

Estratigrafía, vertebrados fósiles y evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos del Bloque de San Rafael (Mioceno-Plioceno), Mendoza, Argentina

Garrido, Alberto C.¹; Guillermo F. Turazzini²; Mariano Bond³; Guillermo Aguirrezabala⁴; Analía M. Forasiepi⁵

¹ Museo Provincial de Ciencias Naturales "Profesor Dr. Juan A. Olsacher". Dirección Provincial de Minería. Etcheluz y Ejército Argentino, (8340) Zapala, Neuquén, Argentina. albertocarlogarrido@gmail.com

² FCEyN, UBA, Pab. 2, Ciudad Universitaria, (C1428EHA) Buenos Aires, Argentina.

³ Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n², (B1900FWA) La Plata, Buenos Aires, Argentina.

⁴ FCNyM, UNLP, 60 y 122 s/n², (B1900FWA) La Plata, Buenos Aires, Argentina.

⁵ Ianigla, CCT-Mendoza, CONICET, Parque San Martín s/n², (5500) Mendoza, Argentina.

borhyaena@hotmail.com

Correspondencia: Analía M. Forasiepi, borhyaena@hotmail.com

► **Resumen** — "Estratigrafía, vertebrados fósiles y evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos del Bloque de San Rafael (Mioceno–Plioceno), Mendoza, Argentina". Los denominados "Estratos de Aisol" constan de tres unidades sedimentarias diferenciables por su constitución litofacial, paleoambiente, asociación de vertebrados fósiles y edad. En este trabajo se analizan en detalle las unidades inferior y media, identificadas con los nombres de Formación Aisol (redefinida) y Formación La Huertita (*nom. nov.*). La primera se ubicaría en el Mioceno temprano (Burdigaliano) de acuerdo a un fechado radimétrico U-Pb de 19,5 Ma), mientras la segunda se ubicaría en el Plioceno (Montehermosense–Chapadmalalense, Zancleano–Piacenziano) de acuerdo al contenido fósil. La evolución del relleno sedimentario permite establecer los siguientes estadios: a) Generación de la cubeta de sedimentación de Aisol bajo régimen extensional durante el Mioceno temprano. b) Inicio de la depositación de la Formación Aisol a partir del Burdigaliano, con sistemas fluviales regulados por una merma gradual en la tasa de subsidencia de la cuenca. c) Instauración de un régimen compresional hacia los 15–14 Ma (Langhiano), responsable de la elevación del Bloque de San Rafael. Este acontecimiento produjo el ascenso e inversión estructural del relieve con la consiguiente desactivación de la cubeta de Aisol, deformación y posterior erosión parcial del relleno sedimentario. d) Nuevo evento de deformación compresional hacia fines del Mioceno e inicios del Plioceno, dando lugar a la depositación de la Formación La Huertita con desarrollo de una red fluvial dirigida hacia la cuenca de Río Grande. e) Interrupción de la sedimentación hacia fines del Plioceno como consecuencia de la instauración de un nuevo régimen extensional, dando lugar al desarrollo de un intenso volcanismo.

Palabras clave: Estratigrafía, sedimentología, vertebrados, Neógeno, Bloque de San Rafael.

► **Abstract** — "Stratigraphy, fossil vertebrates and tectosedimentary evolution of Neogene deposits of the San Rafael Block (Miocene–Pliocene), Mendoza, Argentina". The "Estratos de Aisol" consists of three sedimentary units distinguishable by its lithofacies constitution, paleo-environment, fossil vertebrate association, and age. In this contribution, we analyze in detail the lower and middle units, which are identified with the names of Aisol Formation (redefined) and La Huertita Formation (*nom. nov.*), respectively. The first unit would be located in the Early Miocene (Burdigalian) according to a U-Pb radimetric dating of 19.5 Ma, and the second in the Pliocene (probably Montehermosan–Chapadmalalan; Zanclean–Piacenzian) based on the fossil content. The evolution of the sedimentary deposition allows the identification of the following stages: a) Generation of the Aisol Basin under an extensional regime during the Early Miocene. b) Initiation of the Aisol Formation deposition during the Burdigalian, with the devel-

opment of fluvial systems regulated by a gradual decline in the rate of subsidence of the basin. c) Establishment of a compressional regime around 15-14 Ma (Langhian), responsible for the elevation of the San Rafael Block. This event produced the uplift and the inversion of the structural relief with consequent deactivation of the Aisol Basin, followed by deformation and subsequent partial erosion of the sedimentary infill of the basin. d) New compressional regime at about the end of Miocene and the Early Pliocene, resulting in the deposition of the La Huertita Formation with a river network flowed into the Rio Grande basin. e) Interruption of the sedimentation during the Late Pliocene, due to a new extensional regime, leading to intense volcanism.

Keywords: Stratigraphy, sedimentology, vertebrates, Neogene, San Rafael Block.

INTRODUCCIÓN

El denominado Bloque de San Rafael (Feruglio, 1946) conforma una unidad orográfica subparalela al cordón andino, desarrollada entre los $34^{\circ}15'$ – $36^{\circ}15'$ de latitud sur y los $68^{\circ}15'$ – $69^{\circ}00'$ de longitud oeste. El mismo exhibe un conjunto de rocas ígneas (plutonitas) y metasedimentitas marinas de edad eopaleozoica, sobre las que yace en discordancia angular una potente sucesión de sedimentitas marino-continentales y vulcanitas neopaleozoicas (Criado Roque, 1972; Azcuy, 1993; Cuerda *et al.*, 1993; Kozłowsky *et al.*, 1993; Llambías *et al.*, 1993; Sepúlveda *et al.*, 2000, 2007). Transitando el Permo–Triásico se produjo en la región una fuerte distensión cortical ligada a un proceso de *rifting*, factor que provocó la generación de pequeños depocentros en los que se acumularon sedimentitas continentales y vulcanitas del Triásico Medio (Kokogian *et al.*, 1993; Kozłowsky *et al.*, 1993). Durante el Jurásico, Cretácico y parte del Paleógeno, el bloque en su conjunto permaneció como un elemento estructural positivo, quedando sujeto a una fuerte erosión regional con la consiguiente penneplanización del relieve (Polansky, 1954, 1963; Dessanti, 1956; González Díaz, 1964; Criado Roque, 1972; Kozłowsky *et al.*, 1993; Ramos, 1999).

Durante el Neógeno se produjo una conspicua acumulación de sedimentitas y piroclásticas, las cuales se encuentran genéticamente vinculadas con los depósitos sinorogénicos de la Cordillera Principal. Dicha acumulación se desarrolló en pequeñas depresiones ubicadas a lo largo del bloque, siendo tectónicamente afectadas con posterioridad por diferentes fases de la orogenia andina (Dessanti,

1956; González Díaz, 1964, 1972). Estas sedimentitas neógenas aflorantes en la región del Bloque de San Rafael fueron referidas a la Formación Aisol (González Díaz, 1972; Sepúlveda *et al.*, 2000, 2007), caracterizadas por conformar un típico relieve de huayqueñas (González Díaz, 1964).

En su sentido amplio, la Formación Aisol se exhibe bajo la forma de pequeños afloramientos distribuidos entre los cursos de los ríos Atuel y Diamante. Su principal exposición se halla sobre la margen derecha del río Atuel en una barranca de unos 10 km de longitud (incluyendo las vecindades del Arroyo Seco de la Frazada y cerro Aisol), depósitos que representan la aquí denominada cubeta de Aisol (figura 1). La misma conforma un remanente de lo que antiguamente fue una depresión de mayor extensión areal, constituyendo la zona en la cual se focalizan los estudios de la presente contribución. Otros afloramientos fueron mencionados para la margen izquierda del río Atuel (Mina Zitro/arroyo Cochicó y Tierras Blancas), el sur del Embalse El Nihuil (Los Cerritos), las vecindades de la Villa 25 de Mayo, vecindades del río Seco Salado y río Diamante (Dessanti, 1954, 1956; González Díaz, 1964, 1972; Núñez, 1976; Sepúlveda *et al.*, 2000, 2007).

Restos de vertebrados fósiles recuperados de estos depósitos fueron mencionados en los trabajos geológicos iniciales (*e.g.*, Groeber, 1951, 1952; Dessanti, 1954, 1956; González Díaz, 1972), mientras que su asociación fue formalmente dada a conocer posteriormente por Soria (1983). Estudios paleontológicos sistemáticos fueron retomados recientemente (Forasiepi *et al.*, 2009, 2011, 2014; Vucetich *et al.*, 2011; Turazzini, 2013; Turazzini y

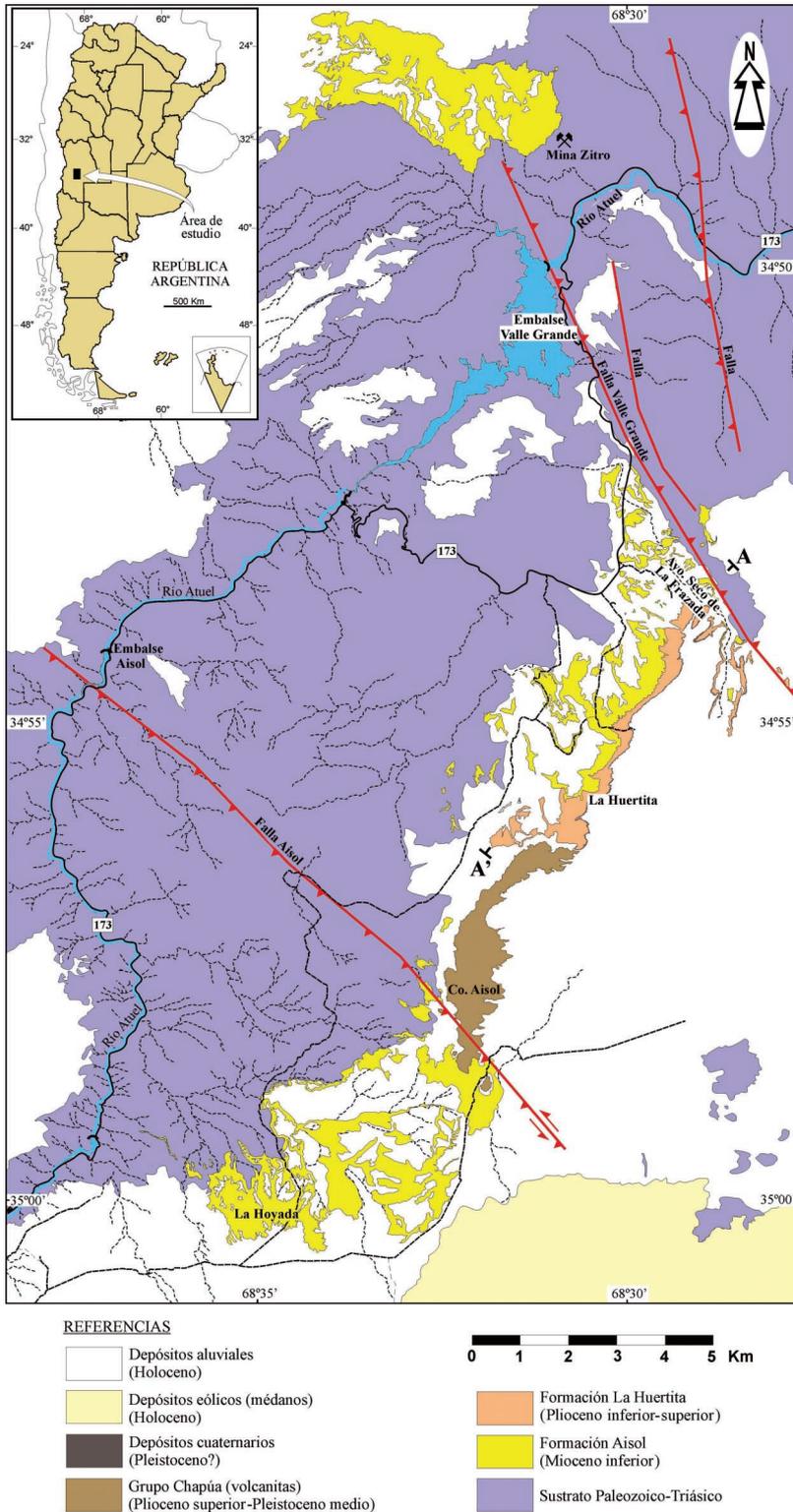


Figura 1. Mapa de las unidades cenozoicas aflorantes en las vecindades del río Atuel, Bloque de San Rafael, Mendoza.

Miquel, 2014), dando como resultado un escenario estratigráfico complejo y proveyendo evidencia de asociaciones de vertebrados fósiles de edades relativas diferentes.

El objetivo de la presente contribución es realizar un análisis de las sedimentitas asignadas actualmente a la Formación Aisol y su contenido fósil de vertebrados, a los fines de establecer los paleoambientes de deposición, la evolución tectosedimentaria de la cubeta de Aisol y el significado biocronológico de los vertebrados fósiles identificados.

METODOLOGÍA

Se recolectaron restos de vertebrados, invertebrados y trazas fósiles a partir de hallazgos de elementos expuestos en superficie. Dicha tarea fue realizada conjuntamente con el levantamiento de perfiles estratigráficos de detalle mediante el uso de goniómetro y vara graduada (vara de Jacob). Los códigos de colores empleados en la descripción litológica corresponden a la carta cromática del “Rock-color Chart Committee” (1991). La determinación de las piezas coleccionadas se efectuó sobre la base de la comparación anatómica con materiales pertenecientes a las colecciones del MACN y MLP. La escala de tiempo utilizada en este trabajo corresponde a la indicada en la Carta Cronoestratigráfica Internacional 2013 (International Commission on Stratigraphy, 2013).

Abreviaturas institucionales.— Los acrónimos de las colecciones de paleovertebrados citados en este trabajo son los siguientes:

MACN A = Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”, Colección Nacional Ameghino, Buenos Aires, Argentina.

MHNSR-PV = Museo de Historia Natural de San Rafael, Colección Paleontología de Vertebrados, Mendoza, Argentina.

MLP = Museo de La Plata, Colección Paleontología de Vertebrados, La Plata, Argentina.

Otras abreviaturas.— Las siglas empleadas para las abreviaturas en este trabajo son las siguientes:

I/i = incisivo superior/inferior;

M/m = molar superior/inferior;

P/p = premolar superior/inferior;

SI = “sección inferior”;

SM = “sección media”;

SS = “sección superior”; todas de la Formación Aisol (*sensu* Forasiepi *et al.*, 2011).

ANTECEDENTES

Pablo Groeber (1951, 1952) fue el primero en mencionar los depósitos actualmente reconocidos como Formación Aisol en el ámbito del Bloque de San Rafael, identificándolos bajo de denominación de “Calchaquí” o “Estratos Calchaquíes”. En 1956, Dessanti efectuó una descripción más detallada de los depósitos, identificándolos específicamente bajo el nombre de “Estratos de Aisol”. Posteriormente González Díaz (1964) utilizó para la misma sucesión sedimentaria el nombre de “Formación Río Seco de la Frazada”; sin embargo, en un trabajo ulterior (González Díaz, 1972) retomó el nombre original de Dessanti (1956) y formalizó a la unidad bajo el nombre de Formación Aisol, nominación que se ha utilizado hasta la actualidad (*e.g.*, Sepúlveda 2000, 2007).

Con respecto a la edad, en su trabajo original Groeber (1951) asignó sus “Estratos Calchaquíes” al Mioceno medio. Dicha conclusión fue arribada sobre la base de la identificación de restos de *Nesodon imbricatus* (Toxodontidae), los cuales desafortunadamente no pudieron ser localizados posteriormente (Soria, 1983). *Nesodon imbricatus* era una especie considerada típica del Santacrucense y dicha edad se consideraba ubicada en el Mioceno medio (ver por ejemplo Scott, 1912; Simpson, 1940). Sin embargo, posteriormente y en base a un nuevo examen del contenido faunístico, Groeber (1952) atribuyó los depósitos al “Arauco-Entrerriano” y por consiguiente reubicados en el Mioceno tardío–Plioceno. Por su parte, Dessanti (1954, 1956) y González Díaz (1964, 1972) mantuvieron la asignación al Santacrucense. Posteriormente Soria (1983) analizó nuevos restos de mamíferos fósiles y concluyó que podrían corresponderse con

otros recuperados en Patagonia de niveles del Friasense *s.l.*, Mioceno medio. Más recientemente, Forasiepi *et al.* (2009, 2011) distinguieron dos asociaciones de vertebrados diferentes en el área del Arroyo Seco de la Frazada, una de ellas correspondiente al Mioceno medio, posiblemente Colloncurensis y una segunda más moderna, no más antigua que Mioceno tardío (Huayqueriense; Forasiepi *et al.*, 2009), más posiblemente Plioceno (Montehermosense o Chapadmalalense; Vucetich *et al.*, 2011; Turazzini, 2013). Una datación radimétrica U-Pb reciente, basada en circones de un nivel de cinerita ubicado en la base de la Formación Aisol, arrojó una edad de $19,480 \pm 0,025$ Ma (Forasiepi *et al.*, 2014). La asociación de vertebrados fósiles sería contemporánea a otras de edad Santacrucense.

La edad Santacrucense se ubica en las fases terminales del Mioceno temprano. Dataciones radimétricas de la Formación Santa Cruz en yacimientos próximos a la costa Atlántica arrojaron edades entre $\sim 17,8$ – 16 Ma, mientras que otras dataciones en depósitos más cercanos al cordón andino (incluyendo las localidades de Karaike y Lago Posadas) arrojaron edades más antiguas, $\sim 18,5$ (K) y ~ 19 Ma (LP) (Perkins *et al.*, 2012). La edad Montehermosense está restringida al Plioceno temprano, comprendida entre los 5,28 Ma y 4,5 o 5 Ma (Deschamps *et al.*, 2011; Tomassini y Montalvo 2013; Tomassini *et al.*, 2013; interpretaciones alternativas extienden la edad al Mioceno tardío —Messiniano; e.g. Cione *et al.*, 2007). Mientras que el Chapadmalalense se extendería hasta el Plioceno tardío (Piacenziano), hasta los 3,3 Ma (Tomassini *et al.*, 2013).

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

Los denominados depósitos de la “Formación Aisol” (*sensu* Dessanti, 1956; González Díaz, 1972), incluyen tres grandes grupos litológicos claramente diferenciables en constitución facial, contenido fosilífero y edad relativa. En este sentido, Forasiepi *et al.* (2011) dividieron informalmente la suce-

sión en tres secciones: “sección inferior” (SI), “sección media” (SM), y “sección superior” (SS), las dos primeras portadoras de restos fósiles.

La disposición y relaciones estratigráficas de estas tres unidades se aprecian principalmente en el área del Arroyo Seco de la Frazada (figura 1), sitio en el cual González Díaz (1972) efectuó la descripción detallada de la unidad. Sin embargo, debe advertirse que la base de la sucesión cenozoica en esta localidad no es visible, siendo el contacto entre el basamento y los depósitos cenozoicos pre-cuaternarios de carácter tectónico. Esta situación está dada por la acción de la denominada falla Valle Grande (Peñalva y Velez, 2005) (figura 1), importante fractura de carácter regional y vergencia occidental la cual provocó el cabalgamiento del basamento sobre la sucesión sedimentaria neógena (figura 2a). Siguiendo la faja de los afloramientos hacia la localidad de La Huertita, lindante septentrionalmente al cerro Aisol (figura 1), la SM adquiere un mayor desarrollo, encontrándose igualmente presentes los depósitos de la SS. Ya sobre el extremo meridional del área de estudio, en el sector de La Hoyada (figura 1), se puede observar la SI en toda su magnitud (figura 2b), aunque sin la presencia de las SM y SS.

En cada una de estas localidades se efectuaron perfiles estratigráficos de detalle (figura 3), que en conjunto permitieron reconstruir la sucesión sedimentaria cenozoica del área. Se han identificado tres unidades litoestratigráficas distintas (SI, SM y SS, *sensu* Forasiepi *et al.*, 2011), diferenciables y caracterizables sobre la base de su constitución facial, configuración de sus cuerpos sedimentarios y paleoambientes.

En este trabajo se detallan las características faciales y paleoambientales de la SI y SM a las cuales se las distingue respectivamente con los nombres de Formación Aisol (redefinida) y Formación La Huertita (*nom. nov.*). La SS es aquí identificada en sentido amplio como “depósitos cuaternarios”, de poco espesor y con una distribución areal restringida al área ubicada entre el Arroyo Seco de la Frazada y La Huertita (figura 1).

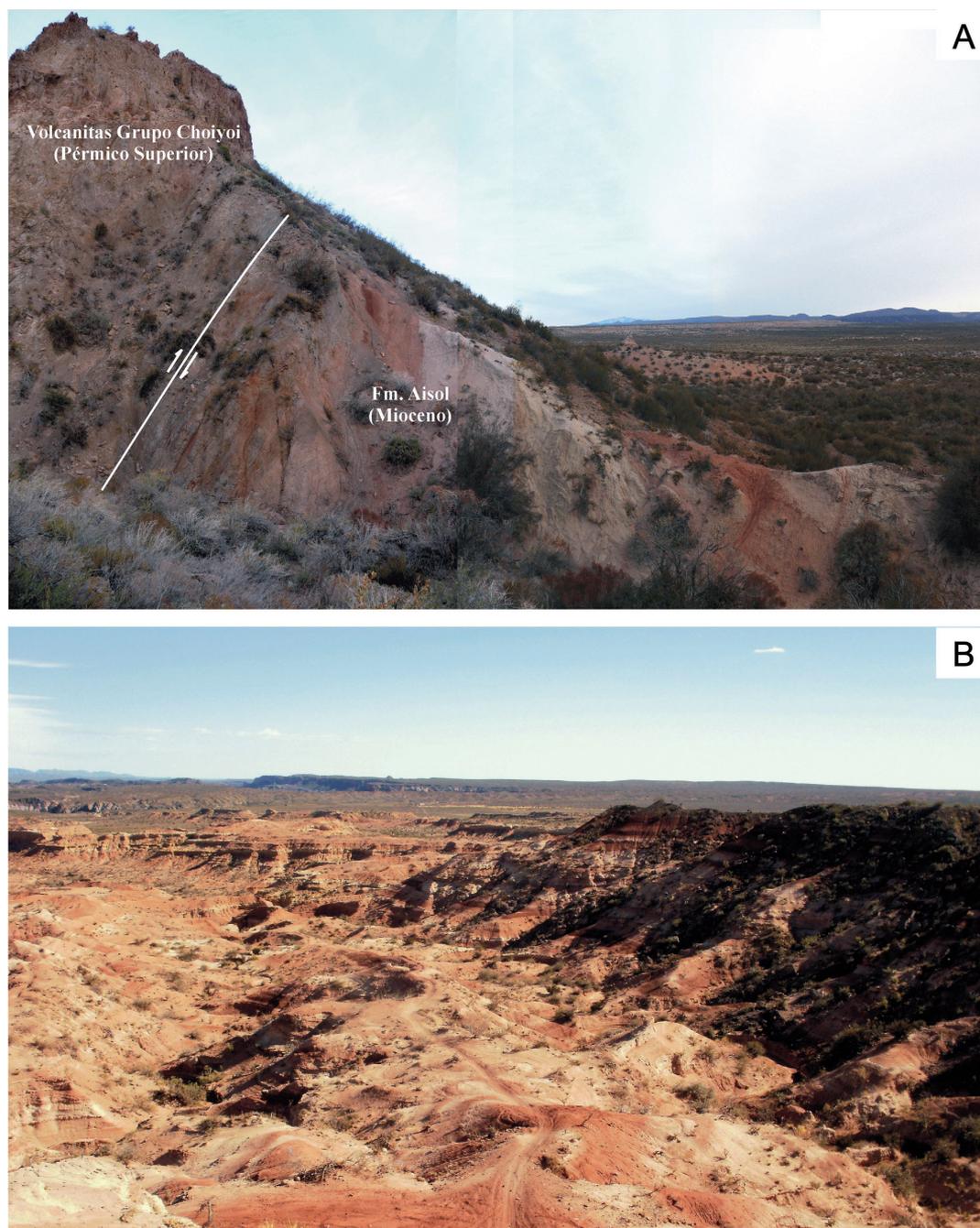


Figura 2. Vista hacia el sur de la Falla Valle Grande en adyacencias del arroyo Seco de la Frazada. Se observa a las volcanitas del Grupo Choiyoi (Pérmico Superior) sobrepuestas, mediante un plano de falla inversa, a los depósitos clásticos de la Formación Aisol (Mioceno temprano) (a). Vista general hacia el norte de los afloramientos de la Formación Aisol en el área de La Hoyada. Se caracterizan por el típico relieve de huayquerías (tierras malas) (b).

FORMACIÓN AISOL (REDEFINICIÓN)

Dessanti (1954, 1956) describió de manera general, la distribución y composición litológica de los depósitos neógenos, por entonces denominados “Estratos de Aisol”, aflorantes en el Bloque de San Rafael. Si bien Dessanti (1956) expuso algunas consideraciones respecto al espesor, edad y relaciones estratigráficas, la falta de perfiles detallados dificulta establecer el alcance preciso de su definición. No obstante, de acuerdo a lo observado en su mapeo para el área de Arroyo Seco de la Frazada, puede advertirse que dicho autor incluyó bajo la denominación de “Estratos de Aisol” a todo el conjunto de sedimentitas allí aflorantes, el cual contiene las tres secciones identificadas y descritas por Forasiepi *et al.* (2011).

Un caso similar ocurre en la descripción y carteo efectuado por González Díaz (1972) en el extremo oriental de la quebrada del Arroyo Seco de la Frazada. Este autor formalizó a los depósitos neógenos aflorantes en el área bajo la denominación de Formación Aisol, brindando una descripción más minuciosa de su composición litológica. Las observaciones realizadas en este sector permiten establecer que el perfil presentado por González Díaz (1972) comprende a las SM y SS de Forasiepi *et al.* (2011), y posiblemente la parte superior de la SI. En este sector, la sucesión se presenta fuertemente perturbada por acción de la falla Valle Grande, manifestando distintos grados de perturbación tectónica. En este sentido, la SI es la que se encuentra más fuertemente perturbada, mientras que en la SS la perturbación es prácticamente nula. Debido a ello, en la región próxima a la falla es posible visualizar una discordancia angular entre los depósitos de la SI y SM, aun cuando ofrecen un aspecto litológico similar (figura 4a). La SS es la que presenta un contraste litológico más destacado respecto a las subyacentes, yaciendo indistintamente mediante contacto erosivo, tanto sobre la SM como sobre la SI (figura 4a). Hacia los sectores más alejados de la falla, la deformación general de los depósitos se atenúa, presentando entre las diferen-

tes secciones una relación de aparente concordancia (figuras 4b y 5).

A la luz de las nuevas evidencias, adoptamos restringir aquí el término de Formación Aisol para los depósitos correspondientes a la “sección inferior” (SI) de Forasiepi *et al.* (2011) (figura 3). De esta manera, la Formación Aisol queda conformada por un conjunto de sedimentitas epiclásticas de origen fluvial y piroclásticas asociadas, cuya deposición habría comenzado en el Mioceno inferior tardío, de acuerdo a la edad de ~19,5 Ma arrojada por un fechado radiométrico reciente (Forasiepi *et al.*, 2014).

La base de la Formación Aisol puede observarse en detalle en el área de La Hoyada (cerca del cerro Aisol), sitio en el cual se exhibe el perfil más completo de esta unidad (figura 3). En este sector la sucesión alcanza los 92 m de espesor, asentada en discordancia sobre un paleorrelieve labrado en metamorfitas paleozoicas (figura 4c). En toda esta área, fallas inversas de corto rechazo (menor a 1 m) afectan a los depósitos de la Formación Aisol. En la base del perfil se exponen niveles finos de cineritas (figura 3).

El análisis facial ha permitido reconocer en estos depósitos un grupo de litofacies cuyas características e interpretaciones se sintetizan en la tabla 1, mientras que los elementos arquitecturales constituyentes (*sensu* Miahl, 1996) se presentan en la tabla 2. Es de destacar que los depósitos de planicie de inundación no presentan mayores cambios faciales a lo largo de toda la unidad. Los paleocanales, por el contrario, se caracterizan por un cambio gradual en la granulometría, constitución facial y configuración externa e interna.

Los depósitos de planicie de inundación, incluidos en el elemento arquitectural FF (tabla 2), conforman una monótona sucesión de arcillitas limosas y fangolitas cineríticas de coloración predominantemente rojiza (10R6/6: naranja rojizo moderado a 10R8/2: rosa-anaranjado grisáceo), finamente laminadas (facies Fl) y en menor medida macizas (facies Fm). Ocasionalmente, intercalan pequeños horizontes (menores a 5 cm de espesor) de cineritas macizas a laminadas (facies T)

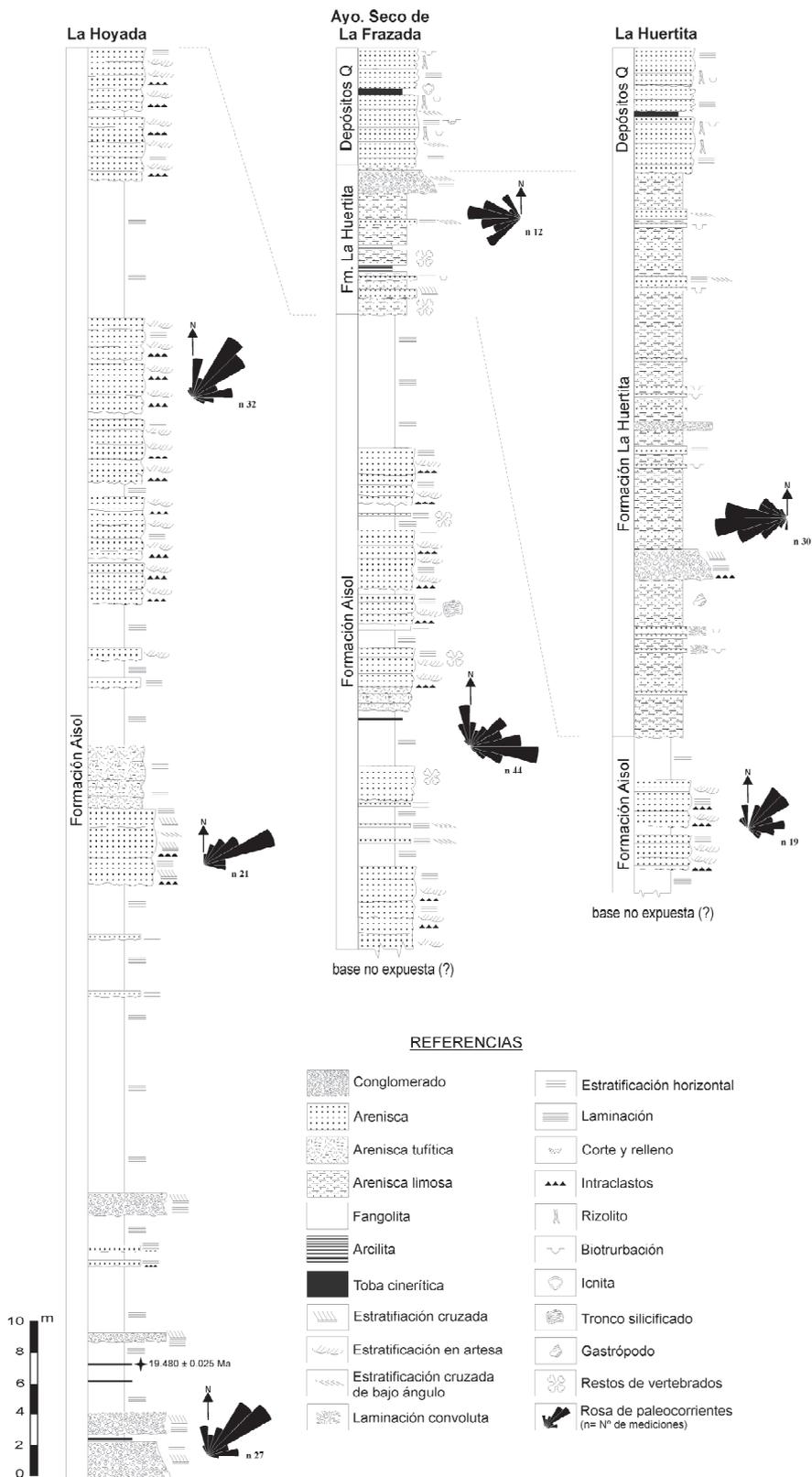


Figura 3 [página anterior]. Perfiles litoestratigráficos de los depósitos neógenos expuestos en las localidades de La Hoyada, arroyo Seco de la Frazada y La Huertita. Bloque de San Rafael, Mendoza. †Datación radiométrica en Forasiepi *et al.* (2014).

(tablas 1 y 2). Estos depósitos integran en conjunto hasta un 55% de la columna sedimentaria, presentándose algo más reducidos hacia la parte alta del perfil (hasta un 45% del total de la columna sedimentaria), donde los paleocanales adquieren mayor envergadura (figura 3).

Delgados cuerpos psamíticos no canalizados de geometría tabular a mantiforme (elemento arquitectural LS), menores a los 25 cm de espesor, se intercalan con cierta regularidad en los depósitos anteriormente descritos. Los mismos se encuentran integrados por facies de areniscas cuarzolíticas tex-

turalmente inmaduras, caracterizadas por el desarrollo de estratificación horizontal (facies Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo (facies Sl). Estos cuerpos son interpretados como depósitos de avenidas mantiformes (*sheet floods*), originados por explayamientos de desbordes por crecidas desde el canal hacia la planicie de inundación (Tunbridge, 1981; Bridge, 1984; Collinson, 1986; Miall, 1996; Leeder y Pérez-Arlúcea, 2006; Bridge y Demico, 2008).

Como fue señalado anteriormente, los paleocanales forman los cuerpos sedimentarios que ofrecen mayor variabilidad a lo lar-

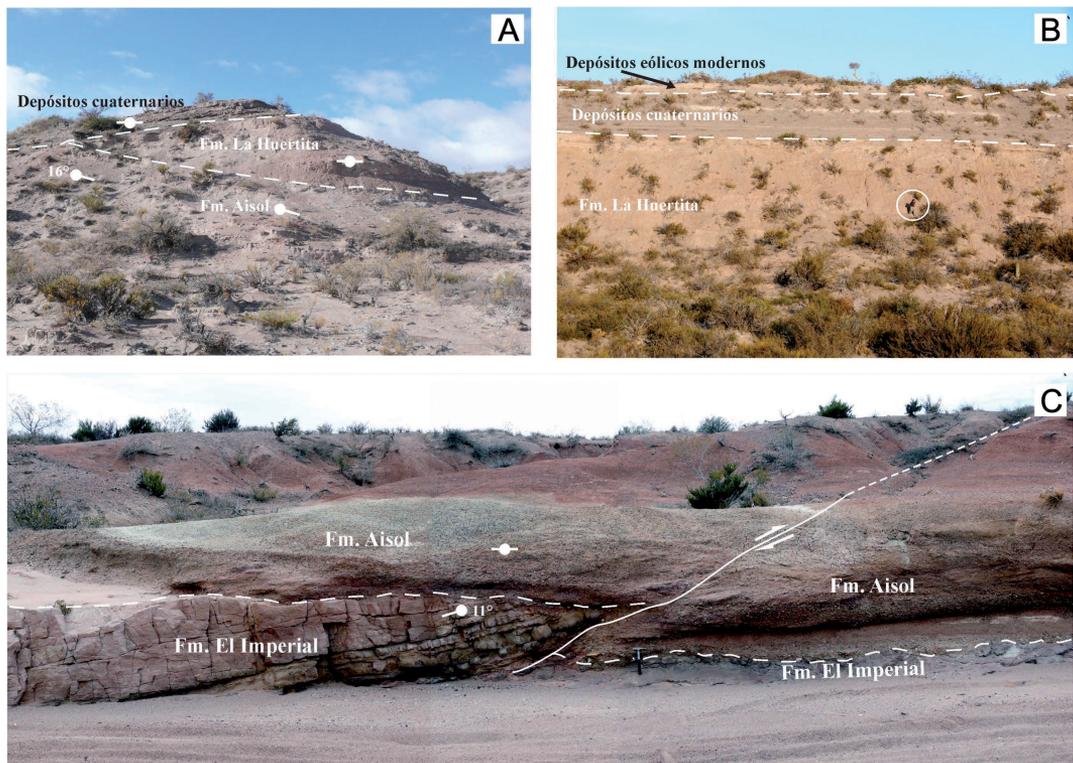


Figura 4. Relaciones estructurales y estratigráficas entre las formaciones Aisol (redefinida), La Huertita (*nom. nov.*) y los depósitos cuaternarios en cercanías del arroyo Seco de la Frazada. Estas unidades en su conjunto, comprenden a la "Formación Aisol" de acuerdo a la definición de Dessanti (1956) y González Díaz (1972) (a). Afloramientos fosilíferos de la Formación La Huertita (*nom. nov.*) en el área de Arroyo Seco de la Frazada El círculo señala la persona utilizada de escala (b). Contacto basal de la Formación Aisol (redefinida) con las metacuarcitas de la Formación El Imperial (Carbonífero Superior) en la localidad de La Hoyada (c).

Tabla 1. Facies sedimentarias reconocidas para los depósitos de las formaciones Aisol [redefinida] y La Huertita (*nom. nov.*).

Facies	Litología	Geometría	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gh	Conglomerados polimícticos clasto-soportados	Lenticular a tabular, acuñada. Contacto erosivo	Estratificación horizontal	Depósitos de barras gravosas. Alto régimen de flujo.
Gi	Conglomerados polimícticos clasto-soportados	Lenticular a tabular, acuñada. Contacto erosivo	Estratificación cruda, imbricación de clastos	Depósitos de barras gravosas. Alto régimen de flujo.
Gp	Conglomerados polimícticos clasto-soportados	Lenticular a tabular, acuñada Contacto neto	Estratificación cruzada planar	Caras de avalancha de formas de lecho gravosas bidimensionales
SGp	Areniscas gravosas	Lenticular a tabular, acuñada Contacto neto	Estratificación cruzada planar	Caras de avalancha de formas de lecho gravosas bidimensionales.
SGh	Areniscas gravosas	Lenticular a tabular, acuñada Contacto neto	Estratificación horizontal	Tope de barras gravosas. Alto régimen de flujo.
Ss	Areniscas cuarzolíticas Granulometría media	Lenticular Contacto erosivo	Maciza o estratificación cruda (abundantes intraclastos)	Depósitos residuales de fondo de canal.
St	Areniscas cuarzolíticas Granulometría media	Lenticular atabular, acuñada Contacto neto	Estratificación cruzada en artesas	Caras de avalancha de formas de lecho tridimensionales Bajo régimen de flujo.
Sp	Areniscas cuarzolíticas Granulometría media	Tabular Contacto neto	Estratificación cruzada planar	Caras de avalancha de formas de lecho bidimensionales Bajo régimen de flujo.
Sl	Areniscas cuarzolíticas Granulometría media	Tabular Contacto neto	Estratificación cruzada de bajo ángulo	Formas de lecho de bajo relieve. Régimen de flujo transicional.
Sh	Areniscas cuarzolíticas Granulometría fina a media	Tabular Contacto neto	Estratificación horizontal	Depósitos de capa plana. Tope de barras y crecidas laminares Alto régimen de flujo.
Sm	Areniscas cuarzolíticas finas a limosas	Tabular Contacto neto	Maciza, bioturbación Gastrópodos terrestres	Depósitos de crecidas y desbordes.
Scl	Areniscas cuarzolíticas finas a limosas	Tabular Contacto neto	Laminación convoluta	Depósitos de crecidas. Deformación por escape de fluidos.
STh	Tufitas	Tabular Contacto neto	Estratificación horizontal en parte difusa	Depósitos de capa plana. Tope de barras y crecidas laminares Alto régimen de flujo.
STm	Tufitas	Tabular Contacto neto	Maciza	Depósitos tractivos variados. Obliteración de la estratificación primaria.
Fm	Fangolitas	Tabular Contacto neto	Maciza	Decantación. Depósitos de desbordes en áreas de intercanal - planicie de inundación.
Fl	Fangolitas y limolitas hasta areniscas finas	Tabular Contacto neto	Laminación fina	Decantación. Depósitos de desbordes en áreas de intercanal - planicie de inundación.
T	Cinerita	Tabular Contacto neto	Maciza a finamente laminada	Depósitos de lluvia de cenizas.

go del perfil. En este sentido, se han identificado tres tipos de paleocanales (elemento arquitectural CH, tabla 2). Los paleocanales de tipo I (CH-I) se desarrollan en la parte inferior de la Formación Aisol. Forman cuerpos canalizados gravosos multiepisódicos de geometría lenticular o tabular, acuñaos lateralmente. En general, el desarrollo lateral de estos cuerpos es reducido, con anchos aparentes menores a los 20 m, alcanzando una potencia máxima individual del orden de los 3,5 m de espesor. Litológicamente se componen de conglomerados brechosos débilmente litificados, clasto-soportados, de carácter polimíctico, granulometría mediana a fina y moderada selección. Presentan guijas y guijarros angulosos a subangulosos, ocasionalmente redondeados, exhibiendo en general una pobre madurez textural. Entre sus componentes clásticos dominan las porfiditas y vulcanitas mesobásicas a ácidas, con porcentajes menores de metasedimenti-

tas, sugiriendo una proveniencia directa desde el sustrato paleozoico infrayacente. Su matriz se compone de arena cuarzolítica gruesa, texturalmente inmadura. En líneas generales, es posible observar un arreglo granodecreciente en los depósitos de canales, gradando de base a techo desde conglomerados brechosos medianos a areniscas gravosas. Las facies reconocidas en este tipo de paleocanales son Gp, Gh, Gi y SGp (tablas 1 y 2), siendo atribuidas a depósitos de barras fluviales gravosas de tipo longitudinales y transversales (Steel y Thompson, 1983; Mader, 1985; Miall, 1985, 1996; Spalletti, 1994a; Sánchez-Moya y Sopena, 2010).

Los paleocanales de tipo II (CH-II) se desarrollan en la parte media de la Formación Aisol. Forman cuerpos de canales amalgamados, multiepisódicos, de geometría tabular y acuñaos lateralmente. En este caso los canales adquieren gran continuidad lateral, pudiendo ser seguidos a lo largo de transec-

Tabla 2. Elementos arquitecturales reconocidos para los depósitos de las formaciones Aisol (redefinida) y La Huertita (*nom. nov.*).

Elementos arquitecturales reconocidos para la Formación Aisol (redefinida).				
Elemento arquitectural	Símbolo	Geometría	Asociación de facies	Interpretación
Canal I	CH-I	Lenticular o tabular acuñaado lateralmente	Gp, Gh, Gi, SGp	Depósitos de canales gravosos. Barras gravosas longitudinales y laterales.
Canal II	CH-II	Tabular acuñaado lateralmente	Ss, Sp, Sh, Sl	Depósitos de canales arenosos. Barras arenosas longitudinales.
Canal III	CH-III	Tabular acuñaado lateralmente	Ss, St, Sh, (Sp)	Depósitos de canales arenosos. Megaóndulas arenosas. Barras arenosas transversales.
Mantos arenosos laminados	LS	Mantiforme	Sh, Sl	Depósitos de avenidas mantiformes.
Mantos pelíticos de intercanales	FF	Mantiforme	Fm, Fl, T	Depósitos de planicie de inundación. Aporte de ceniza volcánica (lluvia de cenizas).
Elementos arquitecturales reconocidos para la Formación La Huertita (<i>nom. nov.</i>).				
Elemento arquitectural	Símbolo	Geometría	Asociación de facies	Interpretación
Canal	CH	Lenticular o tabular acuñaado lateralmente	Gp, Gh, Gi, SGp SGh, Sh	Depósitos de canales gravosos. Barras gravosas longitudinales y laterales.
Mantos arenosos laminados	LS	Mantiforme a tabular	Sh, Sl, Sm	Depósitos de avenidas mantiformes.
Mantos pelíticos de intercanales	FF	Mantiforme	Fm, Sm, Scl	Depósitos de planicie de inundación.

tas por algunos cientos de metros. La potencia de estos cuerpos no supera los 5 m de espesor. Litológicamente se componen de areniscas cuarzolíticas amarillentas (10YR 8/6: naranja amarillento pálido), de granulometría mediana a gruesa, con clastos subangulosos a subredondeados y moderada selección. En algunos sectores, estos cuerpos muestran un importante contenido piroclástico (areniscas tuffíticas), adquiriendo en tales casos una tonalidad rosado grisácea (5YR 8/1). La facies dominante en este tipo de paleocanales es Sp (tabla 1), con sets de hasta 1 m de espesor. Le siguen de forma asociada las facies Ss, Sh y Sl (tabla 1), siendo interpretadas en su conjunto como depósitos de barras fluviales arenosas de tipo longitudinal y depósitos de fondo de canal (Walker, 1976; Miall, 1978, 1996; Rust, 1978; Spalletti, 1994a; Sánchez-Moya y Sopena, 2010).

Los paleocanales de tipo III (CH-III) se desarrollan en la parte superior de la Formación Aisol. Al igual que los paleocanales de tipo II, forman cuerpos de canales amalgamados de geometría tabular y de gran continuidad lateral, alcanzando en conjunto espesores de hasta 16 m de potencia. Litológicamente, se componen de areniscas cuarzolíticas medianas de tonalidades blanquecinas. En este caso, las areniscas exhiben una mayor madurez textural, caracterizándose por

la presencia de clastos subredondeados a redondeados y buena selección. La facies dominante en este tipo de paleocanal es St (tabla 1), con desarrollo de artesas de gran tamaño de escala métrica a decimétrica. En forma asociada se presentan las facies Sh y Ss, observándose rara vez estratificación cruzada planar (facies Sp) en sets aislados de poco desarrollo. Esta asociación facial es interpretada como depósitos de megaóndulas arenosas y barras fluviales arenosas tridimensionales (tipo duna) (Cant y Walker, 1978; Miall, 1985, 1996; Spalletti, 1994a; Sánchez-Moya y Sopena, 2010). Este último tipo de relleno de canales se observa también en los perfiles de Arroyo Seco de la Frazada y La Huertita (figura 3), cuyos afloramientos corresponden precisamente al tramo superior de la Formación Aisol de acuerdo a la redefinición dada en este trabajo. En este sentido debe destacarse que los fósiles colectados en la localidad Arroyo Seco de la Frazada (en Soria, 1983; Forasiepi *et al.*, 2011, 2014), provienen de los depósitos correspondientes al tramo superior de la misma, mientras que aquellos de La Hoyada (Cerro Aisol en Soria, 1983) provendrían de los niveles más cercanos a la base de la unidad.

Las mediciones de paleocorrientes, tomadas principalmente a partir de las estructuras sedimentarias tractivas asociadas a los depósitos de canales, indican en todos

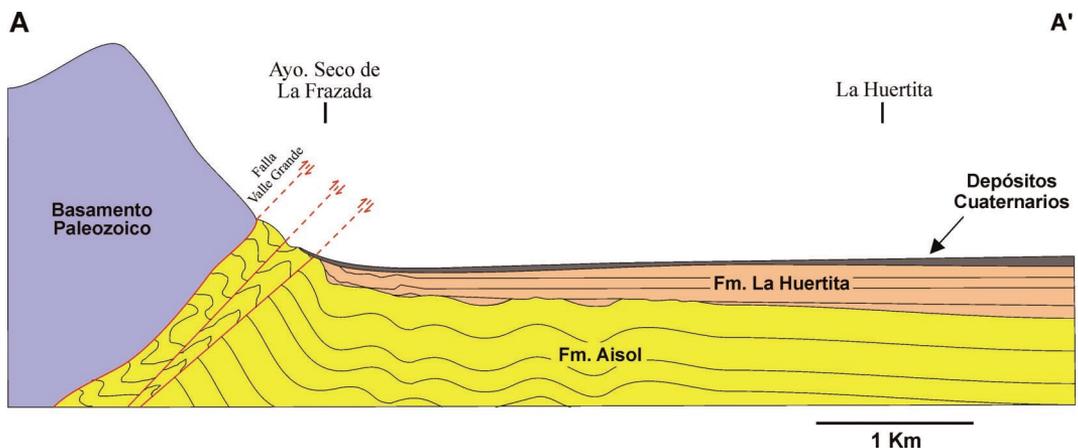


Figura 5. Esquema estructural de la transecta ubicada entre el Arroyo Seco de la Frazada y La Huertita (corte A-A', Fig. 1).

los casos una orientación general del paleoflujo situado dentro del cuadrante noreste (figura 3).

Interpretación paleoambiental y evolución del relleno sedimentario.— En líneas generales, el dominio de sistemas de barras de acreción frontal (barras longitudinales y transversales) a lo largo de toda la sucesión, sugiere el desarrollo sostenido de sistemas fluviales de baja sinuosidad (Cant y Walker, 1978; Rust, 1978; Miall, 1978, 1985, 1996; Walker y Cant, 1984). No obstante, existe una paulatina evolución de los sistemas fluviales hacia ríos de menor capacidad de carga y menor confinamiento dentro de la planicie de inundación.

Los sistemas de canales de tipo I (CH-I) ubicados en la base de la secuencia, muestran un dominio de facies brechosas vinculadas al desarrollo de barras longitudinales y transversales, sugiriendo el desarrollo de ríos entrelazados gravosos de alta energía (Rust y Koster, 1984; Miall, 1996). El carácter cordoniforme (*ribbon*) que ofrecen estos cuerpos sedimentarios, indican un marcado confinamiento de los cauces dentro de planicie de inundación (Friend, 1983), factor que es vinculado a una alta tasa de agradación sedimentaria en una cuenca marcadamente subsidente (Collinson, 1986; Bentham *et al.*, 1993; Bristow y Best, 1993).

Hacia el tramo medio de la unidad, los paleocanales de tipo II (CH-II) adquieren una configuración de carácter mantiforme, producto de la agradación y coalescencia o amalgamamiento lateral de los depósitos de canales (Campbell, 1976; Miall, 1985). Dicha configuración sugiere el desarrollo de sistemas de canales móviles, debido a un proceso de constante migración de los cursos fluviales (Miall, 1985; Bristow y Best, 1993; Nichols, 2009). El dominio en este caso de depósitos atribuidos a barras arenosas longitudinales, permite inferir para este tramo de la sucesión el desarrollo de ríos entrelazados arenosos (Rust, 1978; Miall, 1996), con una menor capacidad de carga (menor energía relativa) y sucedidos sobre una planicie aluvial más extensa y de menor

pendiente que la correspondiente para los canales de tipo I.

En el tramo superior de la Formación Aisol, los canales de tipo III (CH-III) muestran predominancia de depósitos correspondientes a megaóndulas arenosas y de barras arenosas transversales (tridimensionales), sugiriendo la presencia de ríos entrelazados arenosos caracterizados por el desarrollo de trenes de macroformas de tipo linguoides (Miall, 1985, 1996). Estos depósitos exhiben también una configuración mantiforme, mostrando en este caso un mayor espesor y dominio de los depósitos de canales como consecuencia de un incremento en el amalgamamiento y recurrencia de los mismos dentro de la pila sedimentaria. Esta particularidad, es atribuida a una menor tasa de subsidencia en la cuenca (Bristow y Best, 1993; Nichols, 2009), lo que señala una merma paulatina de la misma hacia la parte superior de la Formación Aisol.

El marcado contenido piroclástico presente en los depósitos de planicie de inundación, indica la existencia de una actividad volcánica coetánea a lo largo este ciclo de depositación. La granulometría fina de las piroclastitas (cineritas) y su disposición en horizontes de muy poco espesor, sugieren un origen relacionado a depósitos de lluvia de cenizas en áreas distales respecto del centro emisor (Teruggi *et al.*, 1978; Mazzoni, 1986; Spalletti, 1994b). La presencia ocasional de espesos horizontes de arenas tufticas asociados a los depósitos de canales en el tramo medio-superior de la sucesión, señalan posibles periodos de mayor intensidad en la actividad volcánica. Estos horizontes, mayormente macizos o solo portadores de una tenue estratificación horizontal, corresponderían a depósitos de canales de rápida agradación, generados por el súbito incremento de la carga de lecho en el sistema fluvial durante el proceso eruptivo (Smith, 1987; 1988, 1991; Haughton, 1993). Sin embargo, se trataría en todos los casos de episodios breves y baja recurrencia, los cuales habrían generado escasa incidencia en la evolución general del sistema fluvial.

El desarrollo de importantes espesores de

depósitos de planicie de inundación ligados a sistemas fluviales de carácter entrelazado, es vinculado a procesos de rápida subsidencia y alta tasa sedimentación en zonas de bajo gradiente, generalmente localizadas en zonas distales de sistemas aluviales (Friend, 1988; Bentham *et al.*, 1993). En este mismo sentido, la escasa a nula presencia de rasgos pedogénicos, permiten inferir un insuficiente desarrollo de los paleosuelos. Tal condición puede ser atribuible a la existencia de una alta tasa de sedimentación y agradación de los depósitos de planicie de inundación, factor que imposibilitaría la generación de suelos maduros (Leeder, 1975; Kraus y Bown, 1986).

En líneas generales y conforme a lo descrito, los depósitos de la Formación Aisol muestran en su base el desarrollo de canales gravosos fuertemente confinados y asociados a potentes depósitos de planicie de inundación. Dicha particularidad puede relacionarse al relleno inicial de depocentros tectónicamente controlados y ligados a fenómenos de tensión y marcada subsidencia (Blair, 1987; Spalletti, 1994b). La gradación vertical hacia canales arenosos amalgamados y con espesores crecientes señalan el desarrollo de una mayor movilidad de los canales en concomitancia con una merma en la tasa de subsidencia local (Bristow y Best, 1993; Nichols, 2009). En este sentido, depósitos fluvio-aluviales de carácter granodecreciente ligados a áreas tectónicamente activas, son atribuidos a un periodo de atenuamiento en la actividad tectónica, lo cual genera una reducción gradual del relieve en la cuenca de drenaje (Mader, 1985; Hendrix e Ingersoll, 1987; Spalletti, 1994b).

Respecto a las condiciones paleoclimáticas, no se cuenta hasta el momento con datos suficientes que permitan arribar a conclusiones precisas. No obstante, sobre la base de la información disponible, es posible inferir la presencia de importantes cursos de aguas permanentes, factor que habría incidido positivamente en el desarrollo de la biota, como así también lo sugiere el hallazgo de abundante material paleontológico (vertebrados y madera fósil).

FORMACIÓN LA HUERTITA

(*NOM. NOV.*)

Se propone el nombre de Formación La Huertita (*nom. nov.*) para definir litoestratigráficamente a los depósitos correspondientes a la “sección media” (SM) descrita por Forasiepi *et al.* (2011). Éstos representan una sucesión de depósitos epiclásticos fluviales que se disponen en relación de discordancia (en el área de la falla Valle Grande) sobre los niveles de la Formación Aisol, siendo cubiertos mediante contacto erosivo por los depósitos cuaternarios correspondientes a la “sección superior” SS (*sensu* Forasiepi *et al.*, 2011). Su localidad tipo se establece en el paraje epónimo situado al norte del cerro Aisol, sobre los 34°55'58" de latitud sur y los 68°30'35" de longitud oeste (figura 1), alcanzando un espesor máximo de 36,5 m en este sector donde la misma no se ve afectada por el tectonismo.

Las sedimentitas de la Formación La Huertita ofrecen a primera vista un aspecto similar a las de la Formación Aisol, debido principalmente a las tonalidades rojizas que comparten en gran parte estos depósitos. Sin embargo, el análisis detallado de esta sucesión permite observar la existencia de un importante contraste en la constitución litológica y facial.

En líneas generales, la Formación La Huertita presenta un amplio dominio de depósitos finos (pelíticos y psamíticos) de planicie de inundación (elemento arquitectural FF; tabla 2), los cuales conforman hasta un 85% de la sucesión (figura 3). En este sentido, la facies dominante corresponde a los niveles de areniscas limosas macizas (facies Sm), factor que imprime a los depósitos un aspecto loessoide. Estas sedimentitas se destacan por su carácter compacto y uniforme, de color gris rosáceo (5R 8/2) y de buena selección granulométrica. En algunos sectores se observa una cíclica alternancia de depósitos areno-limosos macizos (facies Sm) y de areniscas finas con estratificación convoluta (facies Scl), sucedidos en bancos menores a los 30 cm de espesor. Este último patrón sugiere la existencia periódica de terrenos fuertemente saturados en agua.

El análisis petrográfico de estos niveles efectuado por Turazzini (2013) revela una composición clástica relativamente homogénea, compuesta por litoareniscas feldespáticas de grano fino formadas principalmente por litoclastos volcánicos de composición mesosilícica y ácida, junto a piroclastitas, cuarzo y feldepatos (dominantemente plagioclasas). En forma minoritaria se observan fragmentos intraformacionales de yeso, biotita desferrizada, anfíboles alterados y opacos. La presencia de clastos de areniscas finas retrabajadas de la Formación Aisol es común en los niveles inferiores del perfil. En estas últimas el cemento es predominantemente carbonático granotópico fino (menor a 4 micras) y, en menor abundancia, granotópico grueso (entre 4 y 16 micras). Este último se presenta rellenando huecos, en ocasiones conformando una compleja red de canales interpretados como pedotúbulos. Caracterizan además a los depósitos de planicie de inundación una marcada bioturbación (cf. *Skolithos*) y la presencia de gastrópodos terrestres asignables a *Succinea* (Succineidae), *Gastrocopta* (Vertiginidae), *Bostryx* (Bulimulidae) y la especie recientemente nominada *Radiodiscus sanrafaelensis* (Turazzini y Miquel, 2014). Las facies de neto dominio pelítico (facies Fm) presentan muy escasa participación dentro de la sucesión.

Los elementos LS conforman bancos tabulares a mantiformes menores a los 50 cm de espesor. Se componen igualmente de litoareniscas feldespáticas, de granulometría fina a media y texturalmente inmaduras. Internamente pueden presentar estratificación horizontal (facies Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo (facies Sl), exhibiendo además frecuentes trazas epiestratales de invertebrados. Conforme a Miall (1996), estos cuerpos son atribuidos a depósitos de avenidas mantiformes (*sheet floods*).

Los paleocanales (elemento arquitectural CH, Tabla 2) representan sólo el 7% de la sucesión, conformando estratoformas lenticulares o tabulares de rápido acuñaamiento lateral. Corresponden en general a cuerpos canalizados simples de poco desarrollo areal que alcanzan espesores máximos de

hasta 2 m de potencia, aunque en promedio no superan los 0,8 m. Litológicamente se componen de conglomerados y areniscas gravosas, texturalmente inmaduras, dispuestas en arreglo granodecreciente. Los conglomerados son clasto-soportados, de carácter polimíctico, con guijas y guijarros angulosos a subangulosos de cuarzo, porfiditas ácidas y escasos basaltos. Los términos psamíticos corresponden a areniscas líticas y cuarzolíticas gruesas, de granos angulosos a subangulosos, pobre selección y cemento predominantemente microesparítico. En estos cuerpos dominan las facies Gh, Gp y SGp, seguidas por Gi, SGh y Sh (tablas 1 y 2), asociación que es atribuida a depósitos de barras fluviales gravosas longitudinales y laterales (Steel y Thompson, 1983; Mader, 1985; Miall, 1985, 1996; Sánchez-Moya y Sopena, 2010).

Las paleocorrientes medidas sobre los depósitos de canales (mediciones efectuadas en artesas y clastos imbricados) indican una orientación general del paleoflujo hacia el oeste (figura 3). Esta orientación permite entrever un cambio brusco en la dirección general de los antiguos cursos fluviales en relación a lo observado para la Formación Aisol.

Interpretación paleoambiental y evolución del relleno sedimentario.— La escasa potencia y representatividad de los depósitos de canales sugieren, al menos para el área analizada, un pobre desarrollo del sistema fluvial. En este caso, el dominio de barras gravosas longitudinales y laterales en cuerpos canalizados simples de escasa envergadura permiten inferir el desarrollo de ríos gravosos de baja sinuosidad y de carácter efímero (Hassan, 2005). La predominancia en los depósitos de intercanales de las facies Sm, con ausencia total de cualquier tipo de estructura sin- o post-sedimentaria, no posibilita efectuar mayores interpretaciones respecto a su origen. Resulta llamativo la uniformidad de estos depósitos y la buena selección de sus granos (rasgo que la distingue del resto de las facies), factor que podría sugerir cierto aporte y/o retrabajo eólico sobre los depósitos de la planicie de inunda-

ción. La presencia de avenidas mantiformes irregularmente dispuestas a lo largo de la secuencia, indicarían esporádicos episodios de inundación. Probablemente durante estos episodios se habrían generado, sobre las zonas más deprimidas de la planicie de inundación, pequeños cuerpos de aguas efímeras o barreales (asociación de facies Scl-Sm).

El desarrollo de paleosuelos cálcicos, caracterizados por el alto contenido de cemento carbonático granotópico fino y de pedotúbulos, huecos y oquedades rellenos con cemento granotópico grueso, junto a la presencia de abundantes rizoconcreciones macroscópicas, sugiere el desarrollo de pedocales (Turazzini, 2013). Los suelos tipo pedocal son típicos de zonas áridas y semiáridas, asociados preferentemente al desarrollo de vegetación arbustiva o herbácea (Wright y Tucker, 1991; Alonzo-Zarza, 1999). Estos paleosuelos en concordancia con las características efímeras de los paleocauces, indicarían la existencia de un ambiente de régimen estacional (fluctuaciones de la freática indicadas por las rizoconcreciones) y relativo déficit hídrico durante la depositación de este sector de la unidad.

Conforme a lo expuesto, los depósitos de la Formación la Huertita muestran fuertes cambios paleoambientales respecto a lo observado para la Formación Aisol. Además, dos factores resultan de gran importancia en la identidad de esta unidad: la presencia de una fuerte discordancia angular en su base, mediante la cual se asienta sobre la Formación Aisol y un marcado cambio en la dirección de las paleocorrientes. Estos últimos factores señalarían la acción de un importante evento tectónico de carácter compresivo, el cual habría invertido el antiguo sistema de fallas extensionales provocando la obliteración de la cubeta de Aisol y el drástico cambio del área de aporte. La deformación presente en esta unidad, en adyacencias a la falla Valle Grande (aunque en mucha menor intensidad que la manifestada en los depósitos de la Formación Aisol), sugiere la continuidad del régimen compresivo con posterioridad a la depositación de estas sedimentitas.

PALEONTOLOGÍA

Los depósitos de la Formación Aisol aflorantes en la margen derecha del río Atuel, en la aquí denominada cubeta de Aisol (figura 1) han proporcionado más de 100 restos fósiles, incluyendo cráneos, mandíbulas y dientes, aunque mayormente, restos postcraneos aislados. Los taxones identificados hasta el momento incluyen: Anura indet., dos especies indeterminadas de *Chelonoidis* (Testudininae), Phorusrhacidae indet., Mylodontidae indet., Glyptodontidae indet., la especie recientemente nominada *Nesodon taweretus* (Nesodontinae), *Palyeidodon* cf. *P. obtusum* (Haplodontheriinae), cf. *Eutrachytherus* (Mesotheriidae), *Hegetotherium* sp. (Hegetotheriidae), *Protypotherium* sp. (Intertheriidae), cf. *Theosodon* (Macraucheniiidae) y *Prolagostomus* o *Pliolagostomus* (Chinchillidae) (tabla 3, figura 6a–c). La descripción de los restos de vertebrados se encuentra en Soria (1983) y Forasiepi *et al.* (2011, 2014; referidos a la SI de la Formación Aisol). A los materiales ya descritos se adiciona el MHNSR-PV 1152, un fragmento maxilar izquierdo con el alvéolo del P3, fragmento de P4 y M1–M3, de tamaño y morfología similar a *Eutrachytherus modestus* (figura 6c). El espécimen MHNSR-PV 1152 es un mesoterio de talla pequeña. Los molares incrementan en tamaño del M1 al M3 (M1: 10 mm de largo y 7,1 mm de ancho; M2, 12 mm de largo y 8 mm de ancho; M3, parcialmente fracturado). Los molares poseen tres lóbulos al igual que otros mesoterinos (*e.g.*, Townsend y Croft, 2010), de los cuales el central es más corto, en particular en el M3. Los lóbulos anterior y posterior presentan caras subparalelas entre sí, mientras que el lóbulo central posee las caras anterior y posterior convergentes lingualmente (rasgo más marcado en el M1). El M3 posee además una invaginación lingual y posterior la cual se ha preservado separada de su posición natural. Una gruesa capa de cemento se distribuye mayormente sobre la cara lingual de los dientes, relleno los pliegues de esmalte y extendiéndose sobre las caras anterior y posterior. Una asignación taxonómica precisa resulta difícil dada la variabilidad

Tabla 3. Lista taxonómica de los vertebrados recuperados de la Formación Aisol (redefinida) de los depósitos expuestos en la margen derecha del río Atuel, cubeta de Aisol.

Anura Rafinesque, 1815	gen. et sp. indet.
Testudines Linnaeus, 1758	
Cryptodira Cope, 1868	
Testudininae Batsch, 1788	
<i>Chelonoidis</i> sp. A	
<i>Chelonoidis</i> sp. B	
Aves Linnaeus, 1758	
Phorusrhacidae Ameghino, 1889	gen. et sp. indet.
Mammalia Linnaeus, 1758	
Eutheria Huxley, 1880	
Xenarthra Cope, 1889	
Pilosa Flower, 1883	
Mylodontidae Gill, 1872	gen. et sp. indet.
Megatheriidae Gray, 1821	
Planopinae Simpson, 1945	gen. et sp. indet.
Cingulata Illiger, 1811	
Glyptodontidae Gray, 1869	
Hoplophorinae Huxley, 1864	gen. et sp. indet.
Propalaeohoplophorinae Ameghino, 1891	gen. et sp. indet.
Notoungulata Roth, 1903	
Toxodontidae Owen, 1845	
Nesodontinae Murray, 1866	
<i>Nesodon taweretus</i>	
Haplodontheriinae Ameghino, 1907	
<i>Palyeiodon</i> cf. <i>P. obtusum</i> Roth, 1899	
Hegetotheriidae Ameghino, 1894	
<i>Hegetotherium</i> sp.	
Intheratheriidae Ameghino, 1887	
<i>Protypotherium</i> sp.	
Mesotheriidae Alston, 1876	gen. et sp. indet.
Litopterna Ameghino, 1889	
Macrauchiinae Gervais, 1855	
Cramauchiinae Ameghino, 1902	cf. <i>Theosodon</i> sp.
Rodentia Bowdich, 1821	
Chinchillidae Bennet, 1833	
Lagostominae Pocock, 1922	

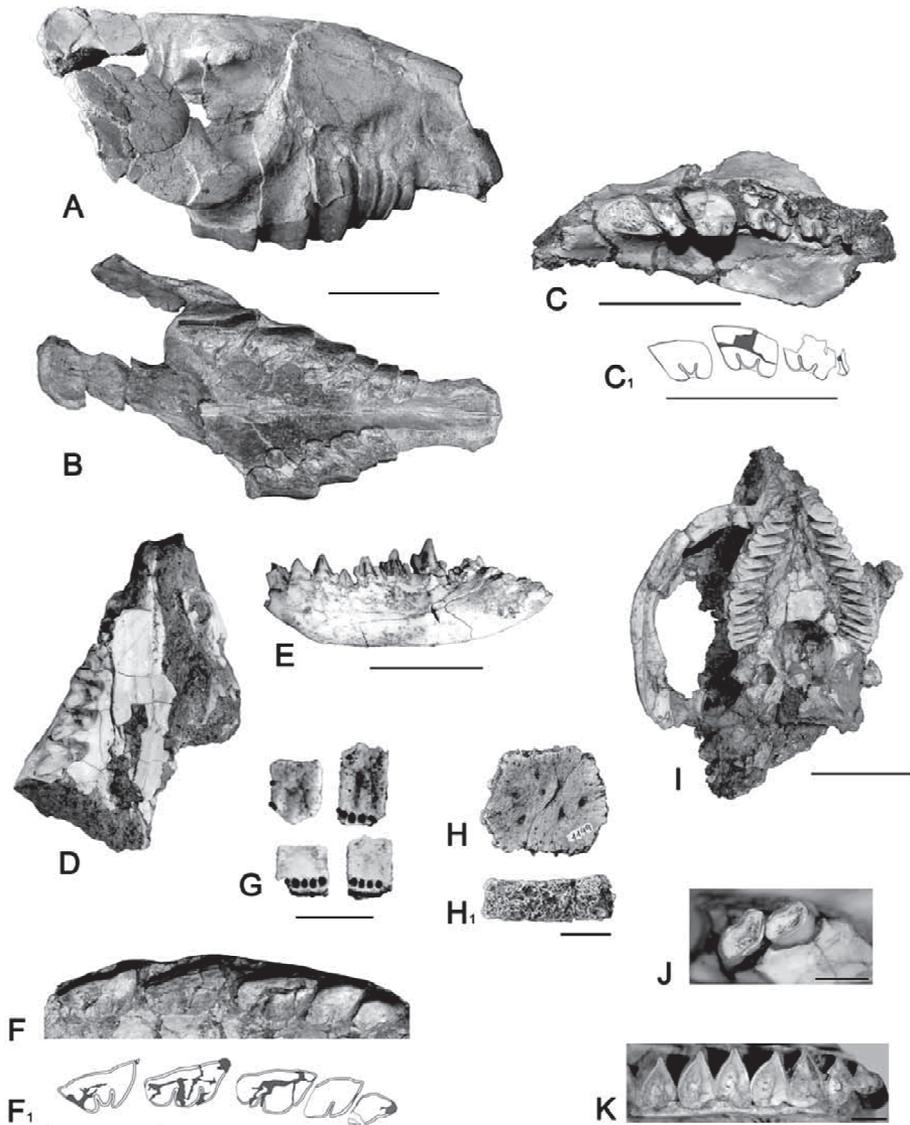


Figura 6. Mamíferos fósiles recuperados en el área del perfil de Arroyo Seco de la Frazada de las Formaciones Aisol [a–c] y la Formación La Huertita [d–k]. *Palyeiodon* cf. *P. obtusum* (MHNSR-PV 1021), resto craneano en vista lateral [a] y ventral [b], escala 100 mm. *Eutrachytherus modestus* (MHNSR-PV 1152), fragmento de maxilar izquierdo en vista oclusal con el alveolo del P3 y P4–M3 [c] y esquema lineal de los molares [c₁], escala 30 mm. *Hesperocynus dolgopola* (MHNSR-PV 1046), fragmento de maxilar en vista ventral [d] y mandíbula izquierda en vista lateral [e], escala 10 mm. *Pseudotypotherium exiguum* o *P. subinsigne* (MHNSR-PV 1154), fragmento de maxilar derecho en vista oclusal con los P3–M3 [f] y esquema lineal de los P3–M3 [f₁], escala 30 mm. cf. *Doellotatus* (MHNSR-PV 1095), cuatro placas fijas aisladas [g], escala 10 mm. Doedicurinae indet (MHNSR-PV 1149), una placa aislada en vista dorsal [h] y lateral [h₁], escala 20 mm. *Caviodon cuyano* (MHNSR-PV 1101), fragmento craneano en vista ventral [i], escala 30 mm. Ctenomyidae aff. *Eucoelophorus* (MHNSR-PV 1048), fragmento de mandíbula izquierda con m2–m3 en vista oclusal [j], escala 2 mm. *Orthomyctera* sp. (MHNSR-PV 1047), mandíbula izquierda con p4–m3 [k], escala 2 mm.

intraespecífica de los mesoterinos de acuerdo al grado de desgaste de los molares. El holotipo de *Eutrachytherus modestus* es un premolar y un molar (Roth, 1899), posiblemente un M3. La cara labial del M3 es lisa sin ondulaciones ni surcos y el esmalte rodea todo el diente (*sensu* Roth, 1899). La longitud anteroposterior del molar es 14 mm y la transversal es 7 mm (Roth, 1899). El M3 de *Eutrachytherus* tiene el lóbulo central más corto que los lóbulos anterior y posterior, lo cual representa un rasgo generalizado entre los mesoterinos que se repite en MHNSR-PV 1152 y *Altitypothierium* (Croft *et al.*, 2004; Cerdeño, 2007). Por su parte, MHNSR-PV 1152 difiere de *Altitypothierium paucidens* dado que este último taxón no posee P3 (Croft *et al.*, 2004), mientras que se asemeja a *Altitypothierium chucalensis* por tener el M1 elongado (Croft *et al.*, 2004). Una revisión detallada de la taxonomía alfa de los mesoterinos es necesaria para precisar la asignación del nuevo material.

El análisis de la asociación de mamíferos de la Formación Aisol es complejo. *Palyeiodon cf. P. obtusum* (Haplodontheriinae) es mayormente conocido de niveles del Friasense ss. y Colloncurense (Roth, 1899; Madden, 1990) en Patagonia. A estos se le agregan dientes aislados fragmentarios mencionados para la localidad Santacrucense de Chucal (norte de Chile; Bond y García, 2002, pero véase Croft *et al.*, 2004, 2009). *Eutrachytherus modestus* (Mesotheriidae) es hasta ahora conocido únicamente del perfil tipo de la Formación Collón Cura (Roth, 1899), de niveles de edad Colloncurense (Mioceno medio); mientras que *Altitypothierium chucalensis* fue reconocido en niveles del Mioceno temprano (Santacrucense) de la Formación Chucal, en el altiplano chileno (Croft *et al.*, 2004) y en la Formación Mariño en Mendoza (Cerdeño, 2007). Por su parte, el reconocimiento de la especie HP 530 de *Nesodon* HP 530 *taweretus* (Forasiepi *et al.*, 2014) distinta a las especies conocidas para la Formación Santa Cruz podría eventualmente ser interpretada como consecuencia de una diferencia de edad, lo mismo que el hallazgo de testudines gigantes los cuales están ausentes

en la Formación Santa Cruz y al contrario presentes en niveles más modernos (Mioceno medio–Plioceno, Colloncurense a Montehermosense; de la Fuente, 1988). Sin embargo, una datación radimétrica reciente efectuada sobre circones del segundo nivel de cinerita ubicado en la base de la Formación Aisol (figura 3) arrojó una edad de $19,480 \pm 0,025$ Ma (Forasiepi *et al.*, 2014), lo que ubicaría la asociación de vertebrados de la Formación Aisol en el Mioceno temprano y resultando los fósiles contemporáneos con aquellos del Santacrucense. Una posibilidad es que las diferencias taxonómicas detectadas entre los mamíferos de la Formación Aisol y los mamíferos santacrucenses mejor conocidos de Patagonia (Formación Santa Cruz), puedan deberse a la distancia latitudinal, como fuera ejemplificado con otras asociaciones de vertebrados extrapatagónicos de similar antigüedad (*e.g.*, López *et al.*, 2011). Este mismo escenario podría estar repitiéndose en la Formación Aisol, evidenciando cierto provincialismo en las asociaciones de vertebrados (siguiendo a Croft *et al.*, 2009) para el Mioceno temprano. El resto de la asociación de la Formación Aisol (*Hegetotherium* sp., *Protitypothierium* sp., cf. *Theosodon* y *Prolagostomus* o *Pliolagostomus*) no contribuye a precisar una edad biocronológica dado que estos taxones fueron registrados en niveles del Mioceno temprano y medio.

La Formación La Huertita ha proporcionado unos 50 ejemplares fósiles, ocasionalmente representados por material craneano y postcraneano asociado. Los taxones registrados incluyen: Didelphidae indet., *Hesperocynus dolgopola* (Sparassocynidae), Mylodontidae indet; Megatheriinae indet., cf. *Doellotatus* (Dasypodidae), Doedicurinae indet. (Glyptodontidae), *Tremacyllus* sp. (Hegetotheriidae), *Pseudothyrotherium exiguum* o *P. subinsigne* (Mesotheriidae), *Caviodon cuyano* (Cardiomyinae), *Orthomyctera* sp. y varios otros roedores Caviinae (Caviidae) que requieren una revisión taxonómica detallada, *Protoabrocoma* sp. (Abrocomidae) y un Ctenomyidae aff. *Eucoelophorus* (Ctenomyidae) (tabla 4; figura 6d–k).

Tabla 4. Lista taxonómica de los vertebrados recuperados de la Formación La Huertita (*nom. nov.*) de los depósitos expuestos en la margen derecha del río Atuel, cubeta de Aisol.

Mammalia Linnaeus, 1758
Metatheria Huxley, 1880
Marsupialia Illiger, 1811
Sparassocynidae Reig, 1958
<i>Hesperocynus dolgopola</i> Reig, 1958
Didelphidae Gray, 1821
gen. et sp. indet.
Eutheria Huxley, 1880
Notoungulata Roth, 1903
Hegetotheriidae Ameghino, 1894
Pachyrukhinae Lydekker, 1894
<i>Tremacyllus</i> sp.
Mesotheriidae Alston, 1876
<i>Pseudotypotherium exiguum</i> Ameghino 1887 o <i>P. subinsigne</i> (Rovereto, 1914)
Xenathra Cope, 1889
Pilosa Flower, 1883
Megatheriidae Gray, 1821
gen. et sp. indet.
Cingulata Illiger, 1811
Dasypodidae Gray, 1821
cf. <i>Doellotatus</i> Bordas, 1932
Glyptodontidae Gray, 1869
Doedicurinae Ameghino, 1889
gen. et sp. indet.
Rodentia Bowdich, 1821
Hydrochoeridae Gill, 1872
Cardiomyinae Kraglievich, 1930
<i>Caviodon cuyano</i> Vucetich <i>et al.</i> , 2011
Caviidae Fischer and Waldheim, 1817
Dolichotinae Pocock, 1922
<i>Orthomyctera</i> sp.
Caviinae Murray, 1866
gen. et sp. indet.
Abrochomiidae Miller and Gidley, 1918
<i>Protoabrocoma</i> sp.
Ctenomyidae Gervais, 1949
aff. <i>Eucoelophorus</i> Ameghino, 1909

Los vertebrados fósiles provenientes de la Formación La Huertita fueron descritos en Forasiepi *et al.* (2009, 2011) y Vucetich *et al.* (2011); a estos se adicionan los ejemplares estudiados en un reciente trabajo de tesis inédito (Turazzini, 2013) que se mencionan a continuación. Todos los materiales provenientes de la Formación La Huertita *nom. nov.* fueron referidos en la literatura previa como provenientes de la SM de la Formación Aisol.

Un resto mandibular con m3–m4 (MHNSR-PV 1086) de un marsupial de tamaño similar a *Philander opossum* es referido a la familia Didelphidae. Los caracteres reconocidos no permiten hacer una identificación genérica precisa; sin embargo, la talla y la morfología del m4 con un talónido ancho y corto lo diferencia de *Hesperocynus dolgopola*, el otro marsupial conocido para esta unidad (Forasiepi *et al.*, 2009; figura 6d). En particular la talla diferencia el

MHNSR-PV 1086 de otros géneros de didélfidos hallados en formaciones de edad miocena tardía (como *Zygolestes*, *Thylamys*, *Thylatheridium* o *Lutreolina* de la Formación Cerro Azul, La Pampa; Goin *et al.*, 2000) o aquellos que se suman al registro en el Plioceno (como *Thylophorops* o *Hyperdidelphys*; Goin, 1995) en la región pampeana.

Numerosos premolares y molares aislados, superiores e inferiores (MHNSR-PV1085, MHNSR-PV1093, MHNSR-PV1136, MHNSR-PV1137, MHNSR-PV1138, MHNSR-PV1140, MHNSR-PV1171, MHNSR-PV1172, MHNSR-PV1180) de Pachyrukhinae se suman al registro, hasta entonces representado solo por el género *Tremacyllus* (Forasiepi *et al.*, 2011). La ausencia de caracteres diagnósticos en los dientes aislados (Cerdeño y Bond, 1998) impide hacer una determinación genérica precisa con los nuevos materiales. Existe cierta variabilidad morfológica y diferencias en tamaño entre los nuevos ejemplares que podría estar indicando la presencia de más de un taxón. La coexistencia geográfica y temporal de *Paedotherium* y *Tremacyllus* fue reconocida para varias unidades neógenas (Cerdeño y Bond, 1998). Este mismo escenario podría repetirse en la Formación La Huertita.

Un cráneo casi completo con la serie postcanina derecha es asignado a *Pseudotypotherium exiguum* o *P. subinsigne* (MHNSR-PV 1154; figura 6f). El P4 es bilobulado, los dientes están imbricados y el foramen infraorbitario es grande, caracteres que permiten referir el ejemplar al género *Pseudotypotherium* (Cerdeño y Montalvo, 2001). *Pseudotypotherium* incluye tres especies, *P. subinsigne*, *P. exiguum* y *P. hystatum* (Cerdeño y Montalvo, 2001). El MHNSR-PV 1154 se diferencia de *P. hystatum* ya que en éste el arco zigomático se origina perpendicularmente a la altura del M1, mientras que en *P. hystatum* lo hace oblicuamente desde el M1 o M2. *P. exiguum* y *P. subinsigne* son muy semejantes entre sí, diferenciándose por la presencia, más constante en *P. exiguum* de un surco lingual en el P4 y el desarrollo más marcado del lóbulo medio del M3 (Cerdeño y Montalvo 2001). Otros restos fragmenta-

rios recuperados de la Formación La Huertita son referidos a *Pseudotypotherium* sp. y consisten en un fragmento mandibular con m2 y m3 (MHNSR-PV 1091), un resto craneano con dentición y mandíbulas asociadas con la serie dentaria casi completa (MHNSR-PV 1165), y fragmento de molar inferior (MHNSR-PV 1173).

Fragmentos de dientes asociados (MHNSR-PV1153) son referidos a Megatheriinae indet. El resto más completo corresponde a la mitad de un molariforme. El diente es de corona alta, de raíz abierta con una cresta de corte recta en vista oclusal, caracteres típicos de los perezosos Megatheriinae (Cattoi *in Pascual et al.*, 1966).

Aproximadamente 50 osteodermos fijos y móviles (MHNSR-PV 1095) fragmentarios asociados son confrontables a la morfología de las especies del género *Doellotatus* (figura 6g). La figura central es elíptica y poco definida, los orificios nutricios son poco frecuentes y los forámenes pilíferos son grandes y están ubicados en el borde posterior de la placa. Estos rasgos son característicos del género *Doellotatus* (Cattoi *in Pascual et al.*, 1966). Otros restos de placas son de determinación más imprecisa y son referidos a Dasypodidae indet (MHNSR-PV 1135, MHNSR-PV 1094a, MHNSR-PV 1170, MHNSR-PV 1181).

Un osteoderma aislado (MHNSR-PV 1149) es referido a Doedicurinae indet. (Glyptodontidae; figura 6h). La superficie externa carece de dibujo y presenta un máximo de seis forámenes principales que no llegan a perforar la placa hasta el lado interno. La superficie interna posee tres forámenes mayores y varios forámenes nutricios menores. El espesor es de 15 mm como en el género *Plaxhaplous* y a diferencia de otros Doedicurinae del Pleistoceno (*e.g.*, *Doedicurus*) de mayor espesor (Cattoi *in Pascual et al.*, 1966).

Los restos de roedores caviomorfos se encuentran entre los más abundantes hallados en la Formación La Huertita; sin embargo, la falta de revisiones en la taxonomía de algunos grupos dificulta la identificación de los nuevos especímenes. Si bien la mayor parte del material requiere de una revisión

exhaustiva, claramente se puede reconocer una alta diversidad de morfotipos. Entre estos cabe mencionar un fragmento de dentario con p4–m3 (MHNSR-PV 1047; figura 6k) y un p4 asociado a restos postcraneos (MHNSR-PV 1112) aquí asignados a *Orthomyctera* sp. El p4 posee una proyección anterior accesoria; los molares poseen dos prismas de sección cordiforme con un hipofléxido muy profundo y surco interprismático lingual marcado, rasgos característicos de los dolichotinos (Pascual y Ortega Hinojosa *in* Pascual *et al.*, 1966). El tamaño de ambos ejemplares es muy inferior al de *Dolichotis* (*e.g.*, Ortega Hinojosa, 1963). El p4 muestra un moderado desarrollo de la proyección accesoria anterior y un hipofléxido muy marcado, similar a *Orthomyctera* y *Propediolagus*; el tamaño de los ejemplares se encuentra en el rango de *O. andina* (Rovereto, 1914; Ortega Hinojosa, 1963).

Un fragmento mandibular con p4–m2 (MHNSR-PV 1088) es asignado a *Protabrocoma* sp. Los molares inferiores presentan una estructura compleja, con un repliegue externo y dos internos, los internos más profundos que el externo y todos fuertemente oblicuos hacia adelante. Las aristas laterales del m1 y m2, al igual que el borde anterior del p4, son bastante más redondeadas que lo observado en el género *Abrocoma*, carácter que se asemeja a la condición presente en el género *Protabrocoma* (Rovereto, 1914).

El hallazgo del marsupial *Hesperocynus dolgopola* permitió distinguir distintos niveles fosilíferos en la secuencia sedimentaria expuesta en el Arroyo Seco de la Frazada, donde fue definida la Formación Aisol. Al mismo tiempo, este hallazgo permitió atribuirles a los niveles portadores del marsupial una edad más moderna que la indicada previamente para toda la secuencia, siendo no más antigua que Mioceno tardío (Huayqueriense) (Forasiepi *et al.*, 2009, 2011). Materiales de *H. dolgopola* son conocidos de la Formación Cerro Azul (Huayqueriense) (Goin *et al.*, 2000) y Formación Andalhuala, cuya edad biocronológica fue atribuida al Huayqueriense (*e.g.*, Goin *et al.*, 2000) o al Montehermosense–Chapadmalalense (Regue-

ro y Candela, 2011). Por su parte, el reconocimiento de *Caviodon cuyano* (figura 6i) con marcadas especializaciones en la corona de los molares respecto a las otras especies del género, sugirió una edad no mayor que Plioceno temprano (Montehermosense) y hasta posiblemente algo más moderna (Plioceno tardío, Chapadmalalense) (Vucetich *et al.*, 2011). El roedor Ctenomyidae aff. *Eucoelophorus* (figura 6j) y el biocrón conocido para este taxón (Montehermosense–Ensenadense; Verzi *et al.*, 2004) resulta compatible con una edad pliocena. Respecto a los materiales recientemente analizados (Turazzini, 2013) cabe destacar el registro de *Pseudotypotherium subinsigne* o *P. exiguum* (figura 6f). La especie *P. subinsigne* es conocida para niveles de edad Mioceno tardío y Plioceno (Huayqueriense–Montehermosense), mientras que *P. exiguum* es para el Montehermosense (Rovereto, 1914; Pascual y de la Fuente, 1993; Cerdeño y Montalvo, 2001). Por su parte el roedor *Protabrocoma* fue mencionado para el Mioceno tardío–Plioceno temprano (Huayqueriense–Montehermosense o Huayqueriense–Chapadmalalense considerando la extensión de la Formación Andalhuala; Reguero y Candela, 2011) (Rovereto, 1914; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006), mientras que el género *Orthomyctera* se registra desde el Mioceno medio al Plioceno temprano (Laventense–Montehermosense) (Rovereto, 1914; Marshall y Sempere, 1991).

En suma, considerando los biocrones de los taxones representados en la Formación La Huertita, una edad Montehermosense para la unidad pareciera ajustarse con los registros. Su extensión en el Chapadmalalense podría considerarse de acuerdo a algunos roedores (*Caviodon cuyano* y el Ctenomyidae aff. *Eucoelophorus*).

OTROS RESTOS

DE VERTEBRADOS FÓSILES

Además de los vertebrados fósiles provenientes de la cubeta de Aisol (figura 1), otros materiales fueron recuperados de Mina Zitro/Arroyo Cochicó y Tierras Blancas (margen izquierda del río Atuel) y en las

canteras de la Villa 25 de Mayo; localidades todas ellas indicadas en la literatura como Formación Aisol (Gonzalez Díaz, 1972; Sepúlveda *et al.*, 2000).

De la primera localidad se recuperaron restos fragmentarios de Testudininae, Phorusrhacidae, Mylodontidae y Toxodontidae (Soria, 1983; Forasiepi *et al.*, 2011) y un tarsometatarso de *Pterocnemia* cf. *P. mesopotamica* (Rheiformes; Agnolin y Noriega, 2012). Las determinaciones taxonómicas de los restos de mamíferos y el tipo de preservación remiten a la Formación Aisol. En este sentido, el hallazgo del material asignado a *Pterocnemia* cf. *P. mesopotamica* resulta significativo. *P. mesopotamica* es un taxón conocido para niveles del “Mesopotamiense”, Formación Ituzaingó (Agnolin y Noriega, 2012), Mioceno tardío (Huayqueriense según Cione *et al.*, 2000 o Chasiquense–Huayqueriense según Brandoni, 2013), de la provincia de Entre Ríos. De comprobar su procedencia de los niveles de la Formación Aisol, el tarsometatarso de Mina Zitro representaría el registro más antiguo conocido de *Pterocnemia*.

Los depósitos de las canteras próximas a la Villa 25 de Mayo han proporcionado restos muy fragmentarios e indeterminados de vertebrados, a excepción de un fragmento mandibular de Argyrolagidae. El material (MHNSR-PV 1157) consiste en una mandíbula izquierda con parte del incisivo procumbente, fragmento de i2, raíz de un premolar, m1–m3 completos y porción anterior del alvéolo del m4. La mandíbula es alta (4,2 mm debajo del m3). Los molares carecen del surco en la cara lingual, al igual que en *Microtragulus catamarensis* y *M. bolivianus* (Simpson, 1970; Hoffstetter y Villarroel, 1974) y a diferencia de las especies del género *Argyrolagus*. El m1 es el molar más pequeño, mientras que los m2–m3 son similares entre sí (m1: 1,4 mm de largo y 0,8 mm de ancho aproximadamente; m2: 1,3 mm de largo y 1 mm de ancho aproximadamente; m3: 1,3 mm de largo y 1 mm de ancho). El trigónido es más largo y angosto que el talónido. El tamaño y la morfología del MHNSR-PV 1157 remiten a *Microtragulus catamarcensis*

conocido hasta ahora por su holotipo (MACN 5529) recuperado de la Formación Andalhuala, provincia de Catamarca (Simpson, 1970), cuyos depósitos fueron atribuidos al Mioceno tardío (Huayqueriense; *e.g.*, Goin *et al.* 2000) o Plioceno (Montehermosense–Chapadmalalense (Reguero y Candela, 2011). El conocido biocrón de *M. catamarcensis* sugiere que: (1) el MHNSR-PV 1157 es más antiguo que los restos previamente recuperados de este taxón, o (2) la asignación de los depósitos aflorantes en la Villa 25 de Mayo no corresponden a la Formación Aisol. Estas incertidumbres revelan la necesidad de continuar los estudios paleontológicos y estratigráficos en el área previo a establecer correlaciones estratigráficas de índole regional.

DISCUSIÓN

Conforme a los datos arrojados en esta contribución, la cubeta de sedimentación de Aisol habría comenzado a operar como un depocentro dominado por sistemas fluviales a partir del Mioceno temprano alto (Burdigaliano), considerando el resultado de la datación radiométrica obtenido en la base de la sucesión. Desde un punto de vista estructural, es probable que la cubeta de Aisol corresponda a una pequeña cuenca originada durante el Burdigaliano por control tectónico bajo un régimen extensional, la cual se habría desarrollado sobre el sustrato basamental peneplanizado de acuerdo a lo ya expresado por los primeros investigadores que estudiaron el área (Polansky, 1954; Desanti, 1956; González Díaz, 1964). Esta edad contrasta ligeramente con lo postulado por autores previos, quienes indicaron el inicio de la depositación sinorogénica en el Bloque de San Rafael hacia el Langhiano (Mioceno medio) (Ramos y Kay, 2006), basados principalmente en la edad mamífero Colloncureense asignada por Soria (1983) a la asociación faunística procedente de la Formación Aisol. Edades más antiguas cercanas a los 18 Ma han sido señaladas para depósitos de arco volcánico ubicados en la Cordillera Principal, al oeste del área de es-

tudio (Sruoaga *et al.*, 2008), asignables al Ciclo Eruptivo Molle *sensu* Combina y Nullo (2011). Algo más al sur, sobre el sector central de la cuenca sinorogénica de Río Grande, varios autores reconocen una secuencia sinorogénica basal y volcanitas asociadas con una edad cercana a los 18 Ma (Silvestro y Atencio, 2009; Galarza *et al.*, 2009; Spagnuolo *et al.*, 2012), sucesión que es relacionada genéticamente con un pulso de deformación tectónica junto a la migración hacia el oriente del arco volcánico mioceno en un evento acotado entre los 19 y 17 Ma (Galarza *et al.*, 2009).

Sobre la base de las dataciones radiométricas, resulta posible correlacionar estos últimos depósitos con la Formación Aisol. Bajo este escenario, los esfuerzos extensionales que habrían dado lugar a la cubeta de sedimentación de Aisol pudieron originarse durante el Oligoceno tardío – Mioceno temprano, en consonancia con el régimen extensional operante en ese momento sobre el sector andino y ligado al alto empujamiento de la placa oceánica en la zona de subducción (Ramos y Kay, 2006; Kay *et al.*, 2006). Sin embargo, el relleno efectivo de la cubeta habría comenzado a tener lugar ya avanzado el Mioceno inferior (sobre los 19 Ma), hacia fines de dicho régimen extensional y durante el inicio del ciclo de somerización de la placa oceánica (Kay *et al.*, 2006).

Tras la generación de la cubeta y a lo largo de la depositación de la Formación Aisol, la tectónica pareciera no haber ejercido un rol preponderante sobre la sedimentación en este sector. El pasaje gradual de canales gravosos incisos o confinados hacia sistemas de canales móviles con dominio de carga arenosa, permite establecer una rápida evolución del sistema fluvial hacia condiciones de menor energía y confinamiento, regulado por una merma gradual en la tasa de subsidencia. Esta particularidad puede vincularse al cambio progresivo del ya mencionado régimen extensional a una condición de régimen neutro, debido al desarrollo de la incipiente somerización de la placa oceánica conforme al esquema evolutivo del orógeno andino central elaborado por Spag-

nuolo *et al.* (2012). La presencia de finos niveles cineríticos a lo largo de la sucesión indica un volcanismo activo y sostenido, aunque acaecido en áreas distantes de la cubeta de sedimentación.

Las paleocorrientes medidas en los depósitos de la Formación Aisol muestran un dominio en las direcciones de flujo orientados hacia el NE. En este caso, resta por establecer si tal particularidad responde a un control ejercido por el juego de fallas y lineamientos de rumbo general NE-SW que afectan la región, las cuales se hallan actualmente subordinadas al juego de fallas activas de rumbo NW-SE responsables de la moderna estructuración del Bloque de San Rafael (Kozłowski *et al.*, 1993; Lucero y Paredes, 1999; Lucero, 2002).

El inicio de la depositación de la Formación La Huertita, sucedida durante el Plioceno (Zancleano, probablemente edad Montehermosense o Zancleano – Piacenziano edades Montehermosense – Chapadmalense), marca un brusco cambio en la dirección de las paleocorrientes junto a un rejuvenecimiento del relieve y cambio del área de aporte. Este factor podría vincularse dentro de nuestra área de estudio a la generación de la falla Valle Grande, la cual favorece el ascenso de la Dorsal del Río Atuel (González Díaz, 1964) a la vez que trunca y desactiva en forma definitiva a la antigua cubeta de Aisol.

La composición y pobre madurez textural de las nuevas capas conglomerádico-brechosas de la Formación La Huertita, señalan una área de aporte cercana y derivada del mismo bloque basamental. Asimismo la escasa presencia de cuerpos canalizados dentro de la sucesión, con indicadores de paleocorrientes orientados predominantemente hacia el oeste, denotan el desarrollo de una escueta red fluvial drenante hacia la denominada cuenca de Río Grande (Ramos y Folguera, 2005; Ramos y Kay, 2006).

Este fuerte cambio en la estructuración del Bloque de San Rafael permite sustentar que al menos durante el Plioceno, la denominada Dorsal del Río Atuel se encontraba elevada. Por otro lado, las relaciones estratigráficas y estructurales entre las unidades

cenozoicas estudiadas, permiten establecer la existencia de un hiatus ubicado entre el Langhiano y el Mesiniano. Consiguientemente, es durante este intervalo donde la falla Valle Grande debió haberse generado en primera instancia, provocando la deformación y posterior erosión parcial de los depósitos de la Formación Aisol como paso previo a la depositación de la Formación La Huertita.

Los depósitos sinorogénicos situados inmediatamente al oeste del Bloque de San Rafael, a lo largo del frente de la faja plegada y corrida de Malargüe, nos permitirían acotar la edad del primer ascenso de dicho bloque. Sobre esta base, numerosos autores coinciden en ubicar al primer el pulso de deformación tectónica que afectó a la Cordillera Principal en esta latitud en los 15–14 Ma (Langhiano) (Baldauf *et al.*, 1997; Combina *et al.*, 1997; Giambiagi *et al.*, 2008; Turienzo *et al.*, 2012), hecho que habría inducido al desarrollo de la faja corrida y plegada de Malargüe junto a la exhumación de la peneplanicie del Bloque de San Rafael (Ramos y Folguera, 2005). Tomando este último valor como edad probable para el primer ascenso del bloque basamental, durante este lapso se habría producido una inversión estructural del relieve, con la consiguiente desactivación de la cubeta de Aisol y la deformación de su relleno sedimentario. Tras su elevación, el bloque de San Rafael, sobre la latitud del área de estudio, comenzó a actuar como una barrera o límite oriental de la cuenca sinorogénica de Río Grande, a la vez que las sedimentitas de la Formación Aisol fueron sometidas a un intenso periodo de erosión.

Un segundo evento de deformación compresiva habría reactivado la falla Valle Grande, posibilitando la posterior depositación de la Formación La Huertita. En este sentido, diversos autores han postulado una elevación del bloque hacia los 8 y los 6 a 5 Ma (Ramos y Folguera, 2005; Ramos y Kay, 2006; Folguera *et al.*, 2011), en coincidencia con el intervalo de máxima somerización de la placa oceánica (Kay *et al.*, 2006). De esta manera, a inicios del Plioceno (con posterioridad a los 5,3 Ma), comienza la deposita-

ción de la Formación La Huertita, mostrando un claro direccionamiento de aporte sedimentario hacia el Oeste. Finalmente, el cese de dicha sedimentación dentro del área de estudio, obedecería a la implantación de un nuevo régimen extensional asociado a volcanismo acaecido hacia fines del Plioceno (Gudnason *et al.*, 2012), originado como respuesta al comienzo de un nuevo proceso de empinamiento de la placa oceánica (Ramos y Folguera, 2011).

CONCLUSIONES

- Se ha reconocido dentro de los antiguamente denominados “Estratos de Aisol”, tres sucesiones sedimentarias claramente diferenciables a través de su constitución litofacial, paleoambiente y asociación de vertebrados fósiles.

- Las relaciones estratigráficas entre cada una de estas sucesiones es de marcado contacto erosivo, mostrando además en proximidades de la falla Valle Grande una relación de discordancia angular de distinta magnitud entre las mismas.

- Se ha redefinido a la Formación Aisol, quedando circunscripta a los depósitos correspondientes a la sucesión inferior (SI) de los “Estratos de Aisol”. La sucesión subsiguiente (SM) ha sido descrita como Formación La Huertita (*nom. nov.*), mientras que la sucesión superior (SS, no tratada en detalle en este estudio) comprende un conjunto de depósitos de poco espesor y reducida extensión areal, con una edad estimada situada dentro del Cuaternario.

- La asociación paleofaunística de la Formación Aisol (redefinida) incluye restos de Anura, Reptiles, Aves y Mammalia.

- Un fechado radimétrico efectuado sobre las cineritas de la base de la Formación Aisol (redefinida) arrojó una edad de $19,480 \pm 0,025$ Ma, ubicando la asociación de vertebrados fósiles en el Mioceno temprano (edad Santacrucesense; Burdigaliano).

- La asociación de vertebrados fósiles de la Formación La Huertita (*nom. nov.*) incluye hasta el momento únicamente restos de Mammalia.

– En su conjunto, la asociación de mamíferos fósiles (*e.g.*, *Pseudotypotherium subinsigne* o *P. exiguum*, *Caviodon cuyano*, *Ctenomyidae* aff. *Eucoelophorus*, *Protabrocoma* sp., *Orthomyctera* sp.) de la Formación La Huertita (*nom. nov.*) sugieren una edad Montehermosense. En particular los roedores *Ctenomyidae* aff. *Eucoelophorus* y *Caviodon cuyano* (*Hydrochoeridae*) podrían indicar una edad más moderna (Montehermosense–Chapadmalalense, comprendidas entre el Zancleano–Piacenziano; Plioceno).

– Los depósitos de la Formación Aisol (redefinida) comprenden una sucesión de sedimentitas epiclásticas de origen fluvial con finos niveles de piroclastitas asociadas, alcanzando un espesor máximo 92 m. Esta unidad asienta directamente sobre el basamento paleozoico–triásico, conformando el relleno a una pequeña cubeta de sedimentación originada por control tectónico bajo régimen extensional.

– La sucesión fluvial de la Formación Aisol muestra un arreglo granodecreciente con una evolución de los sistemas fluviales que gradan desde canales gravosos entrelazados de alta energía y geometría cordoniforme, a sistemas de canales entrelazados arenosos de menor energía relativa, representados por desarrollo de cuerpos amalgamados lateralmente expandidos (mantiformes) y de carácter estratocreciente. Esta particularidad, es atribuida a un atenuamiento en la actividad tectónica y merma paulatina de la tasa de subsidencia de la cuenca. Las paleocorrientes medidas a lo largo de toda la unidad, señalan una persistente dirección de flujo del sistema fluvial situado dentro del cuadrante noreste.

– El inicio de la depositación de la Formación La Huertita (*nom. nov.*) señala un brusco cambio en la dirección de las paleocorrientes junto a un rejuvenecimiento del relieve y cambio del área de aporte, mostrando un drenaje del sistema fluvial dirigido esta vez en dirección oeste. Este suceso estaría vinculado con la generación de la falla Valle Grande, la cual favorece el ascenso de la Dorsal del Río Atuel a la vez que trunca y desactiva en forma definitiva a la

cubeta de Aisol. El espesor máximo de esta unidad es de 36,5 m, correspondiendo mayormente a depósitos de planicie aluvial, con acción de retrabajo eólico y escasos cuerpos fluviales correspondientes a ríos gravosos efímeros de baja sinuosidad.

– La evolución tectosedimentaria de la región es factible de correlacionar con los principales eventos de deformación tectónica señalados por autores previos en el área del orógeno central andino y la Payunia. De esta manera, la evolución estructural y sedimentaria del área de estudio es sintetizada en los siguientes puntos: A) Generación de una cubeta de sedimentación desarrollada bajo régimen extensional durante el Mioceno temprano. B) Inicio de la depositación de la Formación Aisol a partir del Burdigaliano. El desarrollo de sus sistemas fluviales fueron regulados por una merma gradual en la tasa de subsidencia, vinculada posiblemente a un incipiente proceso de somerización de la placa oceánica que indujo un cambio progresivo desde un régimen extensional a una condición de régimen neutro. C) Instauración hacia los 15–14 Ma (Langhiano) de un régimen compresional. Durante este periodo se produce la elevación del Bloque de San Rafael, generándose una inversión estructural del relieve con la consiguiente desactivación de la cubeta de Aisol junto a la deformación y posterior erosión parcial de su relleno sedimentario. D) Un nuevo evento de deformación compresional acaecida hacia fines del Mioceno e inicios del Plioceno, da lugar a la depositación de la Formación La Huertita. Durante este periodo se desarrolla una escueta red de drenaje de carácter efímero dirigida hacia la cuenca de Río Grande. E) Este último ciclo de depositación se ve interrumpido hacia fines del Plioceno por la generación de un nuevo régimen extensional, dando lugar al desarrollo de un intenso volcanismo que se ve representado en nuestra área de estudio por la generación del cono volcánico del cerro Aisol.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Agustín Martinelli por la colaboración en los numerosos trabajos de campo. Alejandro Kramarz, Marcelo de la Fuente y Marcelo Zárate por los valiosos comentarios. Francisco Goin y Guiomar Vucetich por la ayuda brindada con las identificaciones de los especímenes. A los revisores Graciela Esteban y Sergio M. Georgieff por las observaciones al manuscrito original que ayudaron a mejorar el contenido del trabajo. El presente trabajo es una contribución al proyecto PIP CONICET 0276.

BIBLIOGRAFÍA

- Agnolin, F. y Noriega, J. I. 2012. Una nueva especie de ñandú (Aves: Rheidae) del Mioceno tardío de la Mesopotamia, Argentina. *Ameghiniana* 49: 236-246.
- Alonso-Zarza, A. M. 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* 126: 177-191.
- Azcuy, C. L. 1993. Las secuencias sedimentarias neopaleozoicas. En: V. A. Ramos (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (5): 41-52. Mendoza.
- Baldauf, P., Stephens, G., Nullo, F., Combina, A. y Kunk, M. 1997. Tertiary uplift, magmatism and sedimentation of the Andes, Southern Mendoza Province, Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Program* 29: A-48.
- Bentham, P. A., Talling, P. J. y Burbank, D. W. 1993. Braided stream and flood-plain deposition in a rapidly aggrading basin: the Escanilla formation, Spanish Pyrenees. En: J. L. Best y C. S. Bristow (eds.), *Braided Rivers*. Geological Society, Special Publication 75: 177-194.
- Blair, T. 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 845-862.
- Bond, M., y García, M. 2002. Nuevos restos de toxodonte (Mammalia, Notoungulata) en estratos de la Formación Chucal, Mioceno, Altiplano de Arica, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 29: 81-91.
- Brandoni, D. 2013. Los mamíferos continentales del "Mesopotamiense" (Mioceno tardío) de Entre Ríos, Argentina. *Diversidad, edad y paleogeografía*. En D. Brandoni y J.I. Noriega (eds.) *El Neógeno de la Mesopotamia argentina*, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación especial HP 530, 179-191.
- Bridge, J. S. 1984. Large-scale facies sequences in alluvial environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 583-588.
- Bridge, J. S. y Demicco, R. V. 2008. *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, New York, 815 pp.
- Bristow, C. S. y Best, J. L. 1993. Braided rivers: perspectives and problems. En: J.L. Best y C.S. Bristow (eds.), *Braided Rivers*. Geological Society, Special Publication 75: 1-11.
- Campbell, C. V. 1976. Reservoir geometry of fluvial sheet sandstone. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 60: 1009-1020.
- Cant, D. J. y Walker, R. G. 1978. Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology* 25: 625-648.
- Cerdeño, E. 2007. Systematic position of the Mesotheriidae (Notoungulata) from the Mariño Formation (Miocene) in Divisadero Largo, Mendoza, Argentina. *Geobios* 40: 767-773.
- Cerdeño, E. y Bond, M. 1998. Taxonomic revision and phylogeny of *Paedotherium* and *Tremacyllus* (Pachyrhukhinae, Hegetotheriidae, Notoungulata) from the Late Miocene to the Pleistocene of Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 18: 799-811.
- Cerdeño, E. y Montalvo, C. I. 2001. Los Mesotheriinae (Mesotheriidae, Notoungulata) del Mioceno superior de La Pampa, Argentina. *Revista Española de Paleontología* 16: 63-75.
- Cione, A. L., Azpelicueta, M. D. L. M., Bond, M., Carlini, A. A., Casciotta, J. R., Cozzuol, M. A., De La Fuente, M., Gasparini, Z., Goin, F. J., Noriega, J., Scillato-Yané, G. J., Soibelzon, L. H., Tonni, E. P., Verzi, D. H. y Vucetich, M. G. 2000. Miocene vertebrates from Entre Ríos province, eastern Argentina. *Insugeo, Serie de Correlación Geológica* 14: 191-237.
- Cione, A. L., Tonni, E. P., Bargo S., Bond, M., Candela, A. M., Carlini, A. A., Deschamps, C. M., Dozo, M. T., Esteban, G., Goin, F. J., Montalvo, C. I., Nasif, N., Noriega, J. I., Ortiz Jaureguizar, E., Pascual, R., Prado, J. L., Reguero, M. A., Scillato-Yané, G. J., Soibelzon, L., Verzi, D. H., Vieytes, E. C., Vizcaino, S. F. y Vucetich,

- M. G. 2007. Mamíferos continentales del Mioceno tardío a la actualidad en la Argentina: cincuenta años de estudios. *Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial Ameghiniana 50º aniversario*: 257-278.
- Collinson, J. D. 1986. Alluvial sediments. En: H.G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, pp. 20-62. London.
- Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P. y Stephens, G. 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno. Actas 1: 460-464. Antofagasta.
- Combina, A. y Nullo, F. 2011. Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). *Andean Geology* 38: 198-218.
- Criado Roque, P. 1972. Bloque de San Rafael. En: A.F. Leanza (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, pp. 283-295. Córdoba.
- Croft, D. A., Flynn, J. J. y Wyss, A. R. 2004. Notoungulata and Litopterna of the early Miocene Chucal Fauna, northern Chile. *Feldiana, Geology n.s.* 50: 1-49.
- Croft, D. A., Anaya, F., Auerbach, D., Garziona, C. y MacFadden, B. J. 2009. New data on Miocene Neotropical provinciality from Cerdas, Bolivia. *Journal of Mammalian Evolution* 16: 175-198.
- Cuerda, A. J., Cingolani, C. y Bordonaro, O. 1993. Las secuencias sedimentarias eopaleozoicas. En: V.A. Ramos (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio 1 (3): 21-30. Mendoza.
- De la Fuente, M. S. 1988. Las tortugas Chelidae (Pleurodira) y Testudinidae (Cryptodira) del Cenozoico argentino. [Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, 270 pp., 64 figs. Inédita]
- Deschamps, C. M., Vucetich, M. G., Verzi, D. H. y Olivares, A. I. 2011. Biostratigraphy and correlation of the Monte Hermoso Formation (early Pliocene, Argentina): the evidence from caviomorph rodents. *Journal of South American Earth Sciences* 35: 1-9.
- Dessanti, R. N. 1954. La estructura geológica de la Sierra Pintada (Departamento de San Rafael, provincia de Mendoza): *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9: 246-252.
- Dessanti, R. N. 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c-Cerro Diamante (Provincia de Mendoza): *Boletín de la Dirección Nacional de Minería* 85: 1-79.
- Feruglio, E. 1946. Sistema orográfico de la Argentina. *Geografía de la República Argentina. Revista de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA* 4: 220-225.
- Flynn, J. J. y Swisher III, C. C. 1995. Cenozoic South American Land Mammal Ages: correlation to global geochronologies. En: W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry y J. Hardenbol (eds.), *Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 54: 317-333.
- Folguera, A., Ortiz, D., Spagnuolo, M., Rojas Vera, E., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos, M. E. y Ramos, V. A. 2011. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of southern Andes. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 250-268.
- Forasiepi, A. M., Goin, F. y Martinelli, A. G. 2009. Contribution to the knowledge of the Sparassocynidae (Mammalia, Metatheria, Didelphoidea), with comments on the age of the Aisol Formation (Neogene), Mendoza Province, Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology* 29: 1252-1263.
- Forasiepi, A. M., Martinelli, A. G., de la Fuente, M. S., Dieguez, S. y Bond, M. 2011. Paleontology and stratigraphy of the Aisol Formation (Neogene), San Rafael, Mendoza. En: J. A. Salfity y R.A. Marquillas (eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, pp. 135-154. Salta.
- Forasiepi, A. M., Cerdeño, E., Bond, M., Schmidt, G. I., Naipauer, M., Straehl, F. R., Martinelli, A. G., Garrido, A. C., Schmitz, M. D. y Crowley, J. L. 2014. New toxodontid (Notoungulata) from the Early Miocene of Mendoza, Argentina. *Paläontologische Zeitschrift* DOI 10.1007/s12542-014-0233-5.
- Friend, P. F. 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En: J. D. Collinson y J. Lewin (eds.), *Modern and Ancient Fluvial System*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 345-354.
- Friend, P. F. 1988. Space and time analysis of river systems, illustrated by Miocene systems of the northern Ebro Basin in Aragón, Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2: 55-64.
- Galarza, B. J., Zamora Valcarce, G., Folguera, A. y Bottesi, G. L. 2009. Geología y evolución tectónica del frente cordillerano a los 36°30'S: Bloques de Yihuín-Huaca y Puntilla de Huincán. Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 170-191.
- Giambiagi, L., Bechis, F. García, V. y Clark, A. H. 2008. Temporal and spatial relations-

- hips of thick- and thin-skinned deformation: A case study from the Malargüe fold-and-thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459: 123-139.
- Goin, F. J. 1995. Los marsupiales. En: M. T. Alberdi, G. Leone y E. P. Tonni (eds.), *Evolución Biológica y Climática de la Región Pampeana durante los Últimos Cinco Millones de Años. Un ensayo de Correlación con el Mediterráneo Occidental*, Monografías del Museo Nacional de Ciencias Naturales 12: 165-179. Madrid.
- Goin, F. J., Montalvo, C. I. y Visconti, G. 2000. Los marsupiales (Mammalia) del Mioceno superior de la Formación Cerro Azul (Provincia de La Pampa, Argentina). *Estudios Geológicos* 56: 101-126.
- González Díaz, E. F. 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d-San Rafael y zona occidental vecina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 151-188.
- González Díaz, E. F., 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d- San Rafael, Provincia de Mendoza. *Boletín de la Dirección Nacional de Minería* 132: 1-127.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, *Ciencias Geológicas* 1: 235-352.
- Groeber, P. 1952. Glacial tardío y postglacial en Patagonia. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata* 1: 79-103.
- Gudnason, J., Holm, P. M., Soager, N. y Llambías, E. J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 191-201.
- Hassan, M. A., 2005. Characteristics of gravel bar in ephemeral streams. *Journal of Sedimentary Research* 75: 29-42.
- Houghton, P.D.W. 1993. Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non-volcanic sediments in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstone, east-central Scotland. En *Marzo, M. y Puigdefábregas, C.* (eds.), *Alluvial Sedimentation*. Association of Sedimentologists, Special Publication 17: 451-471.
- Hendrix, E. e Ingersoll, R. 1987. Tectonic and alluvial sedimentation of the Upper Oligocene/Lower Miocene Vasquez Formation, Soledad Basin, southern California. *Geological Society of America Bulletin* 98: 647-663.
- Hoffstetter, R. y Villarroel, C. 1974. Découverte d'un marsupial microtragulidé (= *Argyrolagidé*) dans le Pliocène de l'Altiplano bolivien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Serie D*, 278: 1947-1950.
- International Commission on Stratigraphy, 2013. *International Chronostratigraphic Chart*. <http://www.stratigraphy.org/ICS-chart/ChronostratChart2013-01.pdf>
- Kay, S. M., Burns, W. M., Copeland, P. y Mancilla O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En: S. Kay y V. Ramos (eds.) *Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S latitude)*. *Geological Society of America, Special Paper* 407: 19-60.
- Kokogian, D. A., Fernández Seveso F. y Mosquera, A. 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: V. A. Ramos (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Relatorio 1 (7)*: 65-78. Mendoza
- Kozlowsky, E. E., Manceda R. y Ramos, V. A. 1993. Estructura. En: V. A. Ramos (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Relatorio 1 (18)*: 235-256. Mendoza.
- Kraus, M. J. y Bown, T. M. 1986. Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. En: V. P. Wright (ed.), *Paleosols: Their Recognition and Interpretation*. Blackwell, pp.180-207. Oxford.
- Leeder, M. R. 1975. Pedogenic carbonates and flood sediments accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geological Magazine* 112: 257-270.
- Llambías, E. J., Kleiman, L. E. y Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo gondwánico. En: V.A. Ramos (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. *Relatorio 1 (6)*: 53-64. Mendoza.
- Leeder, M. R. y Pérez-Arlúcea, M. 2006. *Physical Processes in Earth and Environmental Sciences*. Wiley-Blackwell, Oxford, 336 pp.
- López, G. M., Vucetich, M. G. Carlini, A. A., Bond, M. Pérez, M. E., Ciancio, M. R., Pérez, D. J., Arnal, M. y Olivares, A. I. 2011. New Miocene mammal assemblages from Neogene Manantiales basin, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. En: J. A.

- Salfity y R.A. Marquillas (eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, pp. 211-226. Salta.
- Lucero, C. G. 2002. Sistema estructural Aisol-Tordillo, Bloque de San Rafael. 15^º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 363-368. El Calafate.
- Lucero, C. y Paredes, J. 1999. Fallamiento rumbo deslizante en la falla Aisol, Bloque de San Rafael, Mendoza. 14^º Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 263-266. Salta.
- Madden, R. H. 1990. Miocene Toxodontidae (Notoungulata, Mammalia) from Colombia, Ecuador and Chile. [Tesis de Ph.D., Duke University, North Carolina, 407 pp. Inédita].
- Mader, D. 1985. Fluvial conglomerates in continental red beds of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Eifel (F.R.G.) and their paleoenvironmental, paleogeographical and paleotectonic significance. *Sedimentary Geology* 44: 1-64.
- Marshall, L. G. y Sempere, T. 1991. The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. En: R. Suárez-Soruco (ed.), *Fósiles y Facies de Bolivia - Vol. I Vertebrados. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, Santa Cruz, Bolivia: 631-652.
- Mazzoni, M. M. 1986. Procesos y depósitos piroclásticos. *Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria* 14: 1-115. Buenos Aires.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. En: A.D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604. Calgary.
- Miall, A. D. 1985. Analysis of fluvial depositional systems. *American Association of Petroleum Geologist. Education Course Note Series* 20: 1-75. Tulsa.
- Miall, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, New York, 582 pp.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy (Second Edition)*. Wiley-Blackwell, 419 pp. London.
- Núñez, E. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 28c El Ñihuil. San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional. Informe Inédito: 102 pp. Buenos Aires.
- Ortega Hinojosa, E. J. 1963. Dos nuevos Caviidae de la región de Chapadmalal, datos complementarios a las diagnosis de otros Caviinae poco conocidos. *Ameghiniana* 3: 21-28.
- Pascual, R. y de la Fuente, M. S. 1993. Vertebrados fósiles cenozoicos. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993). *Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino de Petróleo. Relatorio II*: 357-363.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E., Gondar, D.E. y Tonni, E. 1966. En: A.V. Borrello (ed.) *Paleontografía Bonaerense, Fascículo IV, Vertebrata. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, La Plata*, 202 pp., CI láminas.
- Peñalva, M. L. y Velez, M. L. 2005. Análisis estructural de la deformación cenozoica, sector sur Bloque de San Rafael, Mendoza (34°50' - 35° S, 68°27' - 68°37' O). 16^º Congreso Geológico Argentino. Actas I: 441-444.
- Perkins, M. E., Fleagle, J. G., Heizler, M. T., Nash, B., Bown, T. M., Tauber, A. A. y Dozo M. T. 2012. Tephrochronology of the Miocene Santa Cruz and Pinturas Formations, Argentina. En: S. F. Vizcaíno, R. F. Kay y M. S. Bargo (eds), *Early Miocene Paleobiology in Patagonia*, Cambridge University Press, pp. 23-40. Cambridge
- Polansky, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. *Ministerio Economía, Instituto Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuadernos de Investigaciones y Estudios* 4: 4-10. Mendoza.
- Polansky, J. 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los Ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17: 127-349.
- Ramos, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: R. Caminos (ed.), *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales* 29 (3): 41-96. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. Los Andes Australes: Una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el norte de Neuquén. En: 6^º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas (archivos electrónicos): 10 p. Mar del Plata.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. 2011. Payenia volcanic province in Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Ramos, V. A. y Kay, S. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39° S latitude). En: S. Kay y V. Ramos (eds.)

- Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.
- Reguero, M. A., y Candela, A. M. 2011. Late Cenozoic mammals from the Northwest of Argentina. En: J. A. Salfity y R.A. Marquillas (eds.), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina. SCS Publisher, pp. 411-426. Salta.
- Rock Color Chart Committee, 1991. Rock Color Chart. Geological Society of America, Special Publication: 16 p. Boulder.
- Rodríguez Brizuela, R. y Tauber, A. A. 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno), Departamento Vinchina, noreste de la provincia de La Rioja. Ameghiniana 43: 257-272.
- Roth, S. 1899. Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén. Revista del Museo de La Plata 9: 143-197.
- Rovereto, C. 1914. Los estratos araucanos y sus fósiles. Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires 25: 1-247.
- Rust, B. R. 1978. Depositional models for braided alluvium. En: A.D. Miall (ed.), Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 605-625. Calgary.
- Rust, B. R. y Koster, E. H. 1984. Coarse alluvial deposits. Geoscience Canada, Reprint Series 1: 53-69.
- Sánchez-Moya, Y. y Sopena, A. 2010. Sistemas aluviales de baja sinuosidad. En: Arche, A. (Ed.), Sedimentología: del Proceso físico a la cuenca sedimentaria: 225-259. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Scott, W. B. 1912. Toxodonta of the Santa Cruz beds. Reports of the Princeton expedition to Patagonia 6: 111-286. Princeton.
- Sepúlveda, E., Carpio, F. W., Regairaz, M. C., Zanettini, J. C. M. y Zárate, M. A. 2000. Hoja Geológica 3569-II, San Rafael, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín. 321.
- Sepúlveda, E., Bermúdez, A., Bordonaro, O. y Delpino, D. 2007. Hoja Geológica 3569-IV, Embalse El Nihuil, Provincia de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 268: 1-52.
- Silvestro, J. y Atencio, M. 2009. La cuenca cenozoica del Río Grande y Paluco: Edad, evolución y control estructural, faja plegada de Malargüe (36°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 65: 154-169.
- Simpson, G. G. 1940. Review of the Mammal-Bearing Tertiary of South America. Proceedings of the American Philosophical Society 83: 649-709.
- Simpson, G. G. 1970. The Argyrolagidae, extinct South American marsupials. Bulletin of The Museum of Comparative Zoology 139: 1-86.
- Smith, G.A. 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: Examples from the Pacific Northwest, U.S.A. En: Ethridge, F.G Flores R.M. y Harvey M.D. (eds), Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication N° 39: 217-228.
- Smith, G.A. 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene), central Washington. Sedimentology 35: 953, 977.
- Smith, G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En: Fisher R.V. y Smith G.A. (eds.), Sedimentation in Volcanic Settings. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication N° 45: 109-121.
- Soria, M. F. 1983. Vertebrados fósiles y edad de la Formación Aisol, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38: 299-306.
- Spagnoulo, M. G., Litvak, V. D. Folguera, A., Bottesi, G. y Ramos, V. A. 2012. Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes, 36-37°S, Argentina. Journal of Geodynamics 53: 81-94.
- Spalletti, L. A. 1994a. Facies y arquitectura de depósitos fluviales y lacustres del Triásico Superior: Formación Paso Flores, Patagonia Noroccidental, Argentina. Actas V Reunión Argentina de Sedimentología: 41-46. La Plata.
- Spalletti, L. A. 1994b. Alociclos controlados por variaciones tectónicas y climáticas en depósitos fluviales de la Formación Paso Flores (Triásico), noreste de Patagonia, República Argentina. Actas V Reunión Argentina de Sedimentología: 53-57. La Plata.
- Sruoga, P., Rubinstein, N. A., Etcheverría, M. P., Cegarra, M., Kay, S. M., Singer, B. y Lee, J. 2008. Estadio inicial del arco volcánico neógeno en la Cordillera Principal de Mendoza (35°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 HP 530: 454-469.

- Steel, R. y Thompson, D. B. 1983. Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology* 30: 341-367.
- Teruggi, M. E., Mazzoni, M. M., Spalletti L. A. y Andreis, R. R. 1978. Rocas Piroclásticas. Interpretación y Sistemática. Asociación Geológica Argentina. Publicaciones Especiales, Serie B (Didáctica y Complementaria) 5. Buenos Aires.
- Tomassini, R. L., Montalvo, C. I., Deschamps, C. M. y Manera, T. 2013. Biostratigraphy and biochronology of the Monte Hermoso Formation (early Pliocene) at its type locality, Buenos Aires Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 48: 31-42
- Tomassini, R. L. y Montalvo, C. I. 2013. Taphonomic modes on fluvial deposits of the Monte Hermoso Formation (early Pliocene), Buenos Aires province, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369: 282-294.
- Townsend, B. y Croft, D. A. 2010. Middle Miocene Mesotheriine Diversity at Cerdas, Bolivia and a Reconsideration of *Plesiotypotherium minus*. *Palaeontologia Electronica* 13 (1): 1-36.
- Tunbridge, I. P. 1981. Sandy high-energy flood sedimentation —Some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology* 28: 79-95.
- Turazzini, G. F. 2013. Estratigrafía, paleontología y ambientes deposicionales de la sección media de la Formación Aisol (Neógeno), Bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. [Tesis de Licenciatura en Paleontología, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. 111 pp. Inédita].
- Turazzini, G. F. y Miquel, S. 2014. A terrestrial gastropod community from the early Pliocene (Neogene) of Mendoza, Argentina, with description of a new species of *Radiodiscus* Pilsbry and Ferriss, 1906 (Mollusca: Pulmonata: Charopidae). *Ameghiniana* 51: 396-404.
- Turienzo, M., Dimieri, L., Firiscale, C., Araujo V. y Sánchez, N. 2012. Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thin-sinned deformation. *Andean Geology* 39: 317-357.
- Verzi, D. H., Deschamps, C. M. y Tonni, E. P. 2004. Biostratigraphic and palaeoclimatic meaning of the Middle Pleistocene South American rodent *Ctenomys kraglievichi* (Caviomorpha, Octodontidae). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 212: 315-329.
- Vucetich, M. G., Deschamps, C. M., Morgan C. C. y Forasiepi A. M. 2011. A new species of *Cardiomynae* (Rodentia, Hydrochoeridae) from western Argentina. Its age and considerations on ontogeny and diversity of the subfamily. *Ameghiniana* 48: 605-620.
- Walker, R. G. 1976. Facies Models 3. Sandy Fluvial Systems. *Geoscience Canada* 3: 101-109.
- Walker, R. G. y Cant, D. J. 1984. Sandy Fluvial Systems. *Geoscience Canada*, Reprint Series 1: 71-89.
- Wright, V. y Tucker, M. 1991. Calcretes. Reprint Series 2. International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, 352 pp. Oxford.