federico M. DÁVILA<sup>3</sup> y Ricardo A. ASTINI<sup>3</sup>

**Abstract.** AGE AND PALAEOENVIRONMENT OF THE DEL BUEY FORMATION, FAMATINA RANGE, LA RIOJA, ARGENTINA: SEDIMENTOLOGICAL AND PALYNOLOGICAL EVIDENCES. Sedimentary facies and palaeoenvironments are described and interpreted from the del Buey Formation, Famatina Range, La Rioja Province. Miospores and algae are reported for the first time in this unit. The del Buey Formation is mainly composed by pinkish to reddish shales, some conglomerates, and conspicuous levels of mudstones, interpreted as braidplain and lacustrine deposits. The palynological assemblage, recovered from the lacustrine facies, is scarce and low-diversified. It is composed by probably allochthonous Podocarpaceae, together with Malvaceae and mostly halophytic-xerophytic herbs and shrubs of Chenopodiaceae, Ephedraceae, Convolvulaceae and Asteraceae, as well as tropical taxa such as *Magnaperiporites* (Convolvulaceae?) and *Senipites* (Symplocaceae). The assemblage also contains Pteridophyta, Bryophyta and Chlorococcales (*Botryococcus* and *Pediastrum*). Species of Malvaceae and Sparganiaceae/Thyphaceae would represent the vegetation of a freshwater lake, a habitat adequate to the development of planktonic green algae, whereas the remaining taxa could have developed in lacustrine marginal environments. The record of xerophytic and tropical taxa coupled with the development of calcretes and intrasedimentary gypsum suggest semiarid and warm to warm-temperate climate conditions. Recent isotopic data indicate a Middle Miocene age for the del Buey Formation, palynological evidence supports this temporal assignment.

**Resumen.** Se analizan las facies y los paleoambientes sedimentarios de la Formación del Buey, sierra de Famatina, provincia de La Rioja. Se dan a conocer además, los primeros resultados palinológicos para esta unidad. La Formación del Buey está compuesta en forma mayoritaria por pelitas rosáceas a rojizas, con intercalaciones de conglomerados finos y conspicuos niveles carbonáticos, interpretados como depósitos fluviales entrelazados y lacustres. La asociación palinológica proviene de la facies lacustre, es poco abundante y diversa, y está integrada por polen, esporas y algas de agua dulce. El espectro polínico está compuesto por Podocarpaceae, probablemente alóctonas, Malvaceae, hierbas y arbustos mayormente xerofíticos y halofíticos de Chenopodiaceae, Ephedraceae, Convolvulaceae y Asteraceae junto con formas de distribución tropical como *Magnaperiporites* (Convolvulaceae?) y *Senipites* (Symplocaceae). También se reconocen pteridofitas, briofitas y algas Chlorococcales (*Pediastrum* y *Botryococcus*). Especies de Malvaceae y Sparganiaceae/Thyphaceae constituirían la vegetación de un lago de agua dulce, un hábitat adecuado para el desarrollo de algas verdes planctónicas, en tanto que las formas restantes se habrían desarrollado en los márgenes del lago. El registro de especies xerofíticas y halofíticas, el desarrollo de calcretes y de yeso intrasedimentario, junto a la presencia de elementos tropicales sugieren condiciones semiáridas y temperaturas templado-cálidas a cálidas. Dataciones radimétricas recientes indican una edad miocena media para la Fm. del Buey; la evidencia palinológica es consistente con este rango temporal.

**Key words.** Argentina. Famatina range. Miocene. Sedimentology. Palynology.

**Palabras clave.** Argentina. Sierra de Famatina. Mioceno. Sedimentología. Palinología.

## Introducción

El registro estratigráfico de las sucesiones sinorogénicas del antepaís andino ha sido tradicionalmen-

te interpretado como un ejemplo de aridización progresiva como consecuencia del alzamiento de la Cordillera de los Andes (Jordan *et al.*, 1997). Este efecto topográfico, conocido como "sombra de precipitación", habría impedido el ingreso de vientos húmedos del océano Pacífico a la región intermontana del oeste argentino, controlando el paleoclima de la región desde el Mioceno hasta nuestros días. No obstante, recientes estudios sedimentológicos, estratigráficos y paleontológicos en sucesiones neógenas muestran episodios paleoclimáticos más húmedos intercalados en la potente sucesión cenozoica del antepaís (Starck y Anzótegui, 2001; Bossi *et al.*, 2002; Dávila y Astini, 2003a, 2003b). Esto resulta inconsis-

<sup>1</sup>Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Avenida Ángel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina. [vbarreda@macn.gov.ar](mailto:vbarreda@macn.gov.ar)

<sup>2</sup>Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2 Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

<sup>3</sup>Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Pabellón Geología, Ciudad Universitaria, Avenida Vélez Sarsfield 1611, 5016 Córdoba, Argentina.

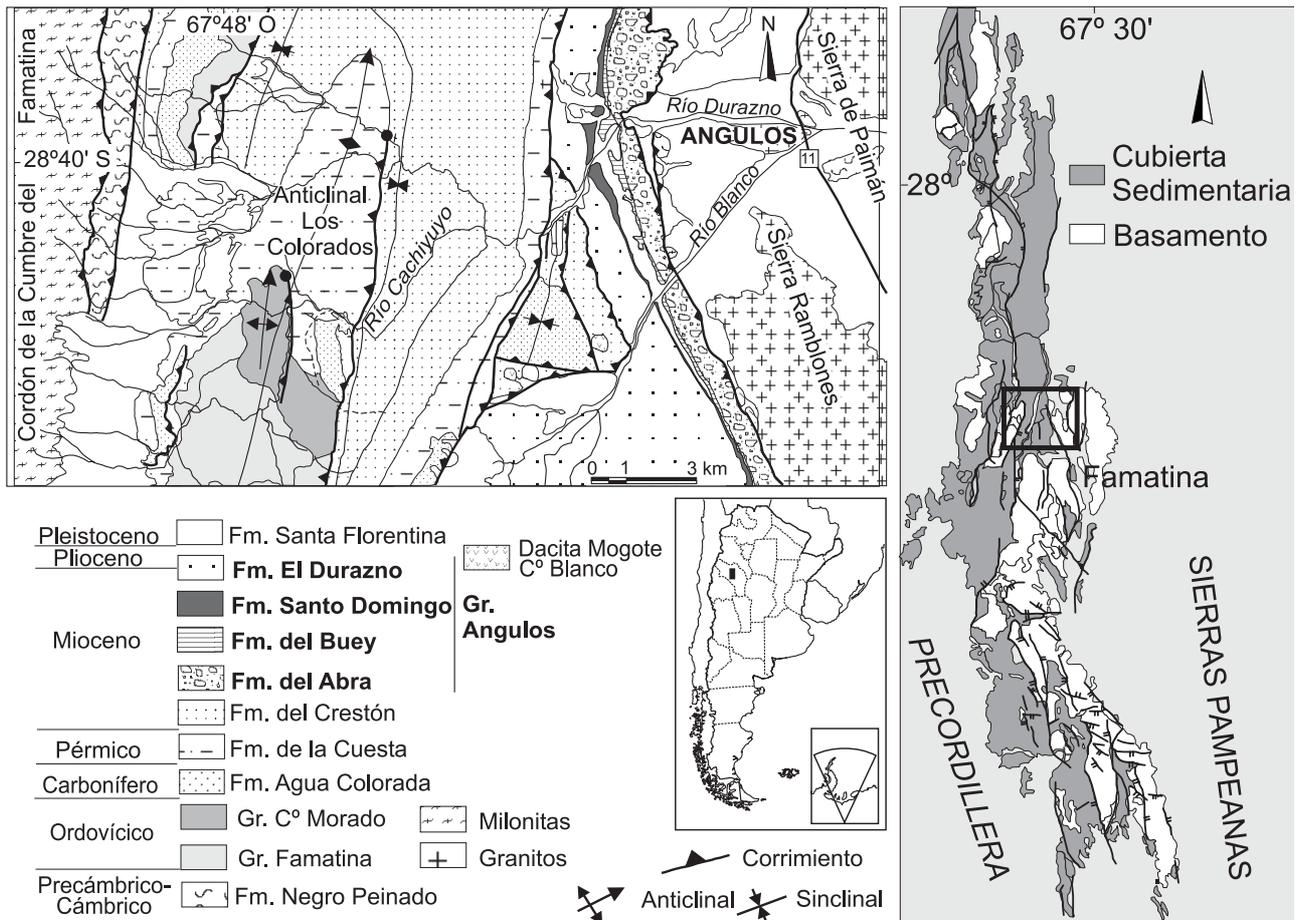


Figura 1. Mapa de ubicación/ location map.

tente con un modelo de aridización progresiva generada como resultado de la orogenia andina. Una alternativa es la de un episodio transgresivo asignado a la transgresión marina paranaense que habría interrumpido la sedimentación continental aproximadamente hace 14 Ma y posiblemente contribuido a cambiar momentáneamente las condiciones climáticas de la región andina (Pérez *et al.*, 1996). Sin embargo, son escasas las evidencias inequívocas a favor de esta hipótesis y sobre todo de la extensión areal que se le confiere al mar paranaense (Dávila, 2003; Información inédita de FMD).

El objetivo de este trabajo es integrar los resultados obtenidos por evidencias sedimentológicas y palinológicas a los efectos de interpretar las condiciones paleoclimáticas imperantes durante la depositación de la Fm. del Buey en la sección media del Grupo Angulos (Neógeno), aflorante en la región central del Famatina. De esta manera se intenta aportar nuevas evidencias sobre la presencia de episodios húmedos o xéricos en el Neógeno del oeste argentino y asimismo, cotejar los datos cronoestratigráficos que brindan los palinomorfos con los obtenidos previamente

sobre la base de correlaciones estratigráficas y dataciones radimétricas (Dávila y Astini, 2003a; Dávila, 2005).

### Marco geológico

En la vertiente oriental de la sierra de Famatina aflora una espesa sección neógena de hasta 1942 m, originalmente referida por Bodenbender (1922) como "Estratos Calchaqueños", y más tarde nominada Grupo Angulos (Turner, 1962). Este grupo, recientemente enmendado por Dávila (2005), está constituido por cuatro formaciones: del Abra, del Buey, Santo Domingo y El Durazno. Estas unidades afloran a lo largo de una angosta faja plegada y corrida entre altos de basamento (figura 1) y pueden seguirse por más de 100 km desde sus secciones más australes, próximas a la localidad de Sañogasta (De Alba, 1979a), hasta sus afloramientos más septentrionales cercanos a la localidad de Fiambalá (González Bonorino, 1972). El Grupo Angulos se dispone en contacto tectónico por encima de una espesa secuen-

cia de antepaís conocida como Formación del Crestón recientemente datada en ~17 Ma (Mioceno Temprano; Dávila y Astini, 2002, 2003c; Dávila *et al.*, 2004) y subyace en discordancia a los conglomerados pleistocenos de la Formación Santa Florentina (De Alba, 1979b; Lencina, 1994). La edad del Grupo Angulos ha sido discutida en la bibliografía del Terciario del Famatina (De Alba, 1979b). Esta fue tentativamente ubicada entre el Oligoceno y el Mioceno por correlación con otras unidades del ámbito andino. Dataciones en la sección inferior de la Formación El Durazno (Miembro Río Blanco) le permitieron a Tabbutt (1990) acotarla al Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. No obstante, esta edad solo correspondería al tope del grupo, ya que los niveles datados se ubican por encima de una discordancia ubicada a casi 1000 m de la base de la unidad (Dávila y Astini, 2003b; Dávila, 2005). El hallazgo de niveles de calizas estromatolíticas portadores de *Corbicula stelzneri* Doering en esta región (Bodenbender, 1922; Dávila y Astini, 2003a, 2003b), fue potencialmente asociada con los niveles con microforaminíferos y microflora que se desarrollaron durante la incursión paranaense en otras regiones del oeste argentino (Pérez *et al.*, 1996). Esto permitiría ubicar a la Formación del Buey en el Mioceno medio (~14 Ma). Esta inferencia resulta consistente con su posición estratigráfica entre la Formación del Crestón datada en 17 Ma (Mioceno Temprano, Dávila *et al.*, 2004) y el paquete de eolianitas de la Formación Santo Domingo correlacionable con otros paquetes eólicos del Mioceno medio de la región andina asignados a ~13 Ma (Milana, 1993; Jordan *et al.*, 1993, 2001; Dávila y Astini, 2003b; Dávila, 2005). Dataciones radimétricas recientes, realizadas en secuencias volcánicas de la Formación El Durazno, han permitido reasignar a las formaciones del Abra, del Buey y Santo Domingo al Mioceno medio (Dávila y Astini, 2003a, 2003b; Dávila, 2005).

La Formación del Buey, objeto de este trabajo, ocupa una posición intermedia en el Grupo Angulos (figura 2) y tiene un espesor de 348 m en su sección tipo entre las quebradas de los ríos Durazno y Blanco (figura 1). La unidad suprayace en transición a la Formación del Abra y de la misma forma subyace a la Formación Santo Domingo (Dávila, 2005). Su base está definida por un aumento neto en la proporción de pelitas (figura 2). Se trata de una unidad predominantemente pelítica, de color rosado pardusco a rojiza. Ocasionalmente, se intercalan conglomerados finos mantiformes y lenticulares, y niveles carbonáticos tabulares, en parte nodulares y en parte finamente laminados con extensión lateral (>1 km). Estos niveles presentan localmente una abundante malacofauna y desarrollo de trazas pertenecientes a la icnofacies de *Scoyenia* en su tope (Dávila, 2005).

## Materiales y métodos

Se procesaron para palinología cinco muestras provenientes de la Fm del Buey siguiendo métodos estándar. El único horizonte fértil (Muestra FDB1) aflora sobre la quebrada del río Blanco, a unos 2 m de la base de la unidad (figura 2). Los preparados se encuentran depositados en el Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN-UBA (Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires), bajo la sigla BAFC-PI. Los especímenes ilustrados están identificados por el número del preparado y las referencias del *England finder*. V.D. Barreda y E.G. Ottone realizaron la sección palinológica del trabajo. F.M. Dávila y R. A. Astini colectaron las muestras y son responsables de la información geológica brindada que se detalla a continuación.

## Resultados

### Sedimentología

**Descripción de facies.** Las facies de areniscas finas a muy finas y limolitas micáceas rojizas están finamente estratificadas en bancos de entre 0,01 y 0,1 m, rítmicamente intercaladas con fangolitas macizas y laminadas de color rojizo, aunque se destacan algunos intervalos de hasta 1 m de espesor de pelitas de color verde y amarillento (figura 2). Los paquetes más arenosos poseen contacto basal neto ondulado e internamente muestran gradación normal. En su base, pueden presentar capas residuales con abundantes gránulos y guijas junto a intraclastos pelíticos. Las estructuras dominantes son conjuntos de estratificación en artesas de espesor decimétrico y espesor individual de entre 0,05 y 0,3 m. Los niveles limoarenosos desarrollan laminación cruzada de tipo escalonada y algunos topos suelen mostrar intensa bioturbación. Más raramente se observaron retrabajos dados por trenes de ondulitas simétricas con longitudes de onda variables. Localmente aparecen grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia, pero no se ha observado yeso ni pseudomorfo de cristales de halita.

La ritmicidad del depósito es característica de ambientes distales con respecto a abanicos y propia de barreales fangosos, en donde los niveles arenosos representan los depósitos formados a partir de crecidas y los términos más pelíticos la depositación desde decantación, que a veces ocurren en cuerpos de agua someros. La mayoría de las estructuras indican regímenes de flujo bajos y corrientes menguantes, común en depósitos marginales o distales respecto de abanicos aluviales, y comparables a depósitos de mantos de crecida y llanuras de inundación (*cf.* Williams, 1971; Olsen, 1989). Las pelitas verdes y amarillentas

por su parte sugieren depósitos lacustres someros en un paleoambiente más reductor, como suele ocurrir en lagos de poca profundidad. Localmente, facies canalizadas con residuos de lecho y mejor estructuradas se consideran como de origen fluvial entrelazado (e.g., Bridge, 1993) o de ríos efímeros (Parkash *et al.*, 1983; Tunbridge, 1984; Stear, 1983).

La facies de calizas tabulares está formada por niveles bien estratificados de hasta 0,8 m de espesor (figura 2). En ocasiones poseen una división doble con un término inferior de carbonatos nodulares y uno superior con marcada laminación. Los carbonatos nodulares del tramo basal están compuestos por nódulos de areniscas feldespáticas muy finas que alcanzan 6 cm de diámetro, aglutinados con cemento calcáreo y proporciones de micrita que llegan a >25%. Estos están rodeados por material silicoclástico fino (arcillas, limos y areniscas finas). El conjunto está

atravesado por tubos verticales y subverticales fuertemente calcificados con geometría simple o ramificada de hasta 0,1 m de largo. Algunos poseen menor diámetro (reellenos con textura interna fibrosa) y una estructura más simple. Estos horizontes nodulares sugieren la formación de calcretes de origen pedogénico (cf. Wright, 1990) y junto con el desarrollo de tubos calcificados subverticales pueden interpretarse como niveles de paleosuelos incipientes, probablemente comparables a horizontes Bk de suelos calcáreos (Zaleha, 1997). Asimismo, asociado a los calcretes, se observaron niveles arcillosos con presencia de *peds* y cristales de yeso intrasedimentario, sugiriendo el desarrollo de horizontes de iluviación. Los tubos calcificados indican formación de rizoconcreciones y rizolitos, y la instalación de una cubierta vegetal desarrollada (Retallack, 2001). El tamaño y diversidad de los rizolitos evidencia una vegetación diversifica-

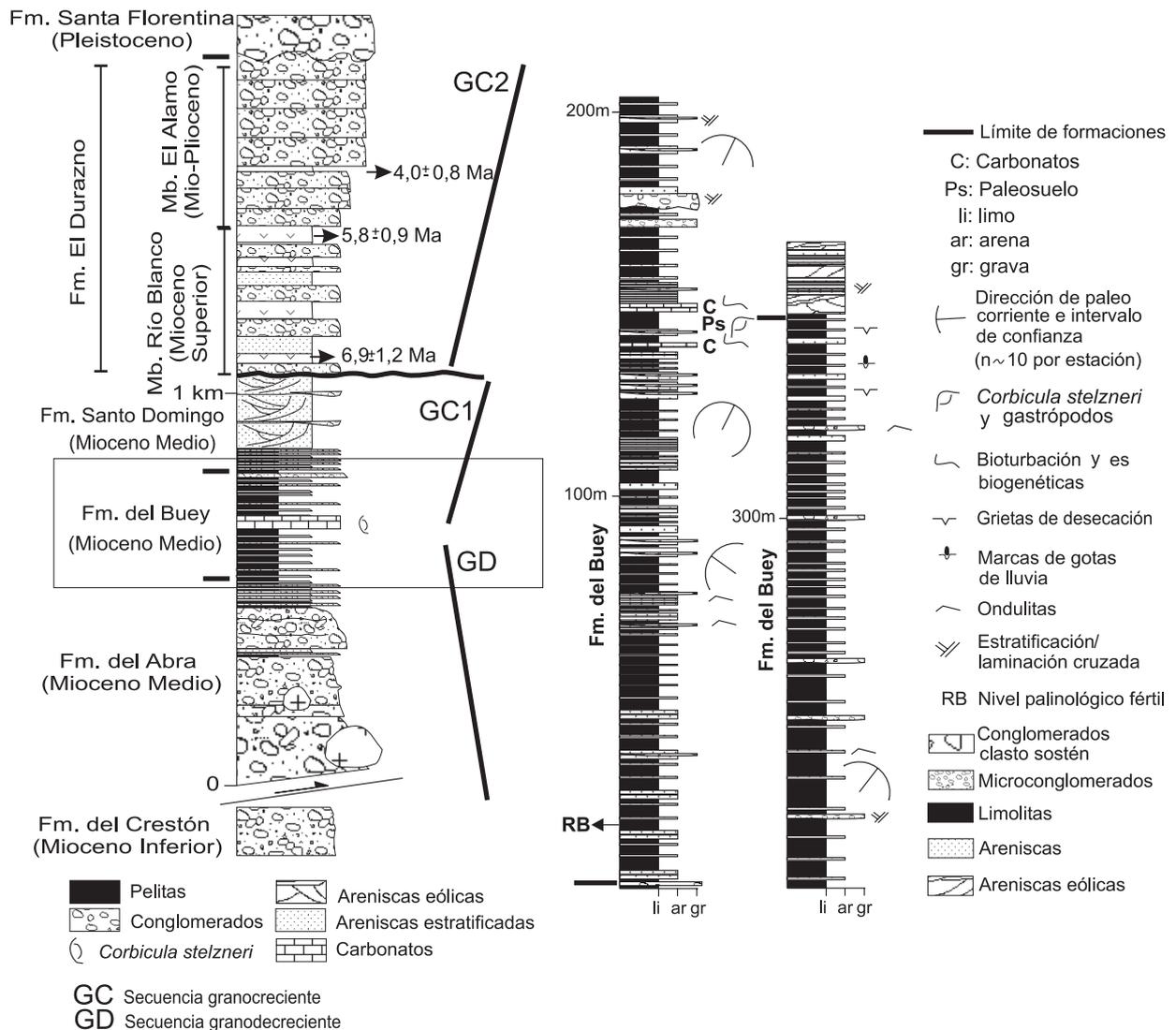


Figura 2. Sección litológica de la Formación del Buey / schematic section of the del Buey Formation.

da. La ausencia de importante moteado indica buenas condiciones de drenaje durante la formación del suelo (Brinkman, 1977).

La subfacies de carbonatos laminados aparece en capas muy tabulares de hasta 0,5 m de potencia (figura 2) y >1 km de extensión lateral. Desarrollan laminación muy fina y paralela del orden del milímetro, localmente crenulada, que consiste en una alternancia de láminas de calcarenitas peloidales muy finas con láminas continuas de micrita grumular (<100 micras). Ambas láminas incluyen proporciones de hasta 5% de limos detríticos donde se reconocen cuarzo, escasos granos de feldespato (plagioclasas) y algunas láminas de mica. La laminación es ocasionalmente interrumpida por tubos subhorizontales. Al microscopio, se observan estructuras filamentosas de posibles cianobacterias y fragmentos de valvas finas fragmentadas, posiblemente asignables a bivalvos. El registro fósil de estos niveles está representado por bivalvos asignados a *Corbicula stelzneri* Doering descritos originalmente en Bodenbender (1922) y gastrópodos con estructura globosa. El tope de los carbonatos laminados aparece frecuentemente como un nivel muy bioturbado, con desarrollo de tubos sinuosos horizontales, comúnmente con desarrollo visible de meniscos, pertenecientes a la icnofacies de *Scoyenia* (Buatois com. pers., 2002). Esta subfacies se interpreta como depósitos estromatolíticos y de carbonatos bandeados. Las láminas ricas en peloides y en fracción detrítica sugieren una fábrica carbonática biogénica con mezclas de detríticos producto de influjo por escorrentía superficial. Las láminas finas de micrita nebulosa pueden ser interpretadas como producto de la construcción de tapices cianobacterianos (Demico y Hardie, 1994). La presencia de silicoclastos sugiere una interacción con sistemas clásticos que temporal y localmente no habrían sido importantes como para inhibir la producción carbonática. El espesor de los horizontes carbonáticos laminados, junto a su gran distribución areal y sus características sedimentológicas y paleontológicas permite interpretar la instalación periódica de cuerpos lacustres perennes (Tucker y Wright, 1990).

Los conglomerados finos a muy finos, ocasionalmente intercalados, tienen una fábrica clasto a matriz soportada y aparecen con geometrías tabulares hasta lenticulares y con espesores de hasta 1 m. Internamente desarrollan conjuntos con estratificación cruzada de bajo ángulo y en artesa (figura 2). Estos sugieren depósitos de cursos fluviales poco profundos y de sinuosidad moderada compatibles con ríos entrelazados donde las gravas se acumulan temporalmente formando barras transversales en cursos efímeros formados como depósitos de relleno de canales en ambientes fluviales entrelazados (Bridge, 1993).

**Interpretación de los paleoambientes sedimentarios.** Los ciclos arenosos con bases levemente erosivas sugieren

flujos no confinados depositados como capas eventuales o por desborde de cursos fluviales entrelazados sobre planicies fluviales fangosas, estas últimas construidas por decantación residual durante la retracción de los cuerpos de agua (Williams, 1971; Olsen, 1989). Localmente, bancos conglomerádicos con desarrollo de estructuras tractivas pueden interpretarse como depósitos de canales fluviales entrelazados explayados (Bridge, 1993). La ritmicidad del depósito, escasez de superficies de reactivación y la granulometría fina dominante sugieren agradación en paleoambientes de barreales fangosos con desarrollo local de cursos entrelazados en la zona de abanicos aluviales distales. La presencia de horizontes carbonáticos indica una relativa tranquilidad o pausa en el influjo de material epiclástico, consistente con áreas depositacionales de muy poca pendiente. Los horizontes pedogenéticos suelen asociarse con niveles arcillosos de posible origen edáfico e indican el desarrollo de sistemas de paleosuelos relícticos amalgamados. Comúnmente estos indican períodos geomorfológicos de estabilidad del paisaje (Kraus, 1999) y sedimentación condensada. Otra evidencia de relativa calma depositacional está dada por el desarrollo de las calizas estromatolíticas (Wright, en Tucker y Wright, 1990) que indicarían episodios lacustres de desarrollo temporal. En su conjunto, la asociación de facies es consistente con ambientes de escaso gradiente en posición distal respecto de abanicos aluviales y situados lejos del frente montañoso. Esto permite inferir la ausencia de una topografía condicionante durante la depositación de la unidad, típica de regiones geomorfológicamente maduras, sujetas a estadios de peneplanización (Burbank y Anderson, 2000). La ausencia de facies evaporíticas y la presencia de una cubierta vegetal herbáceo-arbustiva que habría favorecido el desarrollado de paleosuelos sugieren condiciones climáticas semiáridas con marcada estacionalidad, durante la depositación de la Formación del Buey. Esto habría favorecido el desarrollo de cuerpos lacustres que localmente habrían sido lo suficientemente profundos como para preservar los restos palinológicos que se documentan en el trabajo.

### *Palinología*

**Descripción de la asociación.** La asociación palinológica proviene de un único horizonte fértil (Muestra FDB1), ubicado próximo a la base de la Formación del Buey (figura 2). Corresponde a un nivel de pelitas verdes a amarillentas que representa a la facies interpretada como depósitos lacustres someros. La asociación palinológica es poco abundante y de baja diversidad, y está compuesta por elementos de origen continental. Los palinomorfos se

encuentran mal preservados, muy afectados por corrosión y desgaste.

Las podocarpáceas alcanzan una representación relativa moderada, siendo los únicos elementos arbóreos de la asociación. La alta productividad polínica de la familia (Ogden y Stewart, 1995) y el hecho que se dispersen a grandes distancias sugieren, sin embargo, que la misma habría sido un componente externo a la cuenca. El resto de la asociación está constituido por quenopodiáceas, efedráceas, convolvuláceas y asteráceas, elementos herbáceo-arbustivos indicativos de una vegetación abierta. También se reconocen symplocáceas pero en bajas proporciones. Las malváceas son particularmente abundantes y diversas, se identificaron tres tipos polínicos, y alguna de ellas puede haber integrado la vegetación del lago. Especies del género actual *Hibiscus* forman parte de comunidades herbáceas flotantes en pantanos y áreas de marismas (Croat, en Graham, 1988). Este hábitat habría sido compartido por otras hierbas acuáticas como las esparganiáceas/tifáceas, las algas de agua dulce y algunas briófitas (Frederiksen, 1985; Martin, 1990). Es significativa la presencia de *Magnaperiporites* sp. (probable Convolvulaceae), elemento característico de asociaciones de regiones tropicales (Muller *et al.*, 1987). El género *Magnaperiporites* González Guzmán, tiene registros para el Eoceno?/ Mioceno de Colombia (González Guzmán, 1967; Dueñas, 1980), Oligoceno de Brasil (Pares Regali *et al.*, 1974b) y Oligoceno/Pleistoceno de Venezuela (Lorente, 1986), constituyendo esta cita la primera mención del género en Argentina, y en el marco sudamericano, la referencia más meridional del mismo, ya que hasta este momento, el límite más austral de su distribución era la cuenca Espíritu Santo en Brasil, emplazada sobre el Atlántico a ca. 20° lat. S (Pares Regali *et al.*, 1974a, 1974b).

#### Lista de especies identificadas y afinidades botánicas

##### Algas Chlorococcales

<i>Botryococcus</i> sp.	Botryococcaceae
<i>Pediastrum</i> sp.	Hydrodictyaceae

##### Briófitas

Espora de briofita indet. (fig. 4.A)	Cleveaceae: <i>Peltolepis</i>
<i>Reboulisporites fuegiensis</i>	
Zamaloa y Romero (fig. 3.L)	Aytoniaceae: <i>Reboulia</i>

##### Pteridófitas

<i>Cicatricosisporites</i> sp. (fig. 4.H)	Schyzaeaceae
<i>Leptolepidites</i> sp. (fig. 3.I)	Dennstaedtiaceae: <i>Leptolepia</i>
<i>Murcingulisporis chenquensis</i>	
Barreda (fig. 3.K)	Pteridaceae: <i>Pteris</i>

##### Gimnospermas

<i>Equisetosporites claricristatus</i> (Shakmundes)	
Barreda	Ephedraceae
<i>Equisetosporites notensis</i> (Cookson)	
Romero (fig. 3.I)	Ephedraceae
<i>Podocarpidites</i> spp. (fig. 4.D)	Podocarpaceae

##### Angiospermas

<i>Baumannipollis</i> sp. cf. <i>B. evae</i>	
Anzótegui y Cuadrado (figs. 3.B-F)	Malvaceae
<i>Baumannipollis</i> sp. 1 (fig. 3.A)	Malvaceae
<i>Baumannipollis</i> sp. 2 (fig. 3.G)	Malvaceae
<i>Chenopodipollis chenopodiaceoides</i> (Martin)	
Truswell (fig. 3.H)	Chenopodiaceae
<i>Magnaperiporites</i> sp. (fig. 4.F-G)	Convolvulaceae?
<i>Mutisiapollis</i> sp. (fig. 4.C)	Asteraceae: <i>Mutisia</i>
<i>Senipites</i> sp.	Symplocaceae: <i>Symplocos</i>
<i>Sparganiaceapollenites barungensis</i>	
Harris	Sparganiaceae/Thyphaceae
<i>Tricolpites trioblatus</i>	
Mildenhall y Pocknall (fig. 4.B)	Convolvulaceae: <i>Wilsonia/Cressa</i>
<i>Tubulifloridites antipodica</i> Cookson (fig. 4.E)	Asteraceae

**Interpretación del paleoambiente e inferencias temporales.** La asociación palinológica proveniente de la única muestra fértil de la Formación del Buey presenta especies características de asociaciones neógenas (Cookson, 1947; Mildenhall y Pocknall, 1989); la presencia de *T. trioblatus* y *T. antipodica* sugiere una edad no mayor que Mioceno. Los primeros registros en Argentina de estas especies se dan en zonas del Mioceno Temprano y Mioceno Temprano alto, respectivamente (Barreda y Palamarczuk, 2000b). La presencia de estos taxones, asociada a un conjunto diverso de malváceas, abundantes chenopodiáceas y efedráceas y otras asteráceas son indicativas de esta edad. Por otra parte, las asociaciones palinológicas más afines son las descritas para el Mioceno temprano a medio de las provincias de San Juan y La Rioja, en las formaciones Pachaco, La Ollita, Chinchos y Cerro Morado (Prámparo *et al.*, 1995; Barreda *et al.*, 1998; Ottone *et al.*, 1998; Limarino *et al.*, 1999; Barreda *et al.*, 2003). También se encontraron similitudes generales con la asociación proveniente de la Formación Paraná, cuenca Chacoparanense (Anzótegui y Garralla, 1986). Asociaciones del Mioceno tardío, como las identificadas en las formaciones Barranca Final, Palo Pintado y Puerto Madryn (Guler *et al.*, 2001; Mautino y Anzótegui, 2002; Palazzesi y Barreda, 2004), tienen menor afinidad. En ellas la abundancia y especialmente la diversidad de asteráceas es mayor, sugiriendo que estas asociaciones están separadas temporalmente de la aquí analizada. Se reconocen, además, semejanzas con asociaciones del Mioceno temprano de la cuenca del Golfo San Jorge (Formación Chenque) y de la Cuenca Austral (formaciones Monte León y Centinela), en particular, en la composición de las comunidades herbáceo-arbustivas, con presencia de quenopodiáceas, efedráceas, convolvuláceas y asteráceas (Barreda, 1996;

Barreda y Palamarzuck, 2000a; Guerstein *et al.*, 2004). Cabe agregar que estas deducciones son totalmente consistentes con las obtenidas por los análisis estratigráficos (véase más arriba, Dávila, 2005).

Desde el punto de vista paleoambiental la asociación palinológica sugiere la existencia de un cuerpo de agua dulce a salobre, en cuyo entorno se habría desarrollado un paisaje abierto, con comunidades halófitas y xerófitas, integradas por quenopodiáceas y convolvuláceas. Las quenopodiáceas son características de ambientes litorales, y se desarrollan sobre suelos halinos expuestos a períodos de desecación (Frederiksen, 1985; Martin, 1989); entre las convolvuláceas, los géneros actuales *Wilsonia* y *Cressa*, a los que es afín *T. trioblatius*, son tolerantes a condiciones de salinidad y alcalinidad (Martin, 2000). Estas dos familias son comunes en depósitos marinos del Mioceno de Patagonia (formaciones Monte León, Chenque, Puerto Madryn, Barranca Final) formando parte de comunidades litorales especializadas. Otras formas xerofíticas presentes son las efedráceas y, en parte, las asteráceas. Algunas de las especies de briófitas reconocidas, afines a los géneros *Reboulia* y *Peltolepis* son calcífilos (Boros *et al.*, 1993). Las condiciones de temperatura habrían sido templado cálidas a cálidas, a juzgar por la presencia de elementos de distribución tropical como *Magnaperiporites* (probable Convolvulaceae) (González Guzmán, 1967; Pares Regali *et al.*, 1974b; Dueñas, 1980; Lorente, 1986) y *Senipites* sp. (Symplocaceae) (Heywood, 1993; Richards, 1998).

## Conclusiones

Sobre la base del análisis conjunto de las distintas disciplinas involucradas pueden arribarse a las siguientes conclusiones:

La depositación de la Formación del Buey habría estado controlada por una sedimentación mayormente fluvial, en un período de relativa estabilidad del paisaje, con desarrollo de cuerpos lacustres semiperennes. La cubierta vegetal, en su mayoría herbáceo-arbustiva, es indicativa de condiciones climáticas semiáridas, interpretación que es coincidente con la presencia de especies calcífilas, el desarrollo de calcretes y de cristales de yeso intrasedimentario.

La documentación de especies de distribución tropical sugiere condiciones de temperatura templado-cálidas a cálidas.

La edad de la Formación del Buey sería Mioceno, muy probablemente Mioceno medio teniendo en cuenta datos geológicos y la distribución conocida de las especies presentes, así como también sus afinidades con otras asociaciones estudiadas.

Se documenta por primera vez para Argentina el género *Magnaperiporites*.

## Agradecimientos

El CONICET, la UBA y el Museo de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" brindaron todas las facilidades necesarias para realizar el estudio palinológico. R. Astini agradece a la Secretaría de Ciencia y Tecnología y a la Universidad Nacional de Córdoba por los subsidios otorgados para estudiar la geología de Famatina. F. Dávila agradece a la IAS (*International Association of Sedimentologists*) y la AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*) por el apoyo económico para estudiar la historia cenozoica del antepaís andino. Los autores desean expresar su agradecimiento a A. Graham y a un revisor anónimo por las valiosas sugerencias aportadas en calidad de árbitros de la Revista.

## Bibliografía

- Anzótegui, L.M. y Garralla, S. 1986. Estudio palinológico de la Formación Paraná (Mioceno superior) (Pozo Josefina, provincia de Santa Fé, Argentina). Parte I. Descripciones sistemáticas. *Revista de la Facultad de Ciencias Exactas, Naturales y Agrimensura* 6: 101-176.
- Anzótegui, L.M. y Cuadrado, G. 1996. Palinología de la Formación Palo Pintado, Mioceno superior, provincia de Salta, República Argentina. Parte I: Taxones nuevos. *Revista Española de Micropaleontología* 28: 77-92.
- Barreda, V.D. 1993. Late Oligocene?-Miocene pollen of the families Compositae, Malvaceae and Polygonaceae from the Chenque Formation, Golfo San Jorge Basin, southeastern Argentina. *Palynology* 17: 169-186.
- Barreda, V.D. 1996. Bioestratigrafía de polen y esporas de la Formación Chenque, Oligoceno tardío?-Mioceno de las provincias de Chubut y Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 33: 35-56.
- Barreda, V.D. y Palamarzuck, S. 2000a. Palinomorfos continentales y marinos de la Formación Monte León en su área tipo, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 37: 3-12.
- Barreda, V.D. y Palamarzuck, S. 2000b. Estudio palinoestratigráfico integrado del entorno Oligoceno Tardío-Mioceno en secciones de la costa patagónica y plataforma continental argentina. En: F.G. Aceñolaza y R. Herbst (eds.), *El Neogeno de Argentina INSUGEO, Serie Correlación Geológica* 14: 103-138.
- Barreda, V.D., Gutiérrez, P.R. y Limarino, C.O. 1998. Edad y paleoambiente de la "Serie del Yeso", Valle del Cura, Provincia de San Juan: Evidencias palinológicas. *Ameghiniana* 35: 321-335.
- Barreda, V.D., Limarino, C., Fauqué, L., Tripaldi, A. y Net, L. 2003. Primer registro palinológico del miembro inferior de la Formación Cerro Morado (Mioceno), Precordillera de la Rioja. *Ameghiniana* 40: 81-87.
- Bondenbender, G. 1922. "El Nevado de Famatina" (Provincia de La Rioja). *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 16, 1 p.
- Boros, A., Járαι-Komlódi, M. y Nilsson, S. 1993. *An Atlas of Recent European Bryophyte spores*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 237 pp.
- Bossi, G.E., Georgieff, S.M., Gavrilloff, I.J.C., Ibañez, L.M. y Muruaga, C.M. 2002. Cenozoic evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 725-734.
- Bridge, J.S. 1993. The interaction between channel geometry, water flow, sediment transportation and deposition in braided rivers. En: J.L. Best y C.S. Bristow (eds.), *Braided rivers*, The Geological Society Special Publication 75: 13-71.
- Brinkman, R. 1977. Surface-water gley soils in Bangladesh: Genesis. *Geoderma* 17: 111-144.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S. 2000. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Oxford, 274 pp.
- Cookson, I.C. 1947. Plant microfossils from the lignites of Kerguelen Archipelago. *British, Australian and New Zealand*

- Antarctic Research Expedition 1929-31 Reports, Series A, 2: 127-142.*
- Dávila, F.M. 2003. [Transecta estratigráfica-estructural a los 28°30' - 28°45' de latitud sur, sierra de Famatina, provincia de La Rioja, República Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, 515 pp. Inédito.]
- Dávila, F.M. 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), Sierra de Famatina, La Rioja, Argentina; y su significado en el relleno del antepaís fragmentado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 32-48.
- Dávila, F.M. y 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* 57: 463-482.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2003a. Early Middle Miocene broken foreland development in the southern Central Andes: Evidence for extension prior to regional shortening. *Basin Research* 15: 379-396.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2003b. Las eolianitas de la sierra de Famatina (Argentina): Interacción paleoclima-tectónica en el antepaís fragmentado andino central durante el Mioceno Medio? *Revista Geológica de Chile* 30: 187-204.
- Dávila, F.M. y Astini, R.A. 2003c. 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* 58: 109-116.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E. y Kay, S.M. 2004. Early Miocene andesite conglomerates in the Sierra de Famatina, broken foreland region of western Argentina, and documentation of magmatic broadening in the south-central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 89-101.
- De Alba, E. 1979a. *Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito (provincia La Rioja)*. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 163, 87 pp.
- De Alba, E. 1979b. El Sistema de Famatina. En: J.C.L. Turner (ed.), *2º Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), volumen 1, pp. 349-395.
- Demicco, R.V. y Hardie, L.A. 1994. *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. Society for Economic Mineralogists and Petrologists, for Sedimentary Geology, Atlas Series 1, Tulsa, 265 pp.
- Dettmann, M.E. 1963. Upper Mesozoic microfloras from south-eastern Australia. *Proceedings of the Royal Society of Victoria* 77: 1-148.
- Dueñas, H. 1980. Palynology of Oligocene-Miocene strata of Borehole Q-E-22, Planeta Rica, northern Colombia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 30: 313-328.
- Frederiksen, N.O. 1985. Review of Early Tertiary sporomorph paleoecology. *American Association of Stratigraphic Palynologist. Contribution Series* 15, 91 pp.
- Ferguson, I.K., Verdcourt, B. y Poole, M.M. 1977. Pollen morphology in the genera *Merremia* and *Operculina* (Convolvulaceae) and its taxonomic significance. *Kew Bulletin* 31: 763-773.
- González Bonorino, F. 1972. *Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá (provincia de Catamarca)*. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 127, 74 pp.
- Gonzalez Guzmán, A.E. 1967. *A palynological study on the Upper Los Cuervos and Mirador Formations (lower and middle Eocene; Tibú area, Colombia)*. E.J. Brill, Leiden, 68 pp.
- Graham, A. 1988. Studies in neotropical paleobotany: V. The Lower Miocene communities of Panamá. The Culebra Formation. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 75: 1440-1466.
- Guerstein, G. R., Guler, M.V. y Casadio, S. 2004. Palynostratigraphy and Paleoenvironments of the Oligocene/Miocene Boundary from the Centinela Formation, southwestern Argentina. En: A.B. Beaudoin y M.J. Head (eds.), *The Palynology and Micropaleontology of Boundaries*, Geological Society, London, Special Publication 230: 325-343.
- Guler, M.V., Guerstein, G.R. y Quattrocchio, M.E. 2001. Palinología del Neógeno de la perforación Cx-1, Cuenca del Colorado, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 33: 183-204.
- Heywood, V.H. 1993. *Flowering Plants of the World*. Oxford University Press, New York, 335 pp.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E. 1993. Chronology of Motion in a Complete Thrust Belt: The Precordillera, 30°-31°, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 135-156.
- Jordan, T.E., Reynolds, J.H. y Erikson, J.P. 1997. Variability in the age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16°-33°30' S. En: W.F. Ruddiman (ed.), *Tectonic Uplift and Climate Change*, New York, pp. 41-61.
- Jordan, T.E., Schlunegger, F. y Cardozo, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 775-798.
- Kraus, M.J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geological implications. *Earth Sciences Reviews* 47: 41-70.
- Krutzsch, W. 1967. *Atlas der mittel- und jungtertiären Sporen- und Pollen- sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas*. Lieferung 4 und 5: Weitere azonotrilete (apiculate, murornate) zonotrilete, monolete und alete Sporenformen. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, Berlin, 232 pp.
- Lencina, R. 1994. Los depósitos pleistocenos - holocenos del valle de Famatina, La Rioja, Argentina. *7º Congreso Geológico Chileno (Concepción)*, *Actas* 1: 465-470.
- Limarino, C., Gutiérrez, P.R., Malizia, D., Barreda, V.D., Page, S., Osters, H. y Linares, E. 1999. Edad de las secuencias paleógenas y neógenas de las cordilleras de La Brea y Zancarrón, Valle del Cura, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 177-181.
- Lorente, M.A. 1986. *Palynology and palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela*. *Dissertationes Botanicae* 99, 222 pp.
- Martin, H.A. 1989. Vegetation and climate of the late Cainozoic in the Murray Basin and their bearing on the salinity problem. *Bureau of Mineral Resources, Journal of Australian Geology and Geophysics* 11: 291-299.
- Martin, H.A. 1990. The palynology of the Namba Formation in the Wooltana-1 bore, Callabonna Basin (Lake Frome) South Australia. *Alcheringa* 14: 247-255.
- Martin, H.A. 2000. Re-assignment of the affinities of the fossil pollen type *Tricolpites trioblatus* Mildenhall and Pocknall to *Wilsonia* (Convolvulaceae) and a reassessment of the ecological interpretations. *Review of Palaeobotany and Palynology* 111: 237-251.
- Mautino, L.R. y Anzótegui, L.M. 2002. Palinología de la Formación Chiquimil (Mioceno superior), en Río Vallecito, provincia de Catamarca, Argentina. Parte 3. Polen. *Ameghiniana* 39: 271-284.
- Milana, J.P. 1993. Estratigrafía de las eolianitas en la zona de Jachal-Huaco, Precordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 283-298.
- Mildenhall, D.C. y Pocknall, D.T. 1989. Miocene-Pleistocene spores and pollen from Central Otago, South Island, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin* 59: 128 pp.
- Mitchedlishvili, N.D. y Samoilovitch, S.R. 1960. New species of angiosperms. In: *New species of plants and invertebrates of USSR, part 1*, 356 pp. (en ruso, resumen en inglés).
- Muller, J., Di Giacomo E., y van Erve, A.W. 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of northern South America. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series* 19: 1-71.
- Nagy, E. 1968. Moss spores in Hungarian Neogene strata. *Acta Botanica Academiae Scientiarum Hungaricae* 14: 113-132.
- Ogden, J. y Stewart, G. 1995. Community Dynamics of the New Zealand Conifers. En: N.J. Enright and R.S. Hill (eds.), *Ecology of the Southern Conifers*, Washington, pp. 81-119.

- Olsen, H. 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, USA. *Sedimentary Petrology* 61: 207-221.
- Ottone, E.G., Barreda, V.D. y Pérez, D.J. 1998. Basin evolution as reflected by Miocene palynomorphs from the Chiches Formation, Frontal Cordillera (32°S), San Juan province, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 30: 35-47.
- Pacltová, B. 1961. On some plant microfossils from fresh-water sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the south Bohemian Basin. Part I. *Sborník ústředního ústavu geologického, oddíl paleontologický* 26: 47-102 (en checo, resumen en inglés).
- Palazzesi, L. y Barreda, V.D. 2004. Primer registro palinológico de la Formación Puerto Madryn, Mioceno de la provincia del Chubut, Argentina. *Ameghiniana* 41: 355-362.
- Pares Regali, M.S., Uesugui, N. y Santos, A.S. 1974a. Palinología dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil (1). *Boletim Técnico da Petrobrás* 17: 177-191.
- Pares Regali, M.S., Uesugui, N. y Santos, A.S. 1974b. Palinología dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil (2). *Boletim Técnico da Petrobrás* 17: 263-301.
- Parkash, B., Awasthi, A.K. y Gohain, K. 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurushetra district, Haryana, India. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 6: 337-344.
- Pérez, D.J., Ottone, E.G. y Ramos, V.A. 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas* 1: 385-398.
- Playford, G. 1971. Palynology of basal Cretaceous (Swan River) strata of Saskatchewan and Manitoba. *Palaeontology* 14: 533-565.
- Pocock, S.A.J. 1962. Microfloral analysis and age determination of strata at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Canada plains. *Palaeontographica B* 111: 1-95.
- Prámparo, M., Papú, O. y Milana, J.P. 1995. Estudio Palinológico del Miembro inferior de la Formación Pachaco, Terciario de la provincia de San Juan. Análisis estadístico y conclusiones paleoecológicas. *6º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Trelew), Actas* 1: 207-212.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past. An introduction to the Paleopedology*. Blackwell Science Publication, Oxford, 404 pp.
- Richards, P.W. 1998. *The tropical rain forest*. 2º ed. Cambridge University Press, Cambridge, 575 pp.
- Sengupta, S. 1972. On the pollen morphology of Convolvulaceae with special reference to taxonomy. *Review of Palaeobotany and Palynology* 13: 157-212.
- Starck, D. y Anzótegui, 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* 14: 763-774.
- Stear, W.M. 1983. Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beafort Group, Karoo Basin, South Africa. *International Association of Sedimentologists, Special Publication* 6: 405-420.
- 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* 98: 557-566.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 482 pp.
- Tunbridge, I.P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology* 31: 697-715.
- 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 (Córdoba)* 43: 5-54.
- Williams, G.E. 1971. Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of Central Australia. *Sedimentology* 17: 1-40.
- Wright, V.P. 1990. Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. *Geological Magazine* 127: 273-276.
- Zamaloa, M.C. y Romero, E.J. 1990. Some spores and pollen from the Cullen Formation (upper Eocene to middle Oligocene), Tierra del Fuego, Argentina. *Palynology* 14: 123-133.
- Zaleha, M.J. 1997. Siwalik Paleosols (Miocene, Northern Pakistan): Genesis and controls on their formation. *Journal of Sedimentary Research* 67: 821-839.

**Recibido:** 13 de abril de 2005.

**Aceptado:** 14 de julio de 2005.

## Apéndice sistemático

En el mismo se efectúan observaciones morfológicas, nomenclaturales y/o se discuten afinidades botánicas de taxones con particular interés bioestratigráfico y/o paleoambiental.

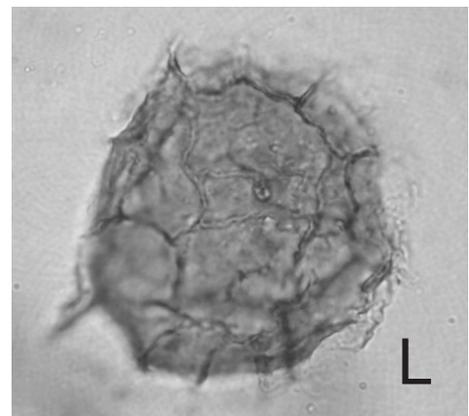
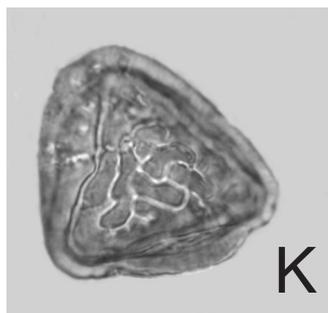
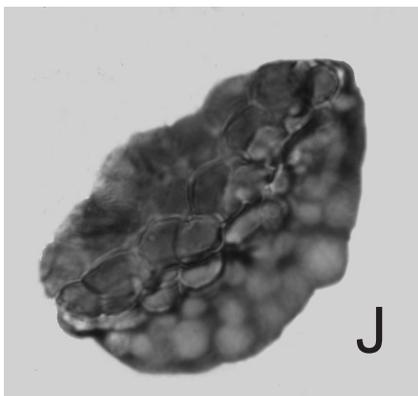
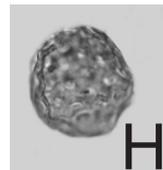
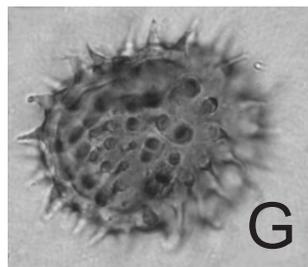
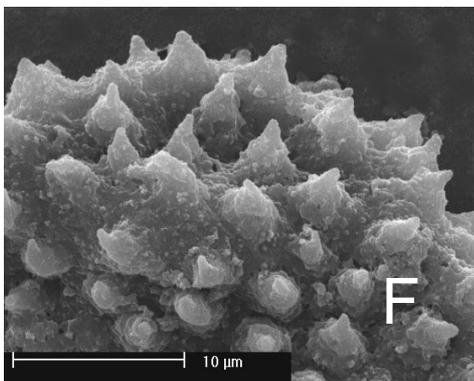
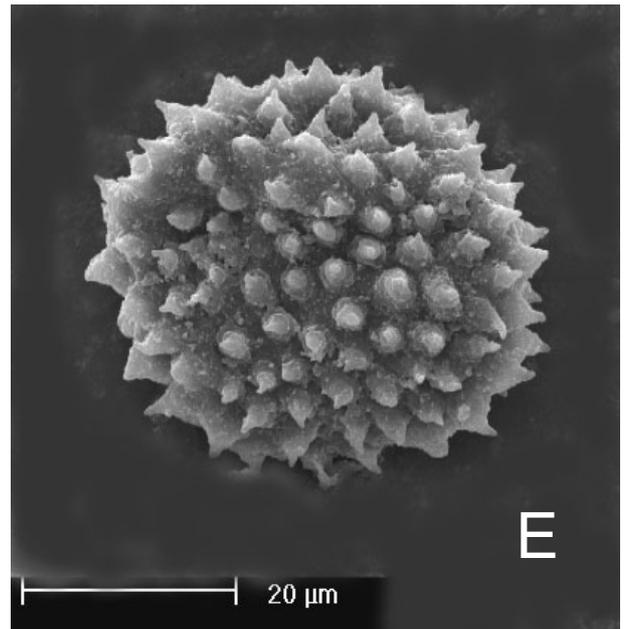
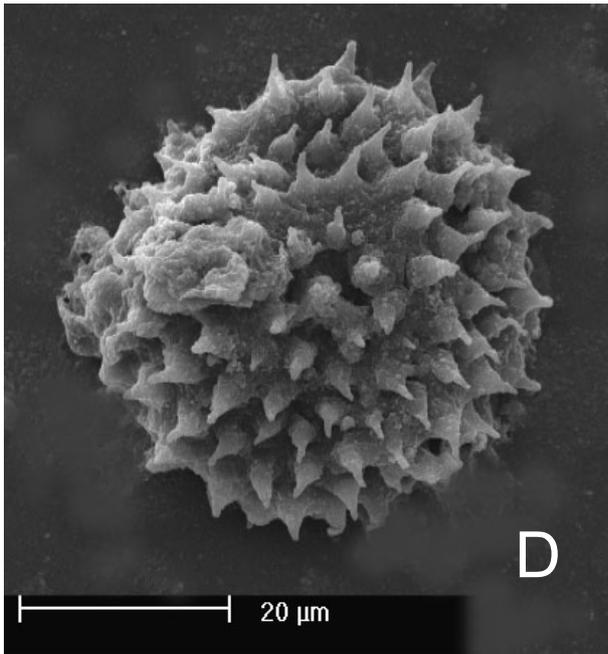
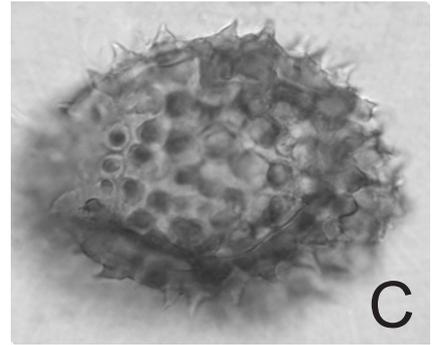
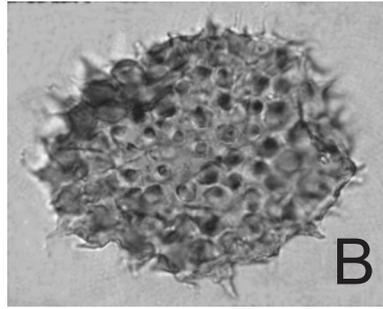
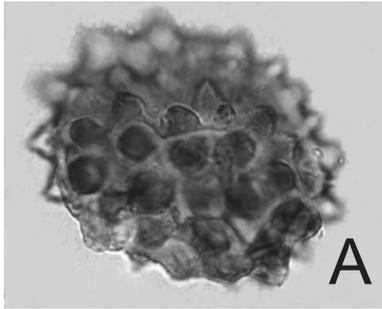
### División Bryophyta

Género *Reboulisporites* Zamaloa y Romero 1990

**Especie tipo.** *Reboulisporites fuegiensis* Zamaloa y Romero 1990.

**Observaciones.** Esporas grandes, reticuladas, generalmente con zona, afines a briófitas, fueron agrupadas en la bibliografía bajo diferentes nombres genéricos. Estos morfotaxa presentan, en muchos casos, límites difusos y frecuentes superposiciones, habiendo sido además utilizados con diferentes acepciones que no siempre se ajustan estrictamente a sus diagnósticos originales. En los siguientes párrafos se realizan algunos comentarios sobre los géneros de briófitas fósiles más utilizados, tendientes a delimitar los alcances de cada uno de ellos. *Zlavisporis* Pacltová 1961, *Rouseisporites* Pocock 1962, y *Ricciasporites* Nagy 1968 son todos géneros muy cercanos que sólo pueden separarse por caracteres esculturales menores, no siempre muy evidentes. *Zlavisporis* fue definido para agrupar esporas con exina delgada, distalmente reticulada y con la cara proximal lisa. *Rouseisporites* presenta características comparables y algunos autores lo consideran sinónimo de *Zlavisporis*

(Krutzsch, 1967). No obstante, Dettmann (1963) sugiere diferenciarlos por la presencia en *Rouseisporites* de invaginaciones de la exina sobre el ecuador, en los márgenes radiales, característica no observada en *Zlavisporis*. *Ricciasporites*, por su parte, reúne esporas con estas mismas características pero de mayores dimensiones y con retículo en ambas caras de la exina, este último atributo permitiría separarlo de *Zlavisporis* y *Rouseisporites*. No obstante, algunas especies incluidas en *Ricciasporites* sólo presentan retículo en la cara distal (ej. *Ricciasporites kawaraensis* Mildenhall y Pocknall 1989), por lo que, considerando las diagnósticos genéricas en sentido estricto, esta especie debería reubicarse en *Zlavisporis*. *Ricciasporites* se diferenciaría de *Rouseisporites*, además, por la falta de invaginaciones de la exina. En forma llamativa, los tres géneros mencionados se consideran afines a un único género natural actual, *Riccia* (Pocock, 1962; Dettmann, 1963). *Triporoletes* Mchedlishvili (Mchedlishvili y Samoilovich, 1960) es otro género similar y tendría prioridad sobre los tres anteriores. Aunque fue definido originalmente como un grano de polen triporado, Playford (1971) lo enmienda para agrupar esporas con esculturación distal reticulada y proximal lisa a reticulada, presentando así muy pocas diferencias con *Zlavisporis* y *Ricciasporites* según presente la cara proximal lisa o reticulada, respectivamente. Playford (1971) y Mildenhall y Pocknall (1989), sin embargo, prefieren restringir el uso de *Triporoletes* para secuencias Mesozoicas. *Januasporites* Pocock 1962 es también comparable pero su exoexina está ausente en un área circular de la cara distal, rasgo que fuera interpretado como un "poro" germinal. Por último, *Reboulisporites* Zamaloa y Romero



1990, agrupa formas similares pero con la cara distal sólo incompletamente reticulada. Resulta evidente de este análisis la necesidad de efectuar un estudio sistemático detallado del grupo, considerando prioridades y diferencias morfológicas de magnitud que permitan disminuir las imprecisiones en las asignaciones, especialmente cuando como en este caso, varios morfogéneros son afines a un único género natural actual.

*Reboulisporites fuegiensis* Zamalao y Romero 1990  
Figura 3.L

**Comentarios.** Los cinco ejemplares recuperados responden en líneas generales a la diagnosis de la especie tipo definida para el Mioceno de Tierra del Fuego (Zamalao y Romero, 1990). Se trata de una espora de tamaño mediano (49-51 µm de diámetro), con escultura reticulada sobre la cara proximal y en el sector ecuatorial distal, muros bajos y delicados (0,5 µm de ancho por 2-3 µm de alto) y lúmenes subpoligonales a irregulares de 7-8,5 µm de diámetro. La zona es delgada, de 3-6 µm de ancho, e irregular. Otra especie comparable es *Ricciaesporites kawaraensis* Mildenhall y Pocknall, definida para el Mioceno-Pleistoceno de Nueva Zelanda (Mildenhall y Pocknall, 1989), de la que sólo se diferencia por presentar escultura sobre la cara proximal.

**Principal material estudiado.** BAFC-PI 1628(4) S37/1.

Espora de briófitas Indet.  
Figura 4.A

**Observaciones.** Sólo se recuperaron dos ejemplares que no se ajustan a ninguna de las diagnosis genéricas discutidas. Son esporas grandes (90-105 µm), reticuladas, con esculturación en las dos caras de la espora. Reticulo de lúmenes poligonales de 13 a 22 µm de diámetro, con muros de 13 µm de altura que se prolongan en los márgenes de la espora simulando una zona discontinua. Superficie de los muros ornamentada con espinas y báculos de 1,3 µm de altura. Estas formas son totalmente comparables con el género actual *Peltolepis* de la familia Cleveaceae (Boros *et al.*, 1993). Por el momento se dejan en nomenclatura abierta hasta tanto se cuente con mayor número de especímenes.

**Principal material estudiado.** BAFC-PI 1628(3) T38/2-T39/1.

División Angiospermae

*Magnaperiporites* González Guzmán 1967

**Especie tipo.** *Magnaperiporites spinosus* González Guzmán 1967.

**Observaciones.** Se incluyen en este género granos pantoporados, de grandes dimensiones, echinados y con tectum microperforado, siguiendo el criterio utilizado por González Guzmán (1967) para separarlo de *Echiperiporites*.

*Magnaperiporites* sp.  
Figuras 4.F-G

**Descripción.** Grano de polen esférico a subesférico, de contorno circular a suboval, periporado. Poros circulares a subcirculares,

de 2 a 3 µm de diámetro, en número de 45-50. Exina gruesa, 6 µm de espesor. Nexina más gruesa que la sexina (3,5 µm). Columelas anchas y bajas, de 0,5-0,6 µm de ancho por 0,5 µm de alto. Tectum robusto, microperforado y superficialmente microequinado. Espinas muy pequeñas, de menos de 1 µm de altura, dispuestas en forma espaciada.

**Dimensiones** (8 ejemplares). Diámetro: 50-70 µm.

**Principal material estudiado.** BAFC-PI 1628(5) Y27/3; BAFC-PI 1628 (1) Y46/3.

**Comparación.** Se diferencia de la especie tipo por ser de menores dimensiones generales (González Guzmán, 1967; Dueñas, 1980).

**Afinidad botánica.** Presenta similitudes generales con algunos géneros pantoporados equinados de las convolvuláceas, especialmente los géneros *Calystegia* y *Merremia* (Sengupta, 1972; Ferguson *et al.*, 1977).

Género *Baumannipollis* Barreda 1993

**Especie tipo.** *Baumannipollis chubutensis* Barreda 1993.

*Baumannipollis* sp. cf. *B. evae* Anzotegui y Cuadrado 1996  
Figuras 3.B-F

**Comentarios.** Estos ejemplares son similares a *B. evae*, especie definida para el Mioceno tardío de la Formación Palo Pintado (Anzotegui y Cuadrado, 1996). Coinciden en características generales y especialmente por la densidad y tipo de escultura, sin embargo, las dimensiones son algo mayores (40-51 µm) y el número de aperturas es más variable (entre 4 y 5). En muchos ejemplares, sin embargo, las aperturas son difíciles de ver seguramente debido a lo robusto y denso de la esculturación en relación con el reducido tamaño relativo del grano.

**Principal material estudiado.** BAFC-PI 1628(5) R47/2; J36.

*Baumannipollis* sp. 1  
Figura 3.A

**Comentarios.** Se observaron sólo seis ejemplares de 35-42 µm de diámetro, tetra y pentacolporados, con esculturación robusta y exina gruesa (2,2-3 µm), donde la nexina es hasta 4 veces más gruesa que la sexina. Estos ejemplares son totalmente comparables con los descriptos para el Mioceno de la Fm. La Ollita aunque de dimensiones ligeramente mayores (Barreda *et al.*, 1998).

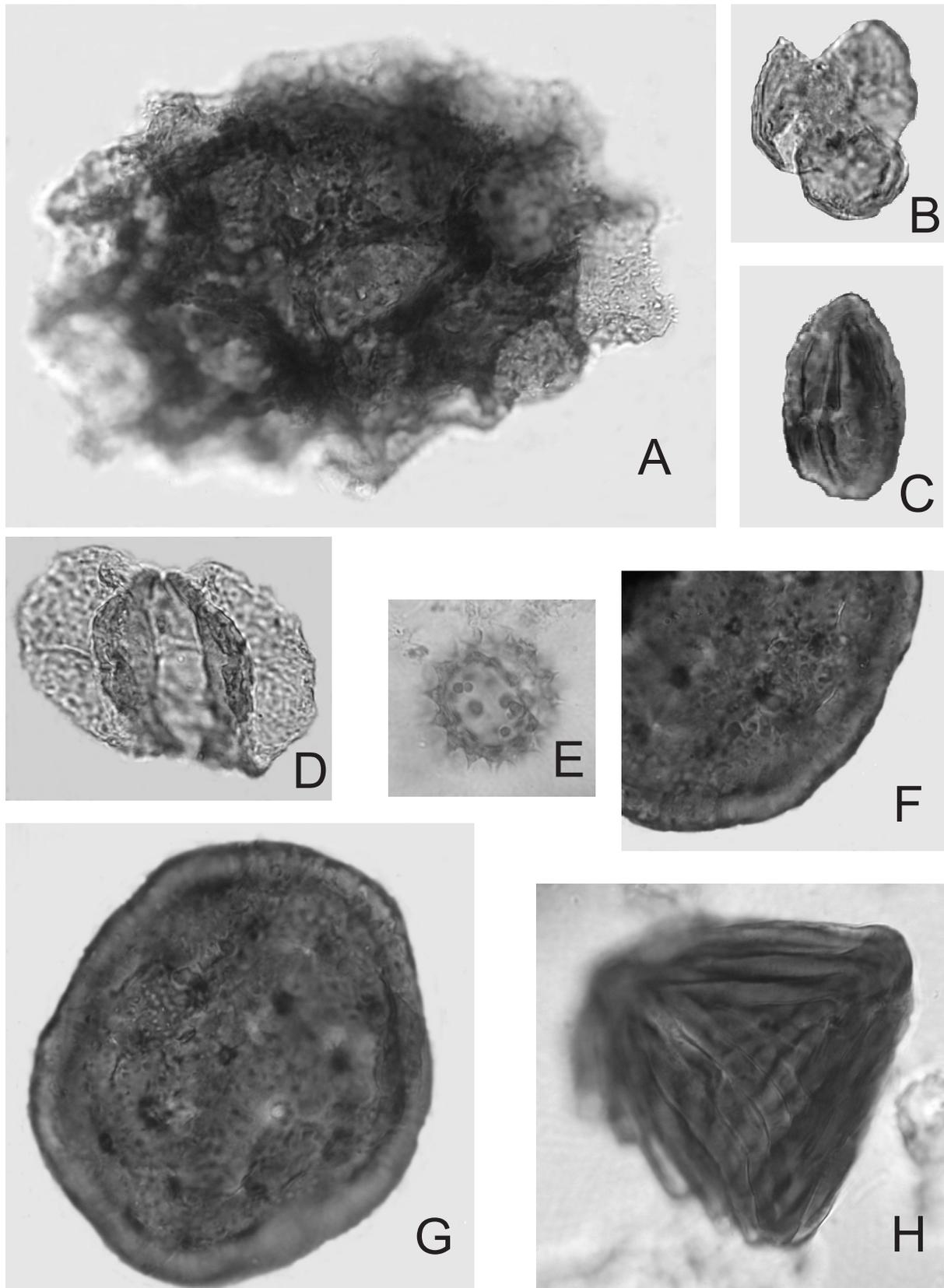
**Principal material estudiado.** BAFC-PI 1628(3) E39/2-E40/1.

*Baumannipollis* sp. 2  
Figura 3.G

**Comentarios.** Estos granos se caracterizan por presentar espinas muy grandes y robustas (4 a 5 µm de altura) en comparación con el pequeño diámetro general del grano (24-30 µm). Las espinas son cónicas y se disponen densamente sobre la superficie del grano. El número de aperturas varía entre 3 y 4 colporos. No se han encontrado por el momento formas comparables.

**Principal material estudiado.** BAFC-PI 1628(5) O31/3.

**Figura 3. A, Baumannipollis** sp. 1 BAFC-PI 1628(3) E39/2-E40/1. **B-F, Baumannipollis** sp. cf. *B. evae* Anzotegui y Cuadrado; **B**, BAFC-PI 1628(5) R47/2, **C**, BAFC-PI 1628(5) J36/0, **D, E, F**, BAFC-PI 1628 especímenes en vista general y detalle en microscopía electrónica de barrido de **E** mostrando la ornamentación / *specimens in general view and scanning electron micrograph of detail of E showing ornamentation*. **G, Baumannipollis** sp. 2 BAFC-PI 1628(5) O31/3. **H, Chenopodipollis chenopodiaceoides** (Martin) Truswell BAFC-PI 1628(2) U53/2-U54/1. **I, Equisetosporites notensis** (Cookson) Romero 1628(2) J36/0. **J, Leptolepidites** sp. BAFC-PI 1628(3) Y34/2. **K, Muricingulisporis chenquensis** Barreda BAFC-PI 1628(2) V28/4. **L, Reboulisporites fuegiensis** Zamalao y Romero BAFC-PI 1628(4) S37/1. Todos los especímenes en luz transmitida x1000, especímenes en microscopía electrónica de barrido con escala gráfica / *all transmitted light specimens x1000, scanning electron micrograph specimens with scale bar*.



**Figura 4.** A, Briofita indet./Indet. Bryophyte BAFC-PI 1628(3) T38/2-T39/1. B, *Tricolpites trioblatus* Mildenhall y Pocknall BAFC-PI 1628(2) M44/1. C, *Mutisiapollis* sp. BAFC-PI 1628(2) G55/2-G56/1. D, *Podocarpidites* sp. BAFC-PI 1628(2) S35/4. E, *Tubulifloridites antipodica* Cookson BAFC-PI 1628(2) M28/3. F-G, *Maganaperiporites* sp. BAFC-PI 1628(5) Y27/3 espécimen en vista general y detalle de la ornamentación/ specimen in general view and detail of ornamentation. H, *Cicatricosisporites* sp. BAFC-PI 1628(5) T50/2-T51/1. Todas/all x1000.