

Permineralización en restos de dinosaurios preservados en depósitos de desbordamiento de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior), Patagonia central, Argentina

Gabriel A. Casal^{1,2,*}, Adriana M. Nillni¹, Mauro N. Valle¹,
Ezequiel González Svoboda¹ y Celina Tiedemann³

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco,
Ruta Prov. N° 1, Km 4, Comodoro Rivadavia, C.P. 9000, Chubut, Argentina.

² Laboratorio de Paleovertebrados, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco,
Ruta Prov. N° 1, Km 4, Comodoro Rivadavia, C.P. 9000, Chubut, Argentina.

³ Departamento de Biología, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco,
Ruta Prov. N° 1, Km 4, Comodoro Rivadavia, C.P. 9000, Chubut, Argentina.

*paleogac@yahoo.com.ar

RESUMEN

El yacimiento Cañadón Las Horquetas, ubicado en el centro-sur de la Provincia del Chubut, y correspondiente a la Formación Bajo Barreal (Cenomaniano temprano – Turoniano tardío), constituye el sitio con mayor abundancia y diversidad de vertebrados fósiles cretácicos en la Cuenca del Golfo San Jorge. Este trabajo proporciona nueva información sedimentológica de la unidad y fundamentalmente sobre los procesos de permineralización de algunos restos fósiles preservados en depósitos de desbordamiento, un tema que ha sido poco abordado en los estudios tafonómicos de dinosaurios en general, y nunca en estudios de restos provenientes de la Formación Bajo Barreal.

En este trabajo, se estudiaron muestras de tres dinosaurios mediante análisis químicos, microscopio petrográfico de polarización, difracción de rayos X y microscopio electrónico de barrido. Entre los resultados obtenidos se indica que los restos fósiles han sufrido una historia diagenética similar, con el mismo patrón de reemplazo mineral. La similitud en la composición química de los fósiles y de la roca portadora de los mismos sugiere que el enriquecimiento con nuevos elementos fue debido al intercambio directo con los sedimentos en el que fueron enterrados. Esto permite, con cierta cautela, extender estas condiciones diagenéticas a todo el Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal. De esta manera, este trabajo contribuye al entendimiento de los cambios diagenéticos que afectaron los restos fósiles después de su enterramiento.

Palabras clave: permineralización; fosildiagénesis; dinosaurios; Cretácico; Patagonia; Argentina.

ABSTRACT

The fossil deposit Cañadón Las Horquetas, placed in the centre-south of the Chubut Province, includes the Bajo Barreal Formation of early Cenomanian – late Turonian age. This site presents the greater abundance and diversity of fossil vertebrates in the San Jorge Gulf Basin. The

diagenetic processes reported herein represent a little addressed subject in taphonomic studies involving dinosaurs. We present for the first time information on the permineralization processes that affected the dinosaur remains preserved in overflow deposits from the Bajo Barreal Formation, as well as new sedimentological data of the studied unit.

Samples from three specimens were studied by chemical analysis, polarization petrographic microscope, X-ray diffraction and scanning electron microscopy (SEM). These studies show that all the dinosaurs have had a similar diagenetic history, with the same pattern of mineral replacement. Besides, the similar chemical composition found in the fossils and in the bearing rocks suggest that the enrichment with new elements found in the studied dinosaur remains was due to the direct exchange with the sediments in which they were buried. The now reported diagenetic conditions can be preliminarily extended to the whole lower member of the Bajo Barreal Formation.

Key words: permineralization; fossil diagenesis; dinosaurs; Cretaceous; Patagonia; Argentina.

INTRODUCCIÓN

El yacimiento Cañadón Las Horquetas, constituye el sitio con mayor abundancia y diversidad de vertebrados fósiles cretácicos en la Cuenca del Golfo San Jorge, y está ubicado a 30 km al norte de la localidad de Buen Pasto, Chubut (Figura 1). En esta extensa área, disectada por el curso fluvial efímero del Cañadón Las Horquetas, se exponen en ambos márgenes unidades del Grupo Chubut, propuesto por Lesta y Ferello (1972) y recientemente modificado por Casal *et al.* (2015) con la incorporación de la Formación Lago Colhué Huapi. El grupo constituye una secuencia típicamente continental de naturaleza epiclástica y piroclástica, que se caracteriza por la depositación de sistemas lacustres y fluvio-lacustres con variable participación de ceniza volcánica durante el Cretácico (Sciutto y Martínez, 1996; Paredes, 2009). Incluye una serie de unidades litoestratigráficas donde, desde el punto de vista del registro de vertebrados fósiles, se destaca

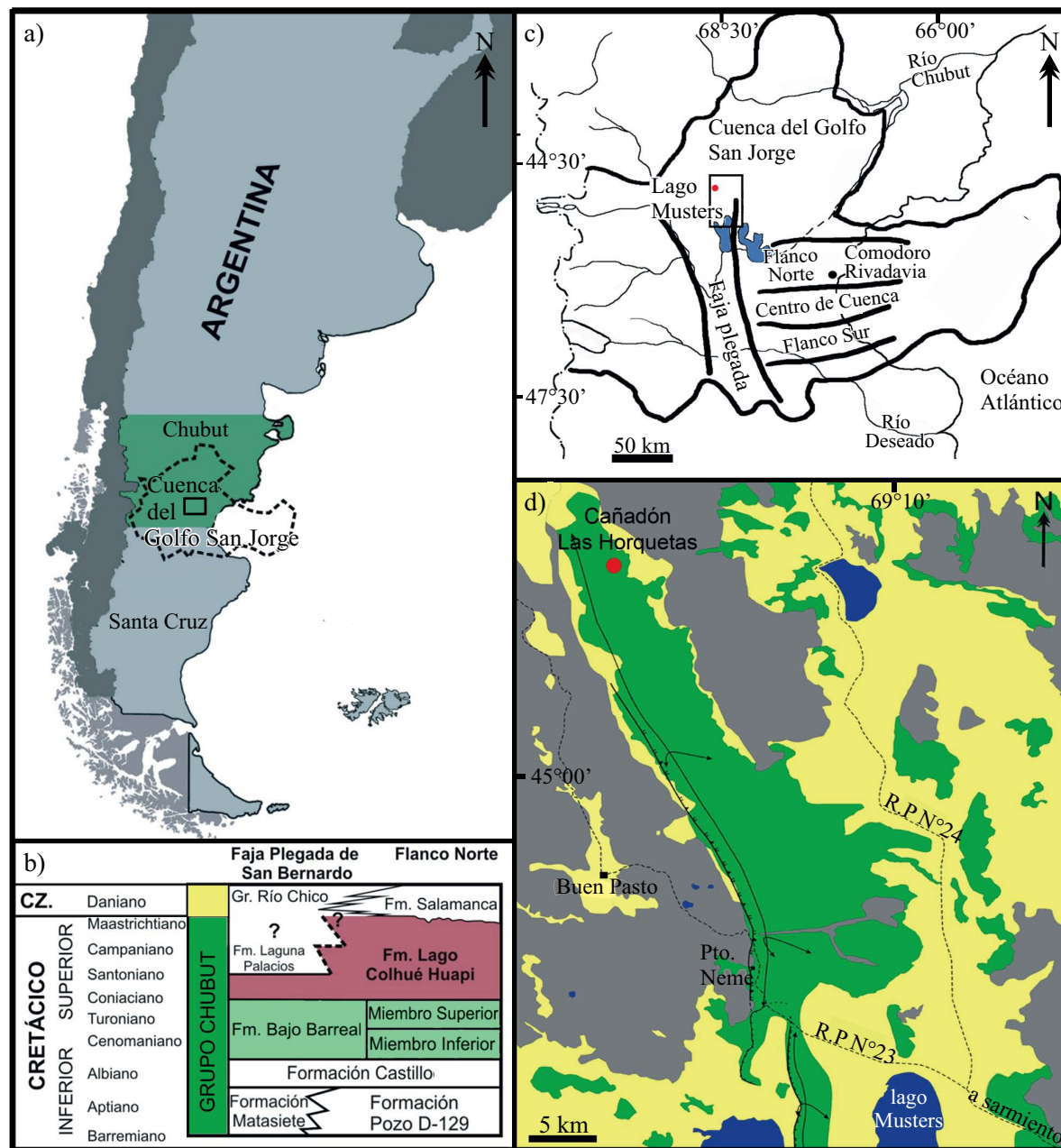


Figura 1. a) Mapa de ubicación geográfica del yacimiento Cañadón Las Horquetas, Patagonia, Argentina; b) cuadro estratigráfico del Grupo Chubut en la Cuenca del Golfo San Jorge (tomado de Casal *et al.*, 2015); c) ubicación del yacimiento Cañadón Las Horquetas en el contexto estructural de la cuenca (modificado de Figari *et al.*, 1999); d) mapa geológico simplificado de la región (modificado de Vilela, 1971).

la Formación Bajo Barreal definida por Teruggi y Rosetto (1963) y asignada al Cenomaniano temprano-Turoniano tardío (Casal *et al.*, 2016). Posteriormente, Sciutto (1981) y Hechem *et al.* (1990) reconocieron dos miembros en esta unidad a partir de la caracterización de las planicies de inundación. La del Miembro Inferior es predominantemente piroclástica y la del Superior del tipo limo-arcillosa.

El paleoclima interpretado para la Formación Bajo Barreal por Pujana *et al.* (2007) es templado cálido a tropical con ausencia de estacionalidad.

Estratigráficamente, el registro paleontológico se restringe fundamentalmente a la parte alta del Miembro Inferior, formada por areniscas verdes de origen fluvial que evidencian propiedades sedimentológicas y tafonómicas favorables para la preservación de vertebrados

fósiles (Rodríguez, 1993; Casal *et al.*, 2009, 2013, 2014). El registro revela importantes hallazgos de tetrápodos fósiles con excelente preservación, fundamentalmente dinosaurios y, en menor medida, tortugas, cocodrilos, peces holósteos y reptiles voladores (Casal *et al.*, 2016). En este sentido, se han realizado numerosos estudios sistemáticos y filogenéticos que condujeron a la nominación de ocho nuevos géneros y especies de dinosaurios. Sin embargo, los estudios tafonómicos de detalle vinculados a la fauna fósil de la unidad son escasos y se restringen a la contribución de Casal *et al.* (2013). La exigüidad de estudios tafonómicos no se limitan a la Formación Bajo Barreal sino que, en general, son escasos para todo el Cretácico de Argentina y de Sudamérica. En el mejor de los casos, son más exhaustivos los estudios bioestratigráficos sobre restos de dinosaurios, donde la información obtenida a partir

de experiencias y observaciones sobre restos de esqueletos recientes puede ser extrapolable al registro fósil, no sin ciertas precauciones. Por el contrario los trabajos vinculados a la etapa fosildiagenética son menos frecuentes y más complejos. Sin embargo, los recientes trabajos han demostrado la importancia de abordar estos estudios en detalle, en parte el estudio de la composición química de los restos fósiles con el fin de reconstruir la historia diagenética (Denys *et al.*, 1996; Elorza *et al.*, 1999; Lécuyer *et al.*, 2003; Berreteaga *et al.*, 2004; Cladera *et al.*, 2004; Merino y Morales; 2006; González Riga y Astini, 2007; Castaños *et al.*, 2010; Previtera *et al.*, 2013, 2016; Tomassini *et al.*, 2014, 2015).

Durante la etapa fosildiagenética se modifica la mineralogía y geoquímica original de los elementos esqueléticos, lo que está controlado en parte por las condiciones de pH y Eh, la química de los fluidos subterráneos y los sedimentos portadores de los restos, entre otros (Lyman, 1994; Luque *et al.*, 2009). La alteración diagenética expresada en cambios químicos y mineralógicos proporciona información sobre el ambiente del depósito (Trueman, 2013).

Con estas premisas, el objetivo de esta contribución es describir e interpretar los procesos de permineralización ocurridos en los restos de tres dinosaurios preservados en diferentes depósitos de desbordamiento de la Formación Bajo Barreal. Particularmente se estudiaron los procesos de permineralización primaria que se produjeron por el relleno de cavidades vasculares de los osteones del tejido óseo y los procesos de permineralización secundaria que rellenaron fracturas. El estudio de la permineralización y textura del cemento de las cavidades óseas contribuye a la reconstrucción de la historia diagenética de los restos fósiles (Merino, 2000).

De esta manera, se pretende que los resultados alcanzados sirvan como marco comparativo con otros yacimientos fosilíferos de la Cuenca del Golfo San Jorge y cuyos restos fósiles presentan una marcada diferencia de preservación.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los materiales estudiados corresponden a restos de tres dinosaurios, cuya ubicación estratigráfica dentro de la Formación Bajo Barreal puede observarse en las columnas de la Figura 2a. En particular, el terópodo tetanuro *Aniksosaurus darwini* (MDT-Pv 1) (Martínez y Novas, 2006) fue hallado en un depósito de desbordamiento en manto de geometría tabular (Figura 2b). Mientras que el saurópodo rebaquisáurido *Katapultosaurus goicoecheai* (UNPSJB-Pv 1007) (Ibárricu *et al.*, 2013) y el terópodo Abelisauroida (UNPSJB-Pv 1003) (Lamanna *et al.*, 2011) fueron recuperados de dos depósitos de desbordamiento lobulados superpuestos, el rebaquisáurido en el inferior (Figura 2c) y el terópodo en el superior (Figura 2d). El grado de impregnación mineral de los fósiles se determinó a partir de la propuesta de Tomassini *et al.* (2010) (modificada de López-González *et al.*, 2005).

Los diferentes estadios de permineralización se analizaron mediante métodos de química analítica que incluyeron la molienda de un fragmento de material fósil y luego, por un lado, la acidificación del medio con HCl 1:1, y por otro lado, la aplicación de KSNC 0.1 M (Skoog *et al.*, 2005), lo que permitió la determinación del catión Fe^{+3} . Estos análisis fueron complementados con observaciones al microscopio petrográfico de polarización de cortes delgados de ~30 micras y la determinación de minerales mediante difracción de rayos X (DRX) que se realizó tanto sobre fragmentos fósiles molidos como sobre los sedimentos portadores y de acuerdo con el método de polvos de Moore y Reynolds (1989). El equipo utilizado fue un Phillips con difractómetro PW1710 que pertenece al Laboratorio de Fluorescencia y Difracción de Rayos X de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. El análisis cualitativo de las fases minerales en los fósiles

y en sedimentos fue realizado utilizando un tubo de cobre con filtro de níquel operado a 40 kV, 20 mA, y a una velocidad de barrido de 2°/min. Las muestras se molieron hasta granulometrías de malla inferior a 200 en mortero de ágata.

Las características microtexturales y mineralógicas de las muestras se estudiaron mediante microscopía electrónica de barrido (MEB). Por medio de energía dispersiva de rayos X (EDX) se realizaron análisis semicuantitativos de los componentes mayoritarios en los fósiles. Estos últimos se efectuaron sobre superficies de fractura fresca de pequeñas muestras de costillas. Se utilizó, en ambos casos, el Servicio de Microscopía Electrónica de la empresa Aluar, que cuenta con un equipo JEOL 6460 LV EDAX. Durante las mediciones se trabajó en condiciones de energía del haz incidente nominal $E_0=15$ keV y entre 15 mm y 33 mm de distancia de trabajo, según el punto analizado.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Paleoambiente sedimentario

A partir de los perfiles estratigráficos realizados en los afloramientos de la Formación Bajo Barreal en el yacimiento fosilífero Cañadón Las Horquetas (Figura 2a), las secuencias analizadas se interpretaron como depósitos originados a partir de sistemas fluviales entrelazados de baja sinuosidad y variabilidad temporal en la descarga (Figari *et al.*, 1990; Bridge *et al.*, 2000; Umazano *et al.*, 2008, 2012) y sistemas efímeros confinados e inconfiados (Rodríguez, 1992; Paredes, 2009). Todos fuertemente influenciados por el vulcanismo explosivo contemporáneo (Umazano *et al.*, 2008; Paredes *et al.*, 2016). En este sentido, Tunik *et al.* (2004) proponen que las areniscas de la Formación Bajo Barreal fueron depositadas en forma concomitante con el vulcanismo de arco activo. Por otra parte, a partir de estructuras tractivas preservadas, las paleocorrientes medidas en los depósitos de fondo de canal indican una dirección de escurrimiento de la red de drenaje hacia el Sureste en consonancia con Paredes *et al.* (2016). Lateralmente, los depósitos canalizados se relacionan con facies de planicies de inundación proximal representadas por depósitos de desbordamientos. Estos corresponden a cuerpos arenosos o fango-arenosos no canalizados, de geometría tabular o lobulada, y de potencias individuales inferiores a 1.5 m. Los depósitos de desbordamientos representan el principal mecanismo de agradación de la planicie de inundación quedando subordinadas las lagunas poco profundas (Umazano *et al.*, 2008). Su origen se vincula a las crecientes que generan desbordamientos, cuando los márgenes del canal activo son superados o cuando la contención lateral de los márgenes está interrumpida, depositando la carga sedimentaria sobre la planicie de inundación proximal y en condiciones de alto régimen de flujo (Miall, 1996). Estos depósitos poseen un alto potencial de preservación de restos fósiles y concentran la mayor parte del registro fósil de la Formación Bajo Barreal y con mejor calidad (Casal *et al.*, 2014). Los restos analizados en este trabajo fueron obtenidos precisamente de estos depósitos de desbordamiento (Figura 2). No obstante, y pese al alto potencial para la preservación de restos de vertebrados que poseen este tipo de depósitos (Behrensmeyer *et al.*, 1995; Cook, 1995; Willis y Behrensmeyer, 1995; White *et al.*, 1998; Therrien, 2005; Csiki *et al.*, 2010), son relativamente pocos los ejemplos que se han documentado en el Cretácico de Argentina en particular y de América del Sur en general (González Riga y Astini, 2007).

Los elementos esqueléticos del terópodo tetanuro *Aniksosaurus darwini* (MDT-Pv 1) (Martínez y Novas, 2006) incluyen exclusivamente restos postcraneales articulados y desarticulados en relativo buen estado de preservación de al menos cinco especímenes. Fueron recuperados en su totalidad de un depósito de desbordamiento en manto de tipo *sheet flood* de 0.9 m de potencia, paleocorriente al Norte (N5°)

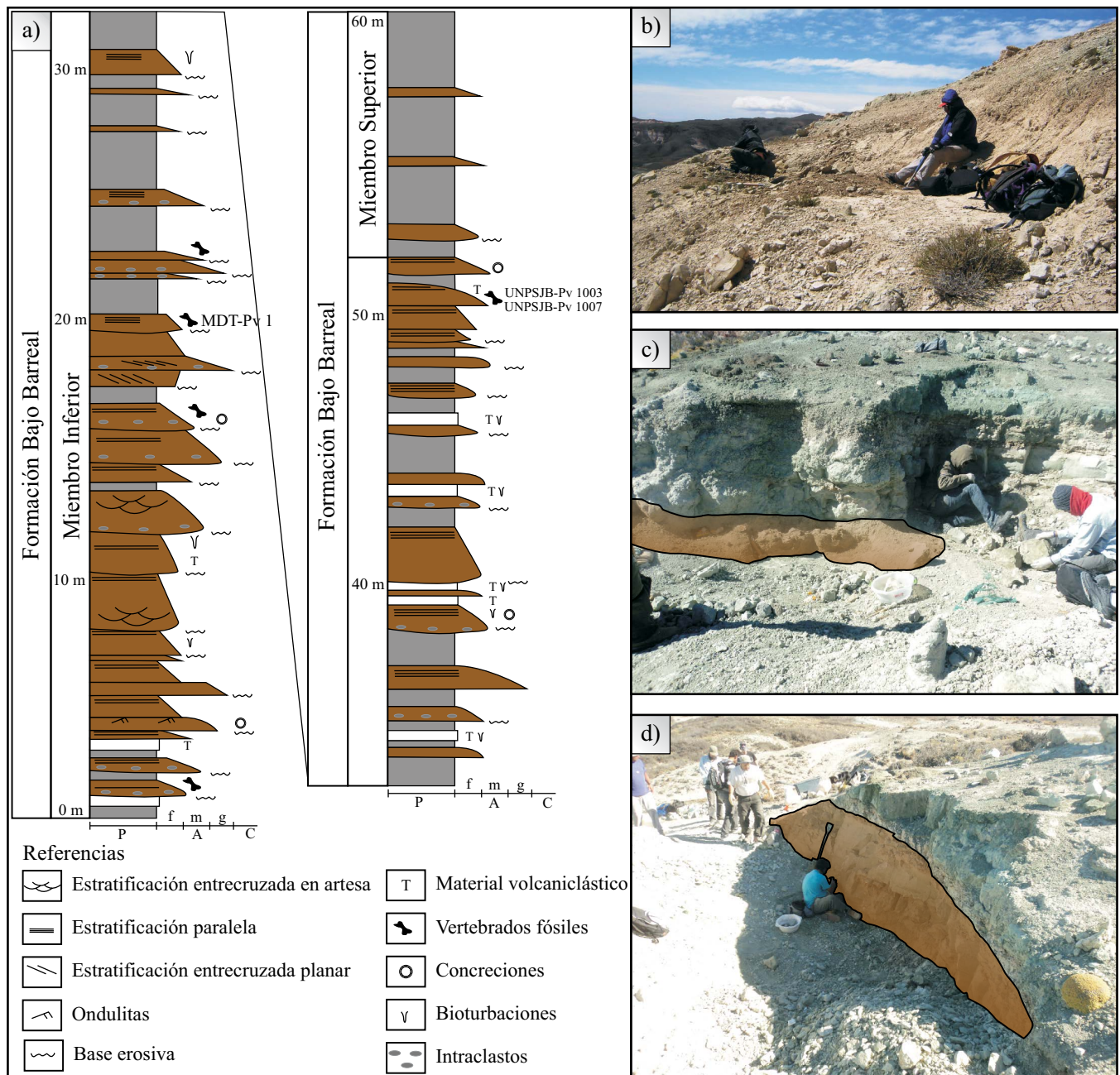


Figura 2. a) Columna estratigráfica de la Formación Bajo Barreal en el yacimiento Cañadón Las Horquetas; b) vista de la excavación en el depósito portador de *Aniksosaurus darwini* (MDT-Pv 1); c) vista del depósito de *Katepensaurus goicoechei* (UNPSJB-Pv 1007) y d) vista del depósito de *Abelisauroides* indet (UNPSJB-Pv 1003). Abreviaturas: P: pelitas, A: areniscas, C: conglomerados, f: finos, m: medianos, g: gruesos.

y sobre la planicie de inundación proximal (Casal *et al.*, 2013) (Figura 2b). Litológicamente, el depósito está integrado por areniscas finas de color gris verdoso. Los componentes minerales principales de las rocas anfitrionas incluyen mayoritariamente cristales de cuarzo anguloso a subredondeado, feldespato potásico, y en menor cantidad plagioclasas. Poseen vitroclastos desvitrificados y, como minerales accesorios, existe moscovita, que en ocasiones se presenta flexurada por compactación, biotita, algunos opacos y pocos circones (Figuras 3a, 3b, 3c). En este caso, las areniscas finas no fueron clasificadas según Folk *et al.* (1970) y según Williams *et al.* (1982) por el tamaño de grano y no cumplir con las condiciones necesarias para realizar el conteo.

Por su parte, el saurópodo rebauisáurido *Katepensaurus goicoechei* (UNPSJB-Pv 1007) (Ibáñez *et al.*, 2013) está representado principalmente por vértebras desarticuladas que se hallaban incluidas en un delgado lóbulo de desbordamiento, de aproximadamente 6 m de ancho y 0.3 m de potencia (Figura 2c). Litológicamente, el depósito está integrado por areniscas gruesas tobáceas de color verde, con intraclastos arcillosos de hasta 3 cm de diámetro y matriz dominada por trizas y pómez volcánicos, con participación de arcillas esmectíticas y zeolitas. En este caso, los componentes minerales mayoritarios son cristales de cuarzo angulosos a subredondeados, le siguen en menor cantidad plagioclasas predominantemente de tipo andesina-oligoclasa,

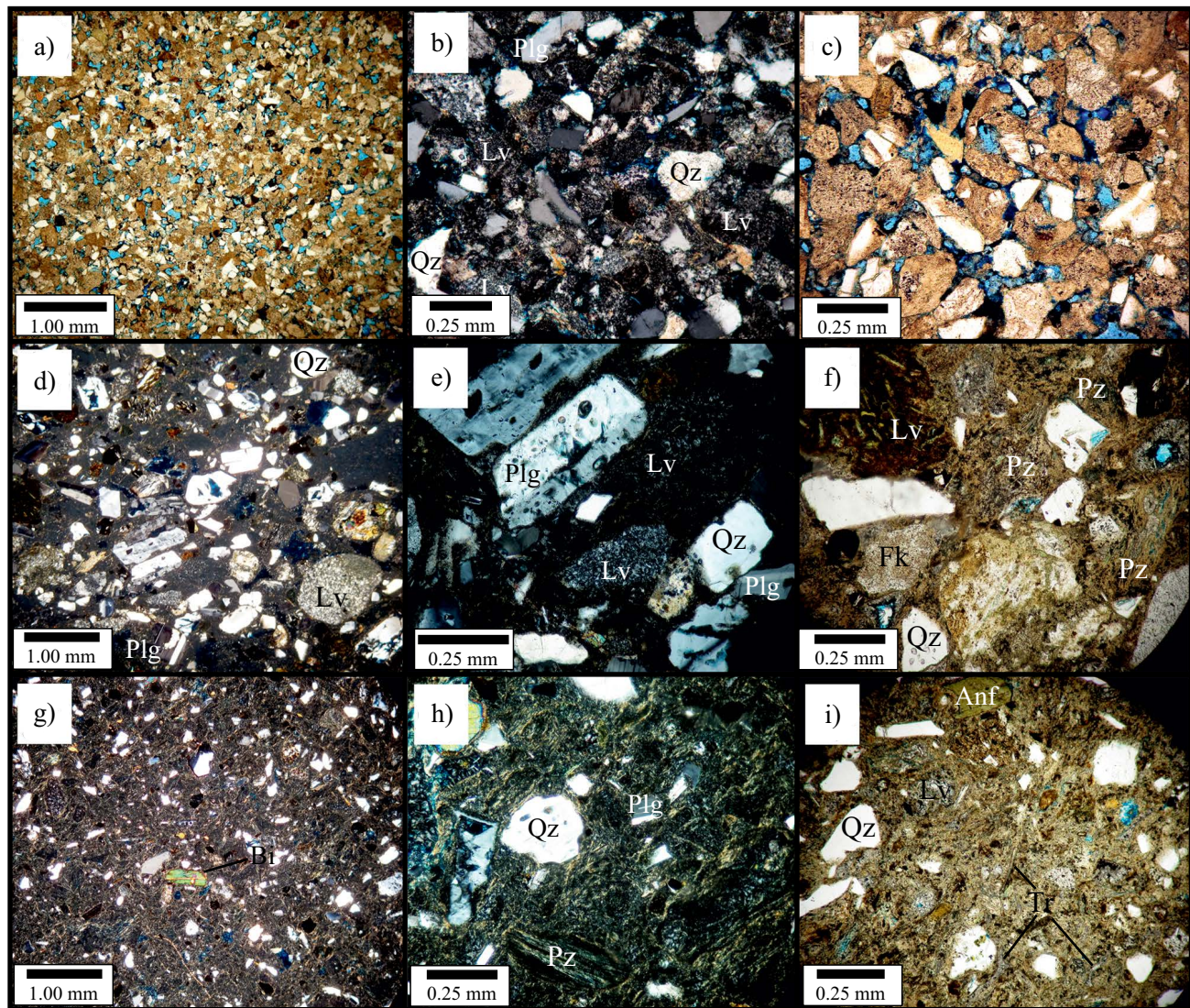


Figura 3. Secciones delgadas vistas al microscopio petrográfico de las rocas portadoras de los tres dinosaurios y pertenecientes a: a, b, c) desbordamiento en manto portador de *Aniksosaurus darwini*; d, e, f) lóbulo de desbordamiento portador de *Katepensaurus goicoechei* y g, h, i) lóbulo de desbordamiento portador del Abelisauroidae indet.; a, c, f, i) a nicols paralelos y b, d, e, g, h) a nicols cruzados; abreviaturas: Qz: cuarzo, Plg: plagioclasas, Lv: líticos volcánicos, Fk: feldespato potásico, Pz: pomez, Bi: biotita, Anf: anfíbol, Tr: trizas volcánicas.

augita, anfíboles (hornblenda), biotita y pocos opacos (Figuras 3d, 3e, 3f). También se observaron líticos volcánicos de composición intermedia, en menor medida ácidos y algunos básicos con textura fluidal, y también líticos sedimentarios.

Los materiales recuperados del terópodo UNPSJB-Pv 1003 corresponden a elementos craneales y postcraneales de un Abelisauroidae de tamaño mediano (Lamanna et al., 2011). Proviene de un depósito interpretado como un lóbulo de derrame ubicado inmediatamente por encima del nivel portador de los restos de *Katepensaurus goicoechei* mencionado anteriormente. El cuerpo sedimentario incluye areniscas medias tobáceas, granodecrecientes y de color verde con matriz vitroclástica. Posee una geometría con base plana y erosiva, con intraclastos arcillosos de hasta 2 cm de diámetro, techo marcadamente convexo, acunado lateralmente hacia los extremos, de 5 m de ancho y 1.5 m de potencia en la parte central, y paleocorriente N10° (Figura 2d). Grada a areniscas finas y arcillitas en el tope del depósito. Acompañando esta gradación granulométrica, los elementos esqueléticos del terópodo se disponen con una dispersión

vertical desde la base hasta los 0.35 m por encima de la misma. La litología de ambos lóbulos de desbordamiento es muy similar entre sí, exceptuando que el primero de ellos y portador de los restos de *K. goicoechei* tiene un tamaño de grano mayor. Los componentes minerales principales de la roca anfitriona de los elementos esqueléticos del Abelisauroidae incluyen cristales de cuarzo subangulosos como los más abundantes, le siguen cristales de plagioclasas de tipo andesina, escasos de ortosa corroídos y como minerales accesorios se encontraron anfíboles, piroxeno, opacos y biotita (Figuras 3g, 3h, 3i). Los vitroclastos presentan alta alteración a sericita y en menor medida a calcita.

En los tres casos de estudio, en los sedimentos analizados se ha encontrado también clinoptilolita, hematita y calcita, los que son también comunes como producto de procesos diagenéticos, como relleno de fracturas y como reemplazo de trizas vítreas. Según las observaciones microscópicas que posteriormente se detallarán, estos minerales también aparecen en los restos de vertebrados como relleno de cavidades vasculares de los osteones del tejido óseo (Figura 4).

En cuanto a la petrología de los dos depósitos de desbordamiento

lobulados descritos, se menciona que ambos están integrados por un 80 a 90% de fracción epiclástica y entre un 10 a 20% de vitroclastos, principalmente trizas vítreas de composición ácida. No obstante, el nivel portador del terópodo muestra un enriquecimiento relativo en cuarzo respecto de nivel inferior. Las areniscas portadoras de *Katepensaurus* fueron clasificadas según la propuesta de Folk *et al.* (1970) como una litoarenita feldespática, con base en la presencia de cuarzo ($Qz=37\%$), feldspatos ($Fld=7\%$) y líticos ($Li=56\%$). Esto difiere de los resultados publicados por Tunik *et al.* (2004), quienes obtuvieron valores promedio de $Qz=11\%$, $Fld=37\%$, $Li=52\%$ correspondientes a una litoarenita, para la misma unidad pero en otras localidades de la cuenca. Por otra

parte, en este trabajo analizamos también las rocas portadoras según la propuesta de Williams *et al.* (1982) y los resultados obtenidos arrojaron valores de $Qz=19\%$, $Fld=4\%$, $Li=30\%$ y matriz, $M=47\%$, lo que permite clasificar las rocas como un *wacke* feldespático.

Las clasificaciones obtenidas para las areniscas portadoras del Abelisauroida fueron similares pero con un porcentaje levemente superior en el contenido de cuarzo.

A partir del diagrama QFL (cuarzo, feldspatos y líticos) de Dickinson *et al.* (1983) para discriminación del marco tectónico de áreas de procedencia, Tunik *et al.* (2004) sugieren una procedencia de arco magmático transicional o disectado para las areniscas de la

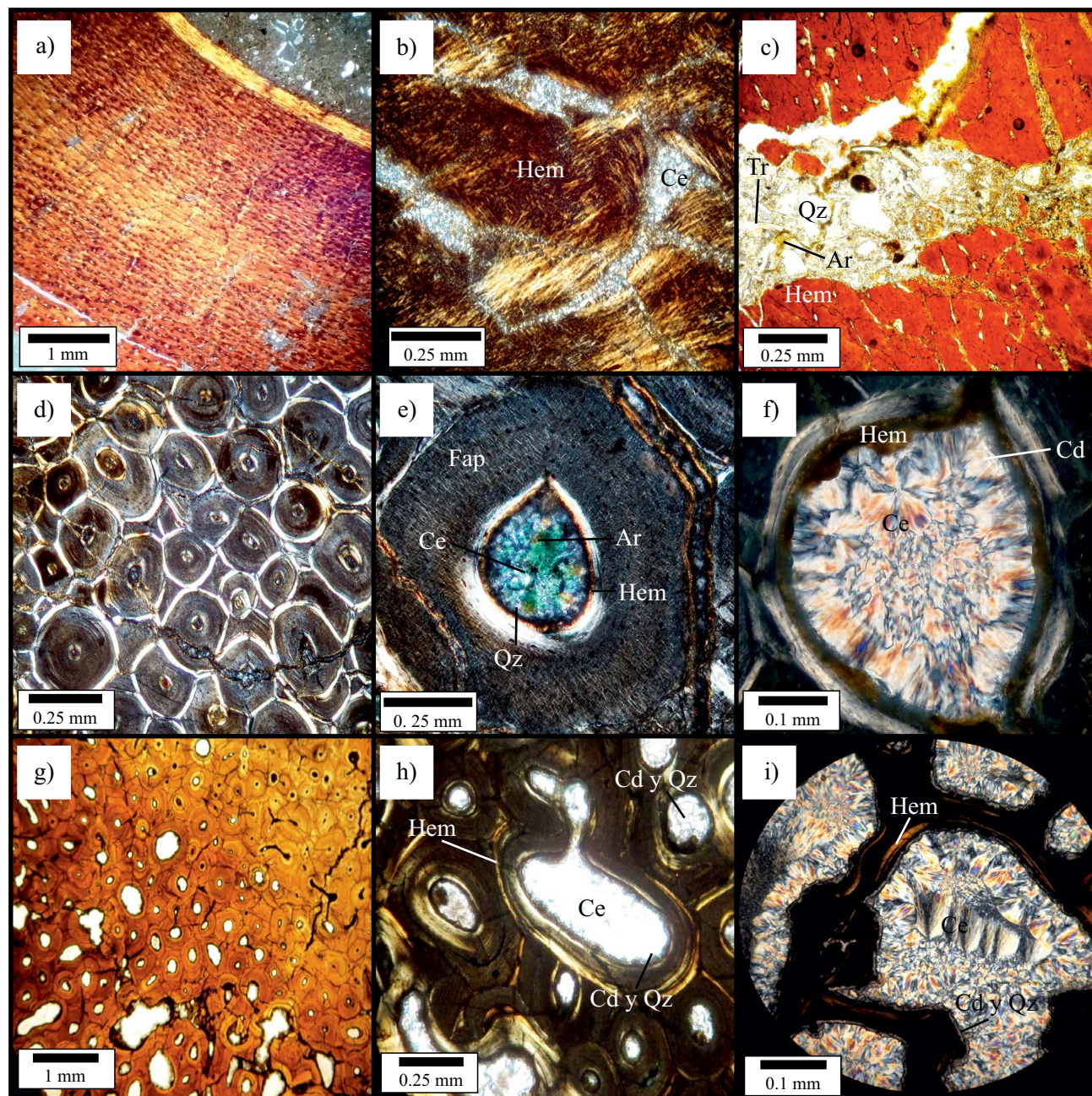


Figura 4. Secciones delgadas al microscopio petrográfico de restos fósiles pertenecientes a: a, b, c) *Aniksosaurus darwini*; d, e, f) *Katepensaurus goicoechei*; y g, h, i) *Abelisauroida* indet.; a, c, e, f, g, i) con nicolas cruzados y b, d, h) con nicolas paralelos; abreviaturas: FAp: fluorapatita, Qz: cuarzo, Cd: calcedonia, Hem: hematita, Ce: zeolitas, Tr: trizas vítreas, Ar: arcillas.

Formación Bajo Barreal. De igual manera, los resultados de este trabajo, basados únicamente en la composición de la fracción clástica de las mismas (Dickinson, 1970), también vinculan las areniscas con un arco magmático transicional. En este sentido, la abundante presencia de trizas de caída directa y de retrabajo sería atribuida a la migración del arco volcánico hacia el oeste y a la exposición de las raíces del arco volcánico del Cretácico Inferior por la deformación en la faja plegada, contemporánea con un volcanismo activo ubicado hacia el oeste de la zona de estudio (Tunik et al., 2004).

Permineralización

Los estudios de los procesos bioestratigráficos y sedimentológicos son necesarios y complementarios entre sí para acceder a una reconstrucción e interpretación más completa e integral de los paleoambientes sedimentarios, el paleoclima y otros factores que intervienen en la biósfera donde se preservaron restos fósiles. Por su parte, el estudio de los procesos fosildiagenéticos a partir de los minerales neoformados y precipitados en las cavidades vasculares y en las fracturas de los restos óseos, permiten aproximarnos al conocimiento de las condiciones físicas y químicas existentes en la litósfera durante la litificación, la permineralización y los demás procesos de fosilización, y que a veces no es posible determinar a partir de las rocas circundantes (Merino y Morales, 2006). No obstante, estos últimos son menos frecuentes y más complejos de realizar. Al respecto, los huesos de los vertebrados están compuestos originalmente por una fase orgánica que incluye principalmente colágeno y lípidos, y una fase inorgánica con hidroxiapatita $[\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})]$ (Lyman, 1994; Elorza et al., 1999; Tuba et al., 2006). De acuerdo con Tomassini et al. (2014), la mineralogía original y la composición geoquímica de los elementos esqueléticos se modifican después de la muerte del organismo. En este sentido, la incorporación y enriquecimiento con nuevos elementos químicos puede originarse por sustituciones iónicas isomórficas en la estructura cristalina (Newesely, 1989; Piepenbrink, 1989; Michel et al., 1995; Merino y Morales, 2006); por precipitación de nuevos minerales en las grietas y espacios de la estructura ósea como los canales de Havers y de Volkmann (Molleson, 1990) a partir de fluidos que circulan en las rocas luego de la pérdida de materia orgánica; y por procesos mecánicos de acumulación mineral en los poros y grietas como consecuencia de la compactación del sedimento adyacente (Kyle, 1986; Merino y Morales, 2006; Luque et al., 2009). Estos cambios dependen de factores intrínsecos al organismo como el grupo taxonómico al que pertenece, el tamaño de los elementos esqueléticos, la densidad del tejido óseo, la integridad, la porosidad, la estructura molecular y química, etc. También dependen de factores extrínsecos a los mismos como el pH y el Eh, las características químicas de las aguas subterráneas, los componentes inorgánicos de los sedimentos que alojan los restos como la granulometría, la actividad de las bacterias y microorganismos (Lyman, 1994; Luque et al., 2009; Tomassini et al., 2014). Esto permite reconocer la evolución de los fluidos intersticiales (Barker et al., 1997) y el grado de diagénesis en los fósiles (Castaños et al., 2010).

Por otra parte, el intercambio iónico entre los restos esqueléticos y el medio puede provocar la destrucción del hueso por recristalización o disolución (Merino y Morales, 2006). De esta manera se afecta la preservación y calidad del registro fósil. Al respecto, el buen estado de preservación que presentan los fósiles provenientes de la Formación Bajo Barreal (Cenomaniano temprano-Turoniano tardío), en particular de los yacimientos Cañadón Las Horquetas (Figura 1) y también de Estancia Ocho Hermanos en el sur de la Provincia del Chubut, tanto a nivel macroscópico como microscópico, contrasta con la preservación de los restos procedentes de otras unidades del Grupo Chubut, como las formaciones Matasiete (Aptiano) y Lago Colhué Huapi (Coniaciano-Maastrichtiano).

Los restos fósiles de los tres dinosaurios estudiados exhiben escasas evidencias de compactación y deformación plástica por presión litostática, siendo más evidente en algunas vértebras donde se reconocen flexiones en diapófisis y procesos transversos. Este tipo de deformación habría ocurrido antes del reemplazo total por mineral, cuando el hueso podía responder plásticamente dentro del campo dúctil (Polonio y López-Martínez, 2000). El estudio de las secciones delgadas al microscopio petrográfico permite reconocer que la estructura histológica en todos los casos se encuentra bien preservada, con escasa deformación de osteones, a diferencia de lo reconocido por González Riga y Astini (2007) en restos de *Mendozasaurus neguyelap* (González Riga, 2003). Estos autores describen un fuerte aplastamiento en la morfología de los osteones, producto de la carga litostática.

La totalidad de los elementos conservados de *Aniksosaurus darwini* presenta un color negro uniforme que puede observarse de forma macroscópica como microscópica a través de secciones delgadas. De igual manera, los restos de *Katapsaurus* y del Abelisauroida poseen un color marrón. En los tres casos, esto sugiere un grado de impregnación mineral asignable a la categoría 4 (impregnación completa) de acuerdo con la propuesta de Tomassini et al. (2010). Al respecto, mediante un análisis químico cualitativo, basado en el método del indicador específico KSCN (tiocianato de potasio) (Skoog et al., 2005), se aplicó esta solución sobre un fragmento fósil molido de cada taxón en medio ácido. Como resultado se obtuvo un color rojo en la solución aplicada, que de acuerdo a los autores mencionados, determina la presencia del catión Fe^{+3} en la composición del mismo. Este catión, con propiedades cromóforas, sería el responsable de la tinción e impregnación completa presente en los restos fósiles. Además, a partir del estudio de secciones delgadas al microscopio petrográfico (Figura 4) y de DRX (Figura 5), se diferenciaron los minerales que integran la estructura ósea y los que participaron en el proceso de permineralización. De acuerdo con Lyman (1994) y Elorza et al. (1999), se interpreta que la estructura ósea original estaba formada por hidroxiapatita $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})]$ y en el caso de los restos aquí estudiados fue modificada a fluorapatita $(\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F})$ mediante la sustitución iónica del hidroxilo (OH^-) por fluoruro (F^-) de igual manera a lo propuesto por Lucas y Prévôt (1991), Elorza et al. (1999), Tuba et al. (2006), Rogers et al. (2010) y que ha sido documentada en restos de dinosaurios por Paik et al. (2001), González Riga y Astini (2007); Previtera (2013), entre otros. Esta sustitución iónica se debería a una cierta inestabilidad termodinámica del hidroxiapatito (Tuross et al., 1989; Merino y Morales, 2006).

En los difractogramas obtenidos sobre los tres fósiles estudiados (Figura 5) se observan claramente los picos de 2.78 Å y 3.44 Å que definen a la fluorapatita, lo que también se corroboró a partir de la identificación de P y Ca con EDX (Figura 6). Sin embargo, la presencia de C permite inferir que se trataría de la variedad francolita (carbonato fluorapatito) (Figura 6, Tabla 1) y la presencia de F podría inferirse a través del pico de 0.67 V que se observa en algunos de los análisis de EDX realizados en *Aniksosaurus* (Figuras 6a, 6b), así como los realizados en Abelisauroida (Figura 6c).

Por su parte, el proceso de permineralización primaria, similar en los tres casos de estudio, se produjo por el relleno de cavidades vasculares de los osteones del tejido óseo (Figura 4), con posterioridad a la descomposición y biodegradación de la materia orgánica que se aloja en esa estructura. Se interpreta que el catión Fe^{+3} determinado por métodos de química analítica, está presente en forma de hematita (Fe_2O_3) identificada mediante DRX (Figura 5). Este mineral precipitó a partir de la circulación de fluidos oxidantes en esa estructura porosa, como primera capa mineral sobre las cavidades, como se observa en las secciones delgadas (Figura 4). Una mineralización inicial con hematita también es descrita por González Riga y Astini (2007) para el

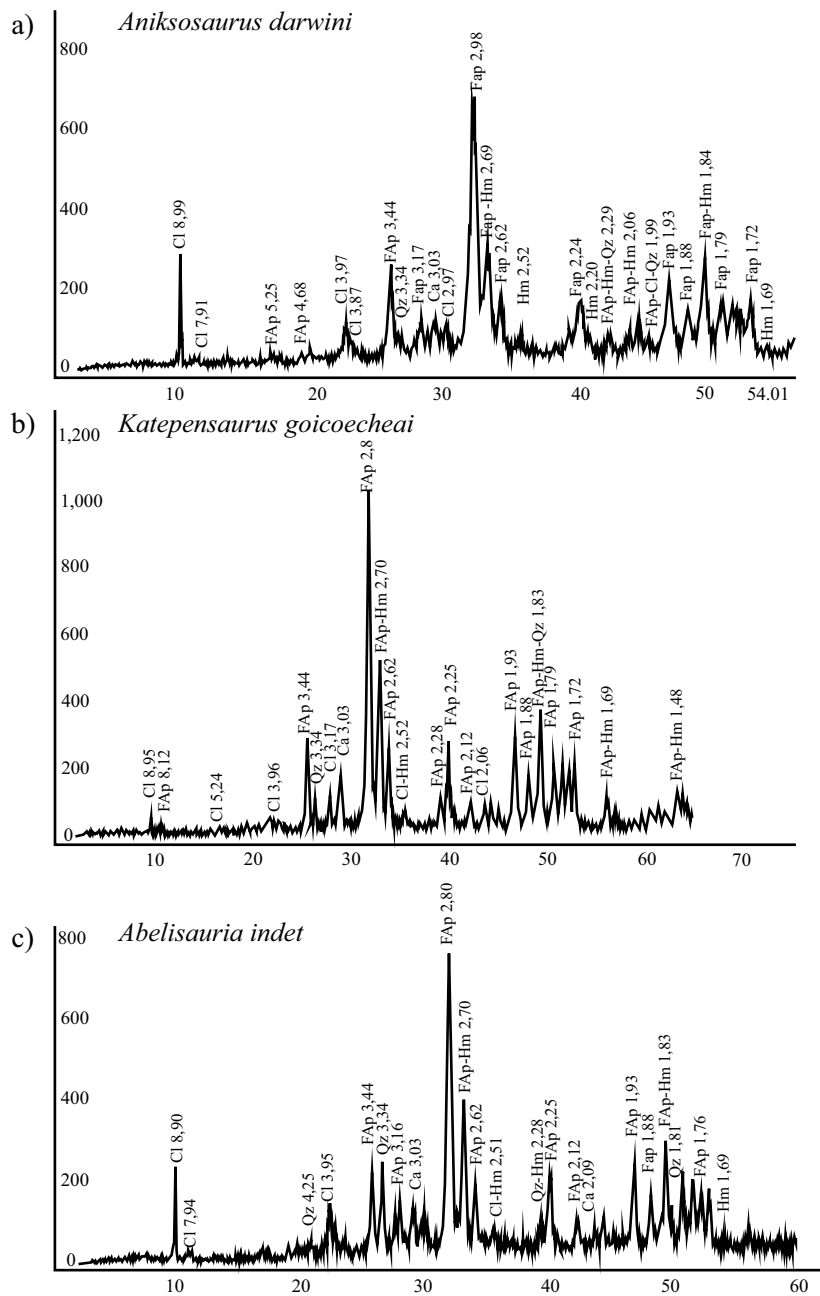


Figura 5. Difractogramas obtenidos sobre la muestra total en fragmentos fósiles de los tres casos de estudio: a) *Aniksosaurus darwini*, b) *Katapultosaurus goicoecheai*, c) *Abelisaurioidea indet.*; abreviaturas: FAp: fluorapatita, Qz: cuarzo, Ca: calcita, Hem: hematita, Cl: clinoptilolita (zeolitas). En ordenadas se mide la intensidad y en abscisas 2θ .

saurópodo *Mendozasaurus neguyelap*. La presencia de calcita y de óxido de hierro indica condiciones reductoras locales bajo el nivel freático durante la precipitación (Previtera *et al.*, 2013). Posteriormente, en los osteones de los ejemplares estudiados en este trabajo, se reconoce la precipitación de cuarzo determinado a partir de sus propiedades ópticas y por DRX (Figuras 4 y 5). Particularmente en *Katapultosaurus*, entre la hematita y el cuarzo, se reconoce una delgada capa de calcedonia identificada por su hábito botroidal (Figura 4f). Por último, y rellenando por completo el centro de las cavidades vasculares en los tres casos de estudio, existen zeolitas bien desarrolladas y determinadas como clinoptilolita ($\text{KNa}_2\text{Ca}_2(\text{Si}_2\text{9Al}_7)\text{O}_{72}\cdot 24\text{H}_2\text{O}$) ($\text{Ca,K,Na}_6(\text{Si}_{30}\text{Al}_6)\text{O}_{72}\cdot 20\text{H}_2\text{O}$) (Figuras 4c, 4f, 4i); un mineral diagenético originado por la

alteración del vidrio volcánico que es un componente muy abundante en la matriz rocosa portadora de los fósiles (Figuras 3f, 3h, 3i). Zeolitas del tipo heulandita/clinoptilolita ya fueron reconocidas reemplazando trizas y rellenando el interior de las cavidades porales de las rocas de la Formación Bajo Barreal por Tunik *et al.* (2004).

Por otra parte, en los últimos años existe una tendencia a utilizar SEM-EDX sobre restos fósiles contribuyendo al entendimiento de los procesos químicos asociados con diferentes modos de preservación (Downing y Park, 1998; Kohn *et al.*, 1999; Rogers *et al.*, 2001; Lin y Briggs, 2010; Previtera *et al.*, 2013). En las muestras de los tres dinosaurios se analizaron los elementos mayoritarios C, O, Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Mg y Fe (Tabla 1). Estos iones son, por una parte, los

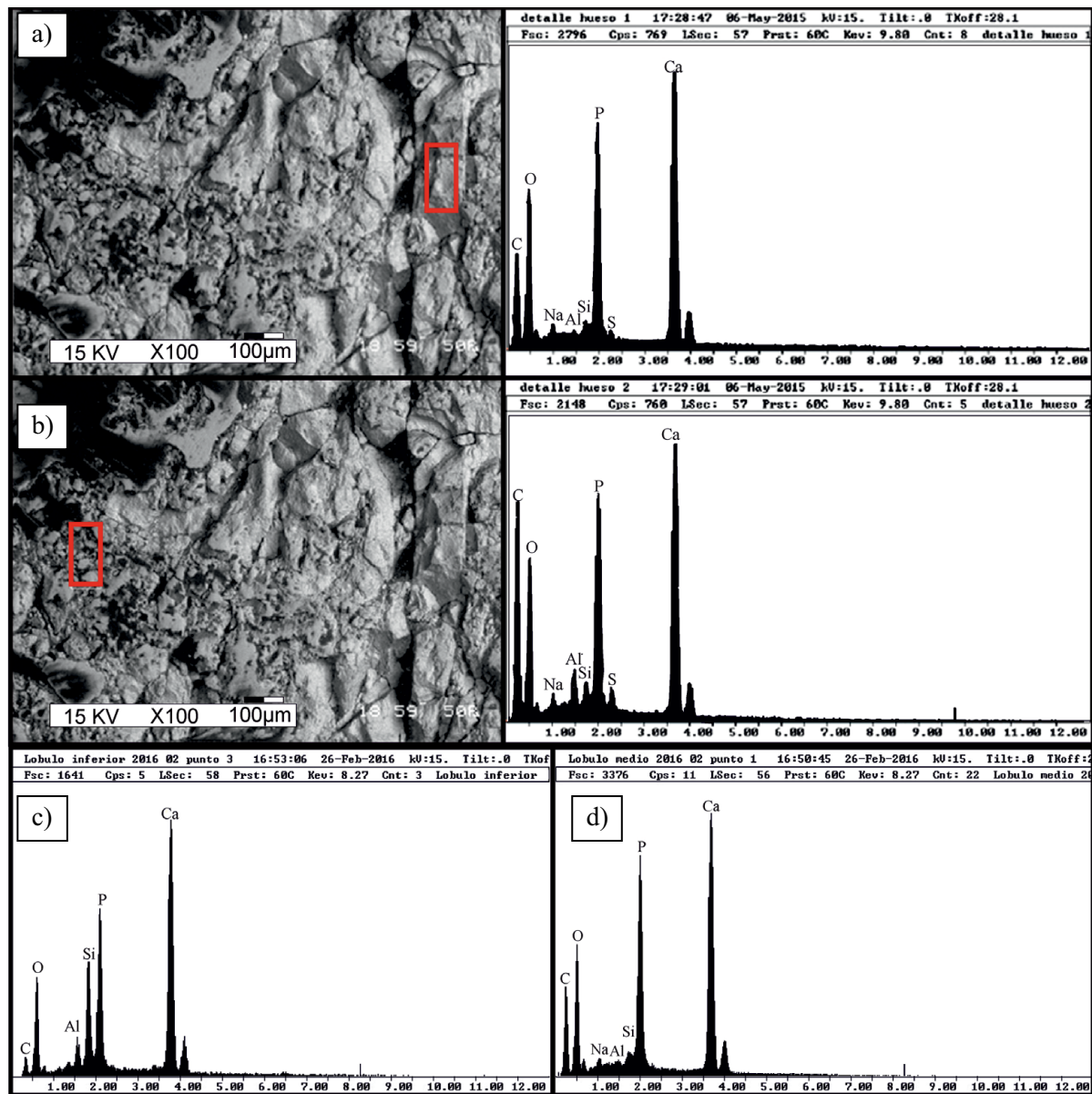


Figura 6. Fotomicrografías y sus correspondientes Espectros SEM-EDX obtenidos en los sectores identificados en rojo: a) sector denso de *Aniksosaurus darwini*, b) sector poroso de *Aniksosaurus darwini*. Espectros SEM-EDX obtenidos en: c) *Katepensaurus goicoechei* (punto 3 de Tabla 1), d) en *Abelisaurus* (punto 1 de Tabla 1). Nótese que los espectros c y d muestran la presencia de flúor con el pico a 0.67 keV.

constituyentes comunes de los minerales (silicatos, carbonatos) de las rocas sedimentarias en las que se alojan los fósiles, y al mismo tiempo constituyentes de enriquecimiento conocidos, materiales de relleno de los poros (por ejemplo, Fe, Si) y por último especies que representan el hueso original (por ejemplo, carbonato y fosfato) (Previtera, 2013). La imposibilidad de utilizar muestras pulidas produce inconsistencia de los ángulos de despegue entre las áreas medidas (Goldstein *et al.*, 1992, 2007), por lo tanto, los resultados proporcionados por el método utilizado son semi-cuantitativos. Como consecuencia, los errores estadísticos en las concentraciones elementales, expresadas en % peso, pueden diferir hasta en un 20% de los valores. Según Previtera *et al.* (2016) los elementos con porcentajes mayores de 10% presentan un error de 4%; en otros elementos con porcentajes que oscilan entre el 10% y el 1%, la estadística de error es del 15% y por último, los elementos con porcentajes menores del 1% presentan un error del 20%.

Los valores son dados en porcentaje en peso de cada elemento (Tabla 1) para los puntos analizados en las muestras de los tres dinosaurios aquí estudiados. Los puntos en las muestras se seleccionaron para analizar la composición de los huesos: hidroxiapatita original $[(Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2)]$ o francolita y la probable incorporación de algunos elementos en la microestructura de los mismos. En función de este objetivo se analizaron distintas texturas con SEM-EDX, así como cavidades rellenas por otros minerales y sedimentos para contribuir al conocimiento de la permineralización primaria y secundaria. Para el caso de *Aniksosaurus*, a diferencia de los otros dos ejemplares estudiados, en la muestra existen sectores de este mineral con textura porosa (Figura 6a) donde el contenido de elementos mayoritarios (Na, Mg, Al, Si y K) es mayor y otros con textura densa donde es menor (Figura 6b). Esta disminución indicaría la pérdida de elementos mayoritarios y el probable enriquecimiento en elementos traza, no analizados aún,

Tabla 1. Concentraciones semicuantitativas de elementos mayoritarios determinados por EDX, dados en % en peso. Abreviatura: nd: no determinado.

Muestra	Puntos	C	O	Na	Mg	Al	Si	P	Ca	K	Fe
Lóbulo de desbordamiento superior <i>Abelisauroida</i>	1	18.17	31.48	0.85	nd	0.234	0.86	14.28	34.13	nd	nd
	2	22.36	31.45	1.12	nd	0.34	1.16	13.85	29.72	nd	nd
	3	47.99	22.83	0.29	0.51	2.57	20.14	0.23	1.71	1.42	2.3
	4	17.74	38.53	0.7	nd	nd	0.94	13.12	28.97	nd	nd
	5	13	41.58	0.89	nd	nd	0.67	14.22	29.64	nd	nd
Lóbulo de desbordamiento inferior <i>Katepensaurus goicoecheai</i>	1	9.2	31.95	1.55	0.48	4.39	19.72	7.73	21.62	1.18	2.17
	2	5.91	26.25	0.86	nd	6.7	34.36	5.61	18.26	2.06	nd
	3	4.47	26.82	nd	nd	1.9	8.06	14.78	43.97	nd	nd
	4	5.29	38.72	0.8	1.02	4.57	17.25	7.48	20.26	1.65	2.96
	5	4.11	35.86	0.57	0.91	3.01	12.38	11.14	27.92	1.19	2.92
	6	3.32	37.82	1.62	0.83	8.26	33.45	1.7	8.33	1.46	3.2
Desbordamiento en manto <i>Aniksosaurus darwini</i>	1	12.13	31.72	3.65	6.08	6.47	18.53	nd	1.38	0.85	19.18
	2	10.47	33.37	2.91	6.1	6.22	21.26	nd	2.3	nd	16.63
	4	50.82	19.39	4.84	0.86	1.41	5.02	4.06	9.97	nd	3.63
	5	52.73	25.85	0.71	nd	2.03	6.27	2.78	6.9	nd	nd
	6	17.85	34.12	1.06	nd	0.3	0.87	13.33	31.86	nd	nd

lo cual tendría lugar durante la recristalización que se produce en el proceso de fosilización.

Al respecto, autores como Henderson *et al.* (1983) y Merino y Morales (2006) proponen que el agua subterránea al ponerse en contacto con las rocas que rodean los restos esqueléticos incorpora y transporta estos elementos traza hacia los restos para depositarlos en ellos y conformar parte de la estructura cristalina del fósil.

Los valores elevados de Fe (Tabla 1) indican la presencia principalmente de hematita determinada también microscópicamente y por difracción de rayos X, así como los valores muy altos de C coinciden con la presencia de calcita.

Durante la diagénesis, por la sustitución del hidroxilo por flúor (Lucas y Prévot, 1991; Elorza *et al.*, 1999; Rogers *et al.*, 2010) y el reemplazo mineral, los fósiles adquieren propiedades isotrópicas propias de la etapa fosildiagenética. De esta manera, los restos adquieren una mayor dureza y resistencia debido al estado de mayor cristalinidad que adquiere el hidroxiapatito que forma los huesos durante la fosilización (Alcalá y Escorza, 1988, 1998; Polonio y López-Martínez, 2000; Fernández-López y Fernández-Jalvo, 2002). Consecuentemente, ante la presencia de la carga litostática u otro esfuerzo estos responderían ya no de manera plástica, sino de manera frágil fracturándose, principalmente de manera transversal al eje axial del elemento esquelético. Este evento ocurriría durante la mesodiagénesis (Previtera *et al.*, 2013). Vinculado a esto, se observó una segunda etapa de permineralización de fracturas rellenas con cuarzo, plagioclasas, biotitas, esmectitas, zeolitas, y vitroclastos alterados a sericita, y cementados por óxidos de hierro y/o carbonatos (Figura 4c). Es decir, la misma mineralogía descrita para la roca portadora pero con un tamaño de grano pequeño y limitado por el tamaño de las fracturas. Los carbonatos identificados en el análisis químico cuantitativo se definieron como calcita a través de la DRX. No obstante, este mineral no se observó con desarrollo de cristales a través de las secciones delgadas en el microscopio petrográfico, por lo que se infiere que su presencia se encuentra como calcita de alteración y cemento criptocristalino en el relleno de grietas.

En particular, en el terópodo *Abelisauroida* y en el rebaquisáurido *Katepensaurus*, externamente existe una costra de arcillitas adherida a los fósiles, la cual al microscopio petrográfico se observa relleno de fracturas y algunos canales vasculares no permineralizados comple-

tamente, los cuales se hallan conectados con las fracturas (Figuras 4d, 4e). La presencia de estas arcillitas fue corroborada y determinada mediante difracción de rayos X como arcillas esmectíticas (Figura 7). Se interpreta que estas habrían sido transportadas y percoladas por el agua meteórica. En *Aniksosaurus*, las fracturas son amplias y en algunos casos la fracción clástica ha alcanzado la cavidad medular del fósil (Figura 4a). Estas fracturas decrecen su espesor hacia dicha cavidad permitiendo suponer que el sentido de migración de los fluidos y partículas fue desde afuera hacia adentro del hueso. Este relleno habría ocurrido en una diagénesis tardía de acuerdo con Previtera *et al.* (2013). En este sentido, a partir de las observaciones al microscopio petrográfico se infiere que algunas fracturas de los elementos esqueléticos de *Aniksosaurus* habrían incrementado su tamaño por el crecimiento de cristales (Casal *et al.*, 2013). Para Holz y Schultz (1998) este proceso se produce a poca profundidad cuando la sobrepresión de soterramiento es escasa. De esta manera, esto refuerza la interpretación de que la última fase de permineralización en los restos de *Aniksosaurus* habría

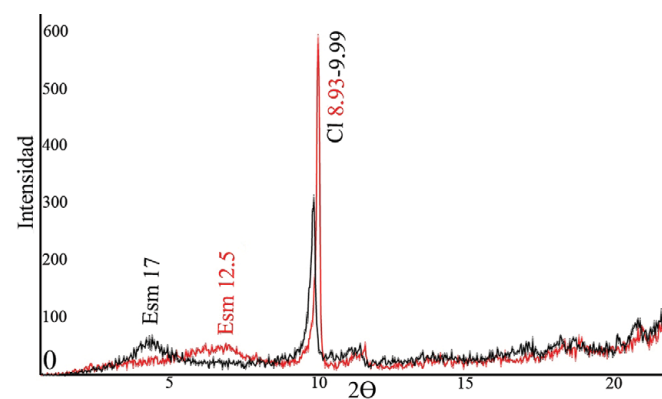


Figura 7. Difractogramas de la fracción arcillosa de un fragmento de resto fósil del terópodo *Abelisauroida* (UNPSJB-Pv 1003). Se observa el pico correspondiente a 8.93 Å de clinoptilolita (Cl 8.93-9.99) y alrededor de 12 Å (Esm 12.5) el pico (001) de una arcilla esmectítica (en rojo), la cual se expande al ser glicolada observándose el corrimiento del pico (001) a 17 Å (Esm 17, en negro).

ocurrido durante una etapa diagenética tardía (telodiagénesis). Por el contrario, en *Katepensaurus* y el *Abelisauroides*, no se distinguen fracturas aumentadas en tamaño por el crecimiento de cristales, por lo que se interpreta que los procesos de permineralización se produjeron a una profundidad que generó una presión de confinamiento suficientemente alta (Holz y Schultz, 1998).

El espectro obtenido en el *Abelisauroides* con EDX (Tabla 1, Figura 6d) es muy similar al de *Katepensaurus* (Figura 6c). Excepto que en el *Abelisauroides* las fracturas radiales de origen fosildiagenético presentan relleno sedimentario que también actuó como vehículo para la precipitación de calcita y donde también se observa mayor participación de Si, Al y menos P y Ca. Además, el relleno sedimentario presenta una importante participación de componentes piroclásticos.

CONCLUSIONES

El estudio fosildiagenético indica que los restos han sufrido una historia diagenética similar, con el mismo patrón de reemplazo mineral. Esto permite, con cierta cautela, extender estas condiciones diagenéticas a todo el Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal.

La estructura histológica muestra una buena conservación en los tres dinosaurios y su composición, originalmente constituida por hidroxiapatita, fue modificada a fluorapatita y muy posiblemente la variedad francolita, evidenciando cambios composicionales en la estructura cristalina interna durante fósildiagénesis.

El color oscuro identificado en la superficie exterior de algunos restos está relacionado con la impregnación completa con óxidos de hierro, ya que son los minerales cromóforos más abundantes en el relleno de las cavidades vasculares.

En todas las muestras analizadas de los tres casos de estudio, las cavidades están completamente rellenas por mineral, con una primera fase de precipitación con hematita sobre las paredes de los canales vasculares, sugiriendo el ingreso de soluciones ricas en hierro bajo condiciones oxidantes. Luego continúa sílice como calcedonia y/o cuarzo y, finalmente, una tercera capa mineral rellena totalmente los canales con zeolitas (clinoptilolita) y en ocasiones esmectitas. La similitud en la composición química de los fósiles y de la roca portadora de los mismos sugiere que el enriquecimiento con nuevos elementos fue debido al intercambio directo con los sedimentos en los que fueron enterrados.

La abundancia de clinoptilolita se vincula con la presencia de trizas vítreas en la matriz rocosa que aloja a los fósiles y que se alteran con el agua intersticial. En este sentido la clinoptilolita como último relleno de los osteones sugiere la tardía alteración de los componentes vítreos del depósito.

Durante la permineralización primaria de *Katepensaurus* y del *Abelisauroides* no se reconocieron fracturas asociadas al crecimiento de cristales, probablemente porque este proceso de relleno y reemplazo generalizado ocurrió a profundidades donde la presión de soterramiento o confinamiento fue lo suficientemente elevada para inhibir este proceso.

En los elementos esqueléticos de *Aniksosaurus* algunas fracturas de origen fosildiagenético habrían incrementado su tamaño por el crecimiento de cristales de calcita, cuando la sobrepresión de soterramiento era escasa durante una etapa diagenética tardía (telodiagénesis), antes de la exhumación de los restos óseos.

En cuanto a la acción de potenciales redox (Eh) y del ión hidrógeno (pH), la presencia de hematita y sílice sugieren condiciones físico químicas con potenciales redox de entre $Eh = 0$ a $+0.1$ y de $pH = 7$ a 8 , la clinoptilolita de pH mayor, 8.5 , indicando un leve aumento de la alcalinidad. La mineralización tardía con calcita implica un pH superior a 8 .

AGRADECIMIENTOS

A la Secretaría de Ciencia y Técnica, al Departamento de Geología y al Laboratorio de Paleovertebrados de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. A Lucio Ibiricu por la revisión del texto. A Jaime Groizard del Servicio de Microscopía Electrónica de la empresa Aluar. A César Navarrete por su colaboración y sugerencias. A los revisores (anónimos) y editores que con sus observaciones y críticas permitieron mejorar el manuscrito.

REFERENCIAS

- Alcalá, L., Escorza, C.M., 1988, Fracturación en los metápodos de Hipparion: Geogaceta, 5, 41-44.
- Alcalá, L., Escorza, C.M., 1998, Modelling diagenetic bone fractures: Bulletin Société Géologique de France, 169, 101-108.
- Barker, M.J., Clarke, J.B., Martill, D.M., 1997, Mesozoic reptile bones as diagenetic Windows: Bulletin Société Géologique de France, 168, 535-545.
- Behrensmeyer, A.K., Willis, B.J., Quade J., 1995, Floodplains and Paleosols of Pakistan Neogene and Wyoming Paleogene deposits; a comparative study, en Badgley, C., Behrensmeyer, A.K. (eds.), Long records of continental ecosystems: Paleogene of Wyoming and Neogene of Pakistan: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 115, 37-60.
- Berreteaga, A., Badiola, A., Astibia, H., Pereda-Suberbiola, X., Elorza, J., Etxebarria, N., Álvarez, A., 2004, Estudio geoquímico de fósiles de vertebrados de varias localidades del Cretácico Superior y Paleógeno de los Pirineos occidentales: Geogaceta, 36, 171-174.
- Bridge, J., Jalfin, G., Georgieff, S., 2000, Geometry, lithofacies, and distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: Outcrop analogue for the hydrocarbon-bearing Chubut Group: Journal of Sedimentary Research, 70(2), 341-359.
- Casal, G.A., Candeiro, R.C., Martínez, R.D., Ivany, E., Ibiricu, L., 2009, Dientes de Theropoda (Dinosauria: Saurischia) de la Formación Bajo Barreal, Cretácico Superior, Provincia del Chubut, Argentina: Geobios, 42, 553-560.
- Casal, G.A., Martínez, R.D., Ibiricu, L.M., González Riga, B.J., Foix, N., 2013, Tafonomía del dinosaurio terópodo *Aniksosaurus darwini*, Formación Bajo Barreal, Cretácico Tardío de Patagonia (Argentina): Ameghiniana, 50(6), 571-592, DOI: 10.5710/AMGH.23.08.2013.617.
- Casal, G.A., Foix, N., Allard, J.O., González Riga, B.J., Ibiricu, L.M., 2014, Controles tafonómicos y sedimentológicos en la preservación de dinosaurios en la Fm. Bajo Barreal, Cretácico Superior, Patagonia Argentina, en 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba, R.D. Martino, R. Lira, A. Guerreschi, E. Baldo, J. Franzese, D. Krohling, M. Manassero, G. Ortega, L. Pinotti (eds): Argentina, Actas, 777-778.
- Casal, G.A., Allard, J.O., Foix, N., 2015, Análisis estratigráfico y paleontológico de afloramientos del Cretácico Superior en la cuenca del Golfo San Jorge: propuesta de nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 72(1), 81-99.
- Casal, G.A., Martínez, R.D., Luna, M., Ibiricu, L.M., 2016, Ordenamiento y caracterización faunística del Cretácico Superior del Grupo Chubut, cuenca del Golfo San Jorge, Argentina: Revista Brasileira de Paleontología, 19(1), 53-70, DOI: 10.4072/rbp.2016.1.05.
- Castañes, J., Murelaga, X., Castellanos, I., Alonso-Olazabal, A., Zuluaga, M.C., Ortega, L.A., 2010, Evaluación del grado de diagénesis en huesos fósiles mediante espectroscopía de infrarrojos: Geogaceta, 49, 11-14.
- Cladera, G., Limarino, C., Alonso, M.S., Rauhut, O., 2004, Controles estratigráficos en la preservación de restos de vertebrados en la Formación Cerro Barcino (Cenomaniano), Provincia del Chubut: Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 11(2), 1-17.
- Cook, E., 1995, Taphonomy of two non-marine Lower Cretaceous bone accumulations from southeastern England: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 116, 263-270.
- Csiki, Z., Grigorescu, D., Codrea, V., Therrien, F., 2010, Taphonomic modes in the Maastrichtian continental deposits of the Hateg Basin, Romania, palaeoecological and palaeobiological inferences: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 293, 375-390.

- Denys, C., Williams, C.T., Dauphin, Y., Andrews, P., Fernández-Jalvo, Y., 1996, Diagenetic changes in Pleistocene small mammal bones from Olduvai Bed I: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 126, 121-134.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Journal of Sedimentary Petrology, 40, 695-707.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geological Society of America, Bulletin, 94, 222-235.
- Downing, K.F., Park, L.E., 1998, Geochemistry and Early Diagenesis of Mammal-Bearing Concretions from the Sucker Creek Formation (Miocene) of Southeastern Oregon: Palaios, 13, 14-27.
- Elorza, J., Astibia, H., Murelaga, X., Pereda-Superbiola, X., 1999, Francolite as a diagenetic mineral in dinosaur and other Upper Cretaceous reptile bones (Lano, Iberian Peninsula): microstructural, petrological and geochemical features: Cretaceous Research, 20, 169-187.
- Fernández-López, S., Fernández-Jalvo, Y., 2002, The limit between biostatinomy and fossilization, in Renzi, M., Pardo, M., Alonso, M., Belinchon, E., Peñalver, P., Montoya, A., Marquez-Aliaga (eds.), Congreso Internacional de Tafonomía, España, Valencia: Current topics on taphonomy and fossilization, 27-36.
- Figari, E.G., Hechem, J., Homoc, J., 1990, Arquitectura deposicional de las "areniscas verdes" de la Formación Bajo Barreal, Provincia de Chubut, en 3° Reunión Argentina de Sedimentología: San Juan, Argentina, Actas, 130-138.
- Figari, E.G., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de La Paz, M.S., Courtade, S.F., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., Villar, H.J., 1999, Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica, en 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: Mar del Plata, Argentina, Actas, 197-237.
- Folk, R.L., Andrews, P.B., Lewis, D.W., 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 13, 937-968.
- Goldstein, J.I., Newbury, D.E., Echlin, P., Joy, D.C., Romig, A.D., Lyman, C.E., Fiori, C., Lifshin, E., 1992, Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis: A Text for Biologists, Material Scientists and Geologists: New York, Plenum Press, second Edition, 820 pp.
- Goldstein, J.I., Newbury, D.E., Joy, D.C., Lyman, C.E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L.C., Michael, J.R., 2007, Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis: New York, Springer, third edition, 586 pp.
- González Riga, B.J., 2003, A new titanosaur (Dinosauria, Sauropoda) from the Upper Cretaceous of Mendoza, Argentina: Ameghiniana, 40, 155-172.
- González Riga, B.J., Astini, R., 2007, Fossil preservation of large titanosaur sauropods in overbank fluvial facies: a case study in the Cretaceous of Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 23, 290-303.
- Hechem, J.J., Homoc J.F., Figari E.G., 1990, Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina, en 11° Congreso Geológico Argentino: San Juan, Argentina, Actas, 3, 173-176.
- Henderson, P., Marlow, C.A., Molleson, T.I., Williams, C.T., 1983, Patterns of chemical change during fossilization: Nature, 306, 35-360.
- Holz, M., Schultz, C.L., 1998, Taphonomy of the south Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies: Lethaia, 31, 335-345.
- Ibárcu, L.M., Casal G.A., Martínez, R.D., Lamanna, M.C., Salgado, L., 2013, *Katepensaurus goicoecheai* gen. et sp. nov., a Late Cretaceous rebbachisaurid (Sauropoda, Diplodocoidea) from central Patagonia, Argentina: Journal of Vertebrate Paleontology, 33(6), 1351-1366.
- Kohn, M.J., Schoeninger, M.J., Barker, W.W., 1999, Altered states: Effects of diagenesis on fossil tooth chemistry: Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 2737-2747.
- Kyle, J.H., 1986, Effect of post-burial contamination on the concentrations of major and minor elements in human bones and teeth. The implications of palaeodietary research: Journal of Archaeological Science, 13, 403-416.
- Lamanna, M., Casal, G.A., Martínez, R., 2011, A new Abelisaurid specimen, including a partial skull, from the "middle" Cretaceous of central Patagonia, en 4° Congreso Latinoamericano de Paleontología de Vertebrados, San Juan, Argentina: Ameghiniana, Abstract, 48(4), 117.
- Lécuyer, C., Bogey, C., García, J.P., Grandjean, P., Barrat, J.A., Floquet, M., Bardet, N., Pereda-Suberbiola, X., 2003, Stable isotope composition and rare earth element content of vertebrate remains from Late Cretaceous of northern Spain (Laño): did the environmental record survive?: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 193, 457-471.
- Lesta, P., Ferello, R., 1972, Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz, en Leanza, A.F. (ed.), Geología Regional Argentina: Córdoba, Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 601-654.
- Lin, J.P., Briggs, D.E.G., 2010, Burgess shale-type preservation: a comparison of naraoiids (Arthropoda) from three Cambrian localities: Palaios, 25, 463-467.
- López-González, F., Grandal-d'Anglade, A., Vidal-Romaní, J., 2005, Deciphering bone depositional sequences in caves through the study of manganese coatings: Journal of Archaeological Science, 20, 1-11.
- Lucas, J., Prévôt, L.E., 1991, Phosphates and fossil preservation en Allison, P.A., Briggs, D.E.G. (eds.), Taphonomy: Releasing the Data of the Fossil Record: Nueva York, Plenum, 389-409.
- Luque, L., Alcalá, L., Mampel, L., Pesquero, M.D., Royo-Torres, R., Cobos, A., Espílez, E., González, A., Ayala, D., Aberasturi, A., Marzo, P., Alloza, R., 2009, Mineralogical, elemental and chemical composition of dinosaur bones from Teruel (Spain): Journal of Taphonomy, 7, 151-178.
- Lyman, R.L., 1994, Vertebrate taphonomy: Cambridge, Cambridge University Press, 524 pp.
- Martínez, R.D., Novas, F.E., 2006, *Aniksosaurus darwini* gen. and sp. nov., a new coelurosaurian theropod from the Early Late Cretaceous of Central Patagonia, Argentina: Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales, 8, 243-259.
- Merino, L., 2000, Mineralogía y geoquímica del esqueleto de mamíferos del Neógeno español: Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 245 pp.
- Merino, L., Morales, J., 2006, Mineralogía y geoquímica del esqueleto de los mastodontes de los yacimientos Batallones 1, 2 y 5. Implicaciones tafonómicas: Estudios Geológicos, 62, 53-64.
- Miall, A.D., 1996, The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies: Basin Analysis and Petroleum Geology: Berlin, Springer-Verlag, 582 pp.
- Michel, V., Ildefonse, P., Morin, G., 1995, Chemical and structural in *Cervus elaphus* tooth enamels during fossilization (Lazaret cave): a combined IR and XRD Rietveld analysis: Applied Geochemistry, 4, 145-159.
- Molleson, T.I., 1990, The accumulation of trace metals in bone during fossilization, en Priest, N.D., Van de Vyver, F.L. (eds.), Trace Metals and Fluoride in Bones and Teeth: CRC Press, 341-365.
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1989, X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals: Oxford University Press, 332 pp.
- Newesely, H., 1989, Fossil bone apatite: Applied Geochemistry, 4, 233-245.
- Paik, I.S., Kim, H.J., Park, K.H., Song, Y.S., Lee, Y.I., Hwang, J.Y., Huh, M., 2001, Paleoenvironments and taphonomic preservation of dinosaur bone-bearing deposits in the Lower Cretaceous Hasandong Formation, Korea: Cretaceous Research, 22, 627-642.
- Paredes, J.M., 2009, Sedimentary evolution of the Golfo San Jorge basin, central Patagonia, Argentina, en Ibañez, L.M., Moyano, S., Aceñolaza, G., (eds), Argentinean fluvial basins: Ancient and present day examples: Tucumán, Argentina, Excursion Guide Book, 9° International conference on fluvial sedimentology, 187-275.
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., 2016, Sedimentology and alluvial architecture of the Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous), in the Golfo San Jorge Basin: Outcrop analogues of the richest oil-bearing fluvial succession in Argentina: Marine and Petroleum Geology, 72, 317-335.
- Piepenbrink, H., 1989, Examples of chemical changes during fossilization: Applied Geochemistry, 4, 273-280.
- Polonio, I., López-Martínez, N., 2000, Análisis tafonómico de los yacimientos de Somosaguas (Mioceno medio, Madrid): Coloquios de Paleontología (España), 51, 235-265.
- Previtera, E., 2013, Tafonomía de vertebrados del Cretácico Superior de la Formación Loncoche en Calmu-Co (Mendoza, Argentina): implicancias paleoambientales y paleogeográficas: Ameghiniana, 50(5), 483-492.
- Previtera, E., D'Angelo, J.A., Mancuso, A.C., 2013, Preliminary chemometric study of bone diagenesis in Early Triassic cynodonts from Mendoza, Argentina: Ameghiniana, 50(4), 460-468.
- Previtera, E., Mancuso, A.C., de la Fuente, M.S., Sánchez, E.S., 2016, Diagenetic analysis of tetrapod from the Upper Triassic, Puesto Viejo Group, Argentina:

- Andean Geology, 43(2), 197-214, DOI: 10.5027/andgeoV43n2-a033.
- Pujana, R., Umazano, A., Bellosi, E., 2007, Maderas fósiles afines a Araucariaceae de la Formación Bajo Barreal, Cretácico Tardío de Patagonia central (Argentina): Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 9, 161-167.
- Rodríguez, J.F.R., 1992, Interpretación paleoambiental de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Tardío) en Estancia Ocho Hermanos, Chubut, en 4° Reunión de Sedimentología: La Plata, Argentina, Actas, 3, 81-88.
- Rodríguez, J.F.R., 1993, La depositación de las areniscas verdes (Formación Bajo Barreal, Cretácico Tardío) y sus implicancias tafonómicas, en 2° Congreso Geológico Argentino y 12° Congreso de Exploración de Hidrocarburos: Mendoza, Argentina, Actas, 1, 194-199.
- Rogers, R.R., Arcucci, A.B., Abdala, F., Sereno, P.C., Forster, C.A., May, C.L., 2001, Paleoenvironment and Taphonomy of the Chañares Formation Tetrapod Assemblage (Middle Triassic), Northwestern Argentina: Spectacular Preservation in Volcanogenic Concretions: Palaios, 16, 461-481.
- Rogers, R.R., Fricke, H.C., Addona, V., Canavan, R.R., Dwyer, C.N., Harwood, C.L., Koenig, A.E., Murray, R., Thole, J.T., Williams, J., 2010, Using laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to explore geochemical taphonomy of vertebrate fossils in the Upper Cretaceous Two Medicine and Judith River formations of Montana: Palaios, 25, 183-195.
- Sciutto, J.C., 1981, Geología del codo del Río Senguerr, Chubut, Argentina, en 8° Congreso Geológico Argentino: Buenos Aires, Argentina, Actas, 3, 203-219.
- Sciutto, J.C., Martínez, R.D., 1996, El Grupo Chubut en el Anticlinal Sierra Nevada, Chubut, Argentina, en 8° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Geológico de Exploración de Hidrocarburos: Buenos Aires, Argentina, Actas, 1, 67-75.
- Skoog, D., West, D., Holler, F., Crouch, S., 2005, Valoraciones: valoración por precipitación, en Fundamentos de química analítica: International Thomson Editores, México, 341-371.
- Teruggi, M.E., Rosetto, H., 1963, Petrología del Chubutiano del codo del río Senguerr: Boletín de Informaciones Petroleras, 354, 18-35.
- Therrien, F., 2005, Palaeoenvironments of the Late Cretaceous (Maastrichtian) dinosaurs of Romania: insights from fluvial deposits and paleosols of the Transylvanian and Hateg basins: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 218, 15-56.
- Tomassini, R.L., Montalvo, C.I., Manera, T., Oliva, C., 2010, Estudio tafonómico de los mamíferos pleistocenos del yacimiento de Playa del Barco (Pehuen Co), provincia de Buenos Aires, Argentina: Ameghiniana, 47(2), 137-152.
- Tomassini, R.L., Montalvo, C.I., Manera, T., Visconti, G., 2014, Mineralogy, geochemistry and paleohistology of Pliocene mammals from the Monte Hermoso Formation (Argentina). Paedotherium bonaerense (Notoungulata, Hegetotheriidae) as a case study: Ameghiniana, 51(5), 385-395.
- Tomassini, R.L., Miño-Boilini, A.R., Zurita, A.E., Montalvo, C.I., Cesaretti, N., 2015, Modificaciones fosildiagenéticas en *Toxodon platensis* Owen, 1837 (Notoungulata, Toxodontidae) del Pleistoceno Tardío de la provincia de Corrientes, Argentina: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 32(2), 283-292.
- Trueman, C.N., 2013, Chemical taphonomic of biomineralized tissues: Palaeontology, 56(3), 475-486.
- Tuba, G.Y., Kiss, P., Posfai, M., Mindszenty, A., 2006, Preliminary data on the diagenesis of cretaceous dinosaur bones from the Bakony mts., Hungary: Acta Mineralogica Petrographica, Szeged, Abstract series, 5, 121.
- Tunik, M., Vietto, M., Sciutto, J., Estrada, E., 2004, Procedencia de areniscas del Grupo Chubut en el área central de la Sierra de San Bernardo. Análisis preliminar: Revista Asociación Geológica Argentina, 59(4), 601-606.
- Tuross, N., Behrensmeyer, A.K., Eanes, E.D., Fisher, L.W., Hare, P.E., 1989, Molecular preservation and crystallographic alterations in a weathering sequence of wildebeest bones: Applied Geochemistry, 4, 261-270.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Melchor, R.N., 2008, Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Late Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina: Sedimentary Geology, 203, 213-228.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Melchor, R.N., 2012, Detecting allocyclic signals in volcanoclastic fluvial successions: Facies, architecture and stacking pattern from the Cretaceous of central Patagonia, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, 40, 94-115.
- Vilela, C.R., 1971, Descripción geológica de la Hoja 48c, "Lago Musters", provincia del Chubut, Carta Geológico-Económica de la República Argentina, escala 1:200.000: Buenos Aires, Argentina, Ministerio de Industria y Minería, Boletín, 113, 76 pp.
- White, P.D., Fastovsky, D.E., Sheehan, P.M., 1998, Taphonomy and suggested structure of the dinosaurian assemblage of the Hell Creek Formation (Maastrichtian), eastern Montana and western North Dakota: Palaios, 13(1), 41-51.
- Williams, H., Turner, F.J., Gilbert, C.M., 1982, Petrography an introduction to the study of rocks in thin sections: San Francisco, W.H. Freeman & Co, 2° edición, 626 pp.
- Willis, B.J., Behrensmeyer, A.K., 1995, Fluvial systems in the Siwalik Miocene and Wyoming Paleogene in Long records of continental ecosystems, en Badgley, C., Behrensmeyer, A.K. (eds.), Paleogene of Wyoming-Montana and Neogene of Pakistan: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 115, 13-35.

Manuscrito recibido: septiembre 15, 2016

Manuscrito corregido recibido: diciembre 12, 2016

Manuscrito aceptado: diciembre 20, 2016