

Evolución tecto-sedimentaria del Grupo Payogastilla y su relación con el arco volcánico del Cenozoico, en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, provincia de Salta, Argentina

Galli, Claudia I.¹; Beatriz Coira ²; Ricardo N. Alonso³; Massimo Matteini⁴; Natalia Hauser⁴

¹ Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy, S.S. de Jujuy. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina. E-mail: claudiagalli@fibertel.com.ar

² CONICET., Instituto de Geología y Minería, Av. Bolivia 1661, S.S. de Jujuy. E-mail: bcoira2004@yahoo.com.ar.

³ Universidad Nacional de Salta, CONICET, Campo Castañares, 4400-Salta, Argentina. E-mail rnalonso@uolsinetis.com.ar

⁴ Laboratorio de Geocronología, Instituto de Geociências, Universida de Brasília. Brasil. E-mail: massimo@unb.br, hausernatalia@yahoo.com.ar

► **Resumen** — “Evolución tecto-sedimentaria del Grupo Payogastilla y su relación con el arco volcánico del Cenozoico, en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, provincia de Salta, Argentina”. Las características estratigráficas y sedimentológicas de los depósitos del Grupo Payogastilla son aspectos muy importantes a tener en cuenta para investigar la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca de antepaís andino en el noroeste de la Argentina. El límite estratigráfico inferior del Grupo Payogastilla está marcado por una paraconcordancia con los depósitos de *post-rift* de la Formación Lumbreira (Subgrupo Santa Bárbara, Grupo Salta). El límite estratigráfico superior de la Formación Los Colorados, es paraconcordante y discordante; la subsidencia de la cuenca fue pareja entre ~35 a 21 Ma. En el Mioceno medio a superior, los depósitos de la Formación Angastaco, con espesores de 4550 m (río Calchaquí) y 1500 m (Tonco) reflejan una importante influencia tectónica, la que delimitó el depocentro de la cuenca de Angastaco, con un inicio en el valle El Tonco (>13,7 Ma) y posteriormente en el valle Calchaquí (~13 Ma). Con posterioridad a los ~13 Ma se habrían desarrollado incipientes barreras orográficas en el este (sierras Los Colorados y León Muerto), que durante el Mioceno superior (10 a 5 Ma) se habrían reactivado para formar cadenas orográficas importantes. Durante el Plioceno se habrían reactivado nuevamente los alzamientos tectónicos, generando sistemas fluviales entrelazados gravosos, con una marcada proveniencia desde el este. Los niveles de tobas intercalados en los depósitos de las formaciones Angastaco y Palo Pintado, muestran una clara signatura de arco indicando su proveniencia del arco activo a esos tiempos, con características que indican una componente cortical participante en sus magmas. Mientras que, los niveles piroclásticos intercalados en la Formación San Felipe, por su mayor carácter peraluminoso y sus menores contenidos en Na₂O respecto a K₂O, que las ubican en el campo de los granitos tipo S, dando idea de componentes corticales distintas.

Palabras clave: Estratigrafía, Cenozoico, cuenca de antepaís, proveniencia, geoquímica de la tobas.

► **Abstract** — “Tectosedimentary evolution of the Payogastilla Group and its relation to Cenozoic volcanic arc, in the Calchaquí, Tonco and Amblayo valleys, Salta province, Argentina”. The stratigraphic and sedimentological characteristics of Payogastilla Group deposits are very important to study tecto-sedimentary evolution of the Andean foreland basin in northwestern Argentina. The lower stratigraphic boundary of Payogastilla Group with the Lumbreira Formation (Santa Barbara Subgroup, Salta Group) deposits is a paraconformity. The upper stratigraphic boundary, the Colorados Formations is a paraconformity and a unconformity, the subsidence of the basin was uniform and the duration of the initial deposit was about ~35 to 21 Ma. During the middle to upper Miocene, represented by Angastaco Formation deposits, with a thickness of 4550 m (in Calchaquí river) and 1500 m (in Tonco) it took place a major

tectonic influence, which delimited the basin depocenter in Angastaco basin. This event started in Tonco valley (>13.7 Ma) and later continued in Calchaquí valley (~13 Ma). Also in the ~13 Ma it have developed two orographic barriers (Los Colorados and León Muerto ranges), in the eastern, that during the Late Miocene (10-5 Ma) would have been reactivated to an important orographic chains form. During the Pliocene the tectonic uplifts would have reactivated, being registered as alluvial fans with a strong provenance from the east. Levels tuff deposits intercalated in Angastaco and Palo Pintado formations, show a clear signature of the arc indicating their origin of the arc active to those times with features that indicate a crustal component in their magmas participant. While pyroclastic levels intercalated in San Felipe Formation, with higher peraluminous character and lower Na_2O K_2O content regarding, which lie in the area of the type S granites, giving different cortical components idea.

Keywords: Stratigraphy, Cenozoic, foreland basin, provenance.

1. INTRODUCCIÓN

En el noroeste argentino la sedimentación del Cenozoico registra, durante el Eoceno, el pase de la cuenca de *rift*, representada por los depósitos del Grupo Salta, a la cuenca de antepaís, constituida por los depósitos del Grupo Payogastilla y su equivalente el Grupo Orán.

El Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia, 1983) aflora en el sector sur-occidental de Cordillera Oriental y está integrado, de base a techo, por las formaciones Los Colorados, Angastaco, Palo Pintado y San Felipe. Estos depósitos se han acumulado en una cuenca de antepaís cuya configuración ha sido el resultado directo de la inversión tectónica de los depósitos de la cuenca de *rift* del Grupo Salta (Cretácico – Paleoceno, Salfity y Marquillas, 1994). El escenario en donde se inició la acumulación de los depósitos basales del Grupo Payogastilla habría sido una cuenca de *sag* con tres subcuencas colmatadas (Brealito, Pucará y Alemania) y posteriormente invertidas por efectos de la subducción de la placa de Nazca y la placa Sudamericana durante tiempos del Eoceno (Hongn y Seggiaro, 2001).

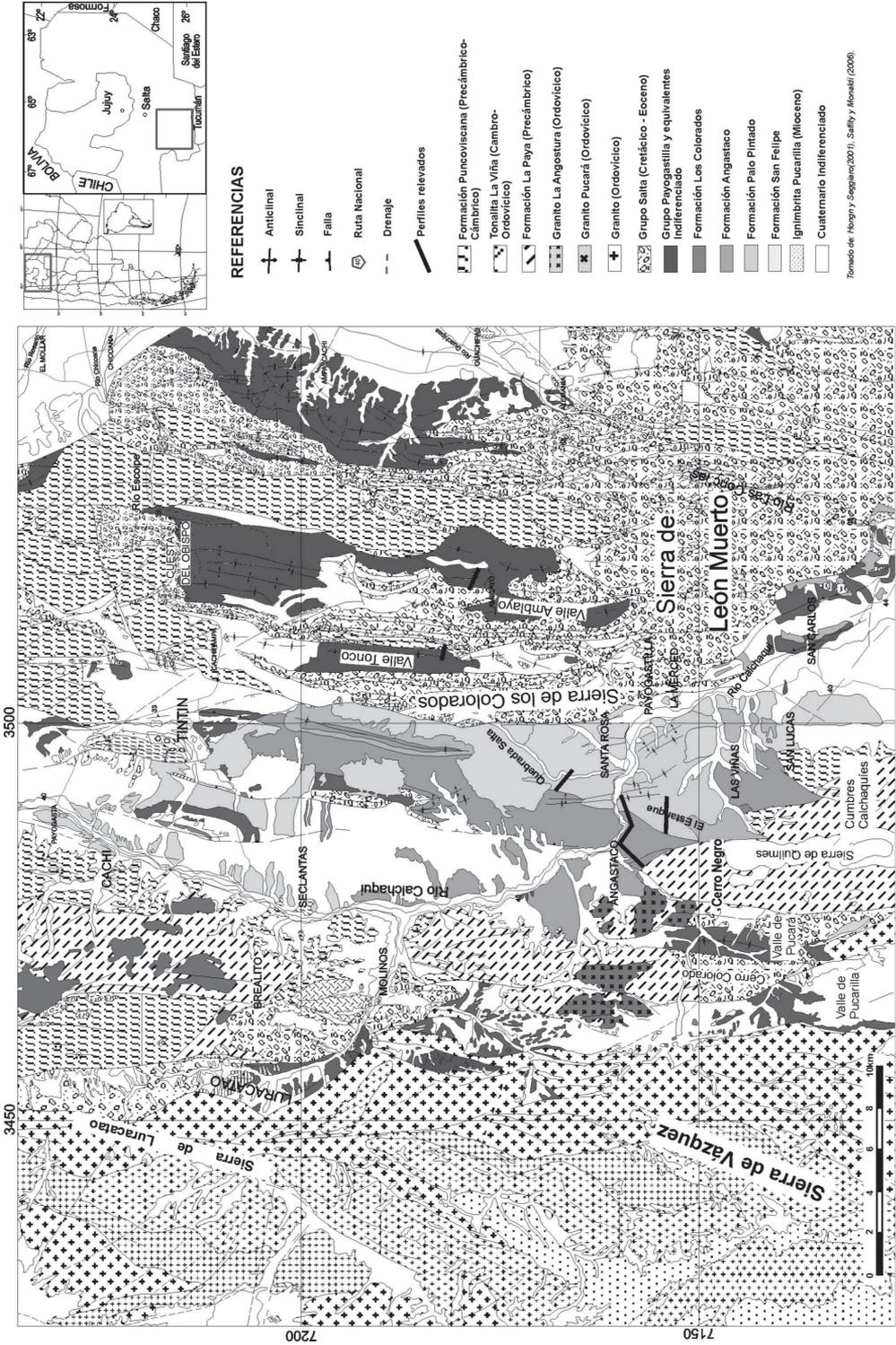
Al presente, se conocen varios trabajos en la zona, pero no existe consenso en la estratigrafía del Grupo Payogastilla, ni en la evolución y tipo de cuenca. Starck y Vergani (1996) realizan un análisis de la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca sobre la base del estudio de la distribución de facies y de espesores de los depósitos del Grupo Payogastilla y del Grupo Orán; y reconocen

tres megasecuencias que rellenan de forma asimétrica la cuenca de antepaís cenozoica. Proponen la Megasecuencia I, integrada por la sección superior de la Formación Lumbreira más la parte inferior de los depósitos fluviales de la Formación Los Colorados, desvinculando en este ciclo a los depósitos eólicos de la misma y colocándolos junto a Formación Angastaco en la Megasecuencia II: la Formación Palo Pintado más la base de la Formación San Felipe constituye la Megasecuencia III.

La cuenca de Pucará – Luracatao habría estado separada desde tiempos de deposición del Grupo Salta de la cuenca de Angastaco (Salfity y Marquillas, 1994; Hongn y Seggiaro, 2001). Riller y Hongn (2003) y Hongn *et al.* (2007, 2008) indicaron que la presencia del basamento Proterozoico y Paleozoico inferior y sus heterogeneidades sumado a un fallamiento normal cumplen un papel importante en el desarrollo de la cuenca antepaís.

Coutand *et al.* (2006), en base al análisis petrográfico de areniscas y conglomerados combinado con termocronología de trazas de fisión en apatitas detríticas, proponen que durante el Mioceno inferior (20-18 Ma) hasta el Plioceno la Cumbre de Luracatao habría sido un área positiva, recién a los 15 Ma se habría producido la desconexión de la Puna con la cuenca de antepaís cenozoica y a los 13-10 Ma la división de las cuencas de Pucará (oeste) y Angastaco (este); durante el Plioceno superior (3,4 – 2,4 Ma) el acortamiento fue trasladado hasta el flanco este de la cuenca de Angastaco conforman-

Figura 1. Mapa geológico de la región de los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, provincia de Salta. Tomado de Hongn y Seggiano (2001) y Salfity y Monaldi (2006).



Tomado de Hongn y Seggiano(2001), Salfity y Monaldi (2006).

do una nueva barrera orográfica que establece condiciones semiáridas en el Valle Calchaquí.

Payrola Bosio *et al.* (2009, 2010) realizan un trabajo en la zona del Valle de Luracatao, al oeste de la zona de estudio (figura 1), revelando que la Formación Los Colorados (base del Grupo Payogastilla) es de edad eocena media a superior, en base al hallazgo de un registro fósil (*Isotemnidae* indet.) y que los depósitos basales de esta formación presentan estratos de crecimiento desarrollados en una «cuenca de antepaís fragmentada». Además estos autores, según el análisis de los clastos de conglomerados (Valle de Luracatao) determinan la abundancia de granitos y milonitas; y concluyen que la proveniencia para la Formación Los Colorados es desde la Cumbre de Luracatao e indican que estas cumbres se habrían exhumado y habrían actuado conformando una incipiente barrera orográfica durante el Eoceno medio.

DeCelles *et al.*, (2011) y Carrapa *et al.* (2011 y 2012) interpretan el registro estratigráfico de los depósitos del Cenozoico en el noroeste de Argentina como un modelo de sistema de cuenca de antepaís desde las litofacies clásticas paleogénas del Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta). Para estos autores, el inicio de la cuenca de antepaís se ve reflejada por el desarrollo de una zona de paleosuelos hipermaduros «supersol» en diferentes niveles de las formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera en el oeste de la cuenca y su continuación hacia el este como una discordancia importante que la separa de depósitos del Paleógeno superior y Neógeno. Además proponen que los estratos cenozoicos del noroeste argentino fueron depositados en un «sistema de cuenca de antepaís» regional que migra hacia el este bajo la influencia de acortamiento cortical originado en Chile y expandido hacia el este a lo largo de los últimos ~60 millones de años.

Carrapa *et al.* (2012) concluyen que el registro sedimentario del Grupo Payogastilla es consistente con un sistema de cuenca de antepaís continuo que migró a través de la región desde tiempos del Eoceno superior –

Mioceno medio. Los datos geocronológicos U-Pb en circones en sedimentitas del Eoceno-Plioceno de las cuencas de Pucará, Angastaco y La Viña (en el valle de Lerma), proporcionan una edad máxima de deposición de la Formación Los Colorados de 38 Ma e indican que representa la depositación en la zona de *foredeep* proximal y distal. Interpretan el desarrollo de la Formación Angastaco (Mioceno inferior a superior) en la depozona de *wedge-top*. Además concluyen que el drenaje axial, durante la deposición de la Formación Palo Pintado (Mioceno superior), sugiere el desarrollo de una cuenca intramontana fluvial-lacustre y a partir de los 4 Ma, tiempo de depósito de la Formación San Felipe, la zona de Angastaco se habría estructurado y quedado aislada por el levantamiento de la Sierra de los Colorados al este.

La zona de los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo conforman áreas de un registro estratigráfico muy completo, en donde los contactos entre las distintas unidades del Grupo Payogastilla están bien expuestos, así como su relación con el basamento, por lo que son claves para la reconstrucción tecto-sedimentaria de la cuenca donde se habría depositado dicho Grupo. En este estudio nosotros evaluamos las diferentes unidades estratigráficas del Grupo Payogastilla en base a las características de los contactos de las unidades, la procedencia de los depósitos y nuevas edades radiométricas U-Pb en niveles de tobas intercalados. Este estudio aporta nuevos datos esclarecedores, se discuten las discrepancias existentes entre distintos autores, se analizan las características de los contactos entre los depósitos de *postrift* del Grupo Salta con la Formación Lumbrera y el inicio de la cuenca de *foreland* con los depósitos de la Formación Los Colorados de la base del Grupo Payogastilla. La integración de todos estos datos aporta a la comprensión de la evolución tecto-sedimentaria durante la orogénesis andina. La zona de los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo conforman áreas de un registro estratigráfico muy completo, en donde los contactos entre las distintas unidades del Grupo Payogastilla están bien expuestos, así

como su relación con el basamento, por lo que son claves para la reconstrucción tecto-sedimentaria de dicho Grupo.

2. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA

Los depósitos sedimentarios cenozoicos (Russo, 1948) estudiados se encuentran ubicados en la zona sur del valle Calchaquí, entre los 25°42'55" S – 66°10'44" W y los 25°40'42" S – 66°05'30" W, aproximadamente a 200 km al suroeste de la ciudad de Salta, en el norte de Argentina (figura 1).

En el área de estudio, la columna estratigráfica está representada por el basamento neoproterozoico terminal, constituido por rocas metamórficas de bajo grado de la Formación Puncoviscana (Turner y Mon, 1979) y, cuarcitas, filitas, esquistos, gneis moteados y migmatitas de la Formación La Paya (Aceñolaza y Toselli, 1976, Toselli *et al.*, 1999) descrito en la Sierra de Quilmes y Cumbres Calchaquíes.

El basamento paleozoico presenta cuerpos intrusivos como tonalitas y pegmatitas (Tonalita La Viña, Cámbrico), granitos grises y pegmatitas (Granito La Angostura, Granito Alto del Cajón, Ordovícico) y granitos rosados (Granito Pucará, Granito Alto del Cajón, Ordovícico; Toselli y Rossi, 1984; Hongn y Mon, 1999). En el sector oeste de la zona de estudio en el límite Cordillera Oriental – Puna, se reconoce la Sierra de Vázquez (figura 1) compuesta por esquistos sillimaníticos y migmatitas, correspondientes al Complejo Metamórfico Río Blanco (Hongn y Seggiaro, 2001). La continuación norte de esta sierra, está representada por Cumbres de Luracatao (figura 1), formadas por granitoides paleozoicos del borde oriental de la Puna (Complejo Eruptivo Oire) y se subdivide en dos grupos: a) granitos y granodioritas con pegmatitas y b) granitos y granodioritas milonitizados (Hongn y Seggiaro, 2001).

La cubierta sedimentaria está compuesta por depósitos del Cretácico-Paleógeno del Grupo Salta (Brackebusch, 1883, *nom. subst.* Turner, 1959) y Paleógeno-Neógeno representados por el Grupo Payogastilla.

En la zona de estudio los depósitos del

Grupo Salta están representados por facies de bordes de cuenca y está constituido por tres subgrupos que de base a techo son: Pirgúa (Reyes y Salfity, 1973), Balbuena y Santa Bárbara (Moreno, 1970). El Subgrupo Pirgúa representa el relleno de la etapa *sinrift* y, los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara el relleno de las etapas *postrift* temprano y tardío, respectivamente (Salfity y Marquillas, 1994, Marquillas *et al.*, 2005). En el límite occidental se reconocieron dos subcuencas, denominadas Pucará (sur, Hongn y Seggiaro, 2001) y Brealito (norte; Sabino, 2004) o Luracatao (Payralo Bosio *et al.*, 2010); mientras que el sector central del área de estudio forma parte de la subcuenca de Alemania (Reyes, 1972) en el sector central del valle Calchaquí. En la subcuenca de Brealito o Luracatao afloran depósitos del Subgrupo Pirgúa y del Subgrupo Santa Bárbara; en la subcuenca de Pucará se reconocen solo afloramientos del Subgrupo Pirgúa; mientras que en el valle Calchaquí, en el sector norte (Tin-Tin) aflora todo el Grupo Salta y hacia el sur (San Lucas) solo el techo del Subgrupo Santa Bárbara.

La Formación Lumbrera (Moreno, 1970) constituye la unidad cuspidal del Grupo Salta (figura 2), integrada por limolita pardo rojizo a rojo, fácilmente distinguible. Gómez Omil *et al.* (1989) efectuaron una síntesis de la Formación Lumbrera, basados en las características contrastantes que presentaban las asociaciones de facies y diferenciaron tres secciones: Miembro Lumbrera inferior, Faja Verde y Miembro Lumbrera superior. La Faja Verde constituye un nivel continuo de extensión regional y está constituida por limolitas verdes y negras y bancos calcáreos en centro de cuenca, y por areniscas blanquecinas en las zonas de borde. Por encima de este nivel, la Formación Lumbrera, presenta características similares a su base con limolitas pardo rojizas. La unidad inferior es rica desde el punto de vista paleontológico (Pascual *et al.*, 1981; Bond y López, 1993; Gasparini *et al.*, 1993; Babot *et al.*, 2002) y en base a las asociaciones de vertebrados se le asigna una edad eocena inferior a medio (Pascual, 1980).

Tomando como base esta subdivisión Starck y Vergani (1996) y del Papa (2006) proponen la denominación para la Formación Lumbreira: Lumbreira I o inferior (hasta el tope de la Faja Verde) y Lumbreira II o superior, separadas por una discontinuidad sedimentaria representada por el desarrollo de paleosuelos y superficies costrificadas. Según Starck y Vergani (1996) los depósitos de

Lumbreira II, no serían parte de la cuenca de *post-rift* y representarían el inicio de la sedimentación en cuenca de antepaís. Esta unidad junto con los depósitos de la Formación Los Colorados del Grupo Payogastilla formaría la Megasecuencia I propuesta por los mismos autores. del Papa (2006) y del Papa *et al.* (2010) describen al techo de la Faja Verde como una superficie de omisión, que

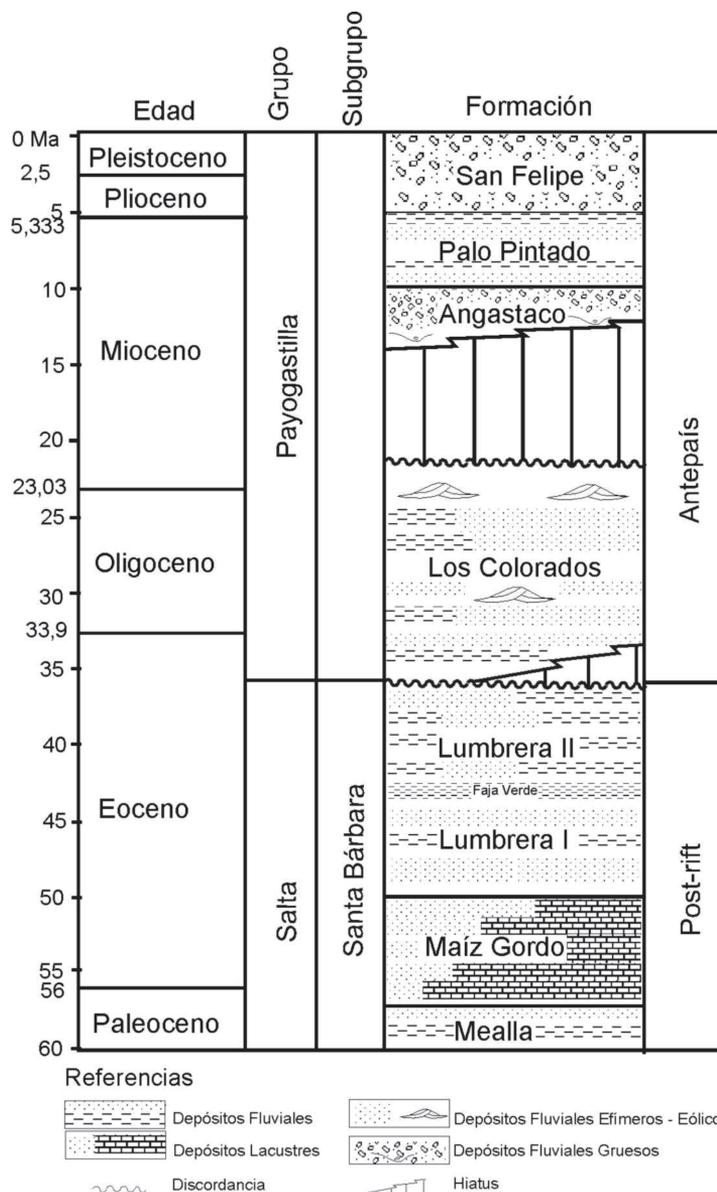


Figura 2. Cuadro estratigráfico esquemático de los depósitos cenozoicos en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo.

evidencia el comienzo de la sedimentación de la cuenca de antepaís, correlacionan a Lumbrera II como equivalente de los depósitos basales de la Formación Los Colorados y dan a conocer una edad del techo de la Formación Lumbrera de $39,9 \pm 0,4$ Ma (U-Pb). DeCelles *et al.* (2011) en base a una datación en nódulos de paleosuelos carbonáticos equivalente a la Faja Verde, en la zona de Tres Cruces, asignan una edad de $47,7 \pm 7$ Ma (U-Pb, Paleoceno-Eoceno) y en circones detríticos en la quebrada Monte Nieva de $40 \pm 0,6$ Ma (Eoceno medio).

Díaz (1987) reconoció en Escoipe y en el cerro Negro niveles eólicos de 40 a 60 m de potencia los cuales los incluye en la Formación Los Colorados y yacen sobre la Formación Lumbrera II (figura 1).

Galli y Hernández (1999) marcan la diferencia entre la Formación Lumbrera I y II y la Formación Los Colorados, identificando unidades diferentes desde el punto de vista paleoambiental y de los contactos entre ellas (Figura 2 y 3). Además, Galli y Reynolds (2012) realizan el análisis paleoambiental del Grupo Payogastilla reconociendo que la Formación Los Colorados, representa la primera etapa de relleno de la cuenca y también de la evolución paleoambiental y presenta asociaciones de facies de un sistema fluvial efímero asociado con campos de dunas eólicas, que marcan un período de máxima aridización; una etapa posterior queda marcada con la brusca aparición de facies gruesas a sabulíticas y/o conglomerádicas típicas de un sistema fluvial entrelazado gravoso, que corresponden al depósito basal de la Formación Angastaco.

DeCelles *et al.* (2011) y Carrapa *et al.* (2012) incluyen a las acumulaciones eólicas en la base de la Formación Angastaco siguiendo el criterio de Starck y Vergani (1996) y le asignan una edad de máxima del depósito, en base a trazas de fisión, entre 22 y 18 Ma (Oligoceno superior – Mioceno inferior, DeCelles *et al.*, 2011). En el valle Calchaquí y Tonco los depósitos eólicos están ampliamente distribuidos y se los incluye en este trabajo como pertenecientes a la Formación Los Colorados (Figura 4).

En el valle de Luracatao la Formación Los Colorados está bien expuesta al norte del poblado de La Puerta donde presenta un espesor parcial de 455 metros y no se identifican depósitos eólicos (Payrola Bosio *et al.*, 2010). Esta unidad descansa en discordancia sobre la Formación Lumbrera o directamente sobre la Formación Maíz Gordo lo que registra eventos erosivos previos a su depositación.

La edad de inicio de los depósitos de la Formación Los Colorados es eocena media a superior (del Papa *et al.*, 2004, Payrola Bosio *et al.*, 2009), con una edad en circones detríticos, en la localidad de Angastaco de $37,6 \pm 2$ Ma (Carrapa *et al.*, 2011) y en apatitas en Monte Nieva de $28,7 \pm 1,9$ Ma (DeCelles *et al.* 2011). Consta de aproximadamente 300 metros de espesor, caracterizada, en su base, por ciclos grano y estratodecrecientes de facies de areniscas y pelitas, en estratos tabulares, que han sido interpretados como depósitos pertenecientes a un sistema fluvial efímero asociado a facies de areniscas medianas con laminación paralela y entrecruzamientos de alto ángulo de origen eólico (Galli y Reynolds, 2012).

El pasaje entre la Formación Los Colorados y la suprayacente Formación Angastaco es paraconcordante (Figuras 3, 4 y 5). La Formación Angastaco consta de 4450 a 1500 metros de espesor, de conglomerados y areniscas conglomerádicas en ciclos granos y estratodecrecientes, con escasos bancos pelíticos en el techo de la unidad. Desde el punto de vista paleoambiental esta espesa secuencia ha sido interpretada como un sistema fluvial entrelazado que por su características habría evolucionado desde un gravoso poco profundo, gravoso asociado a depósitos de flujos de gravedad para culminar, en algunos sectores de la cuenca, en sistema gravoso profundo (Galli y Reynolds, 2012). Se registran en ella algunos niveles importantes de tobas, en la sección media del depósito dio una edad mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $13,4 \pm 0,4$ Ma (Corte «El Cañón»; Grier, 1990; Grier y Dallmeyer, 1990).

El pasaje entre la Formación Angastaco y la suprayacente Formación Palo Pintado es concordante y neto, con un espesor parcial

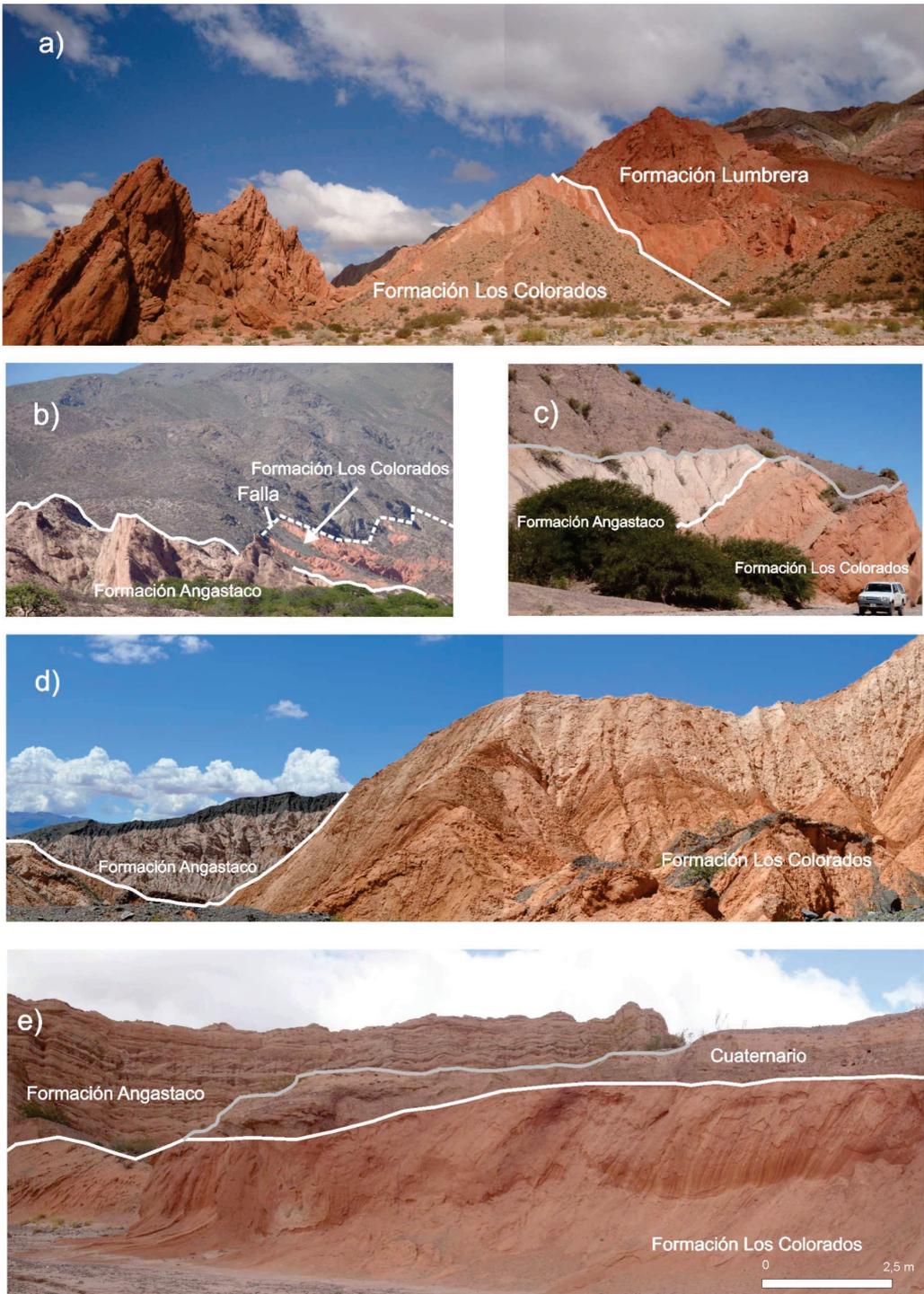


Figura 3. Fotos de los contactos entre las formaciones Lumbraera – Los Colorados y Los Colorados Angastaco, a) vista hacia el sur, en el Valle El Tonco sur; b) vista hacia el sureste, en la quebrada La Viña, Valle Calchaquí; c) vista hacia el sur, en la quebrada río Cajón, Tonco sur; d) vista hacia el noreste en la quebrada Los Colorados, Angastaco; e) vista hacia el oeste, en el Valle El Tonco sur.

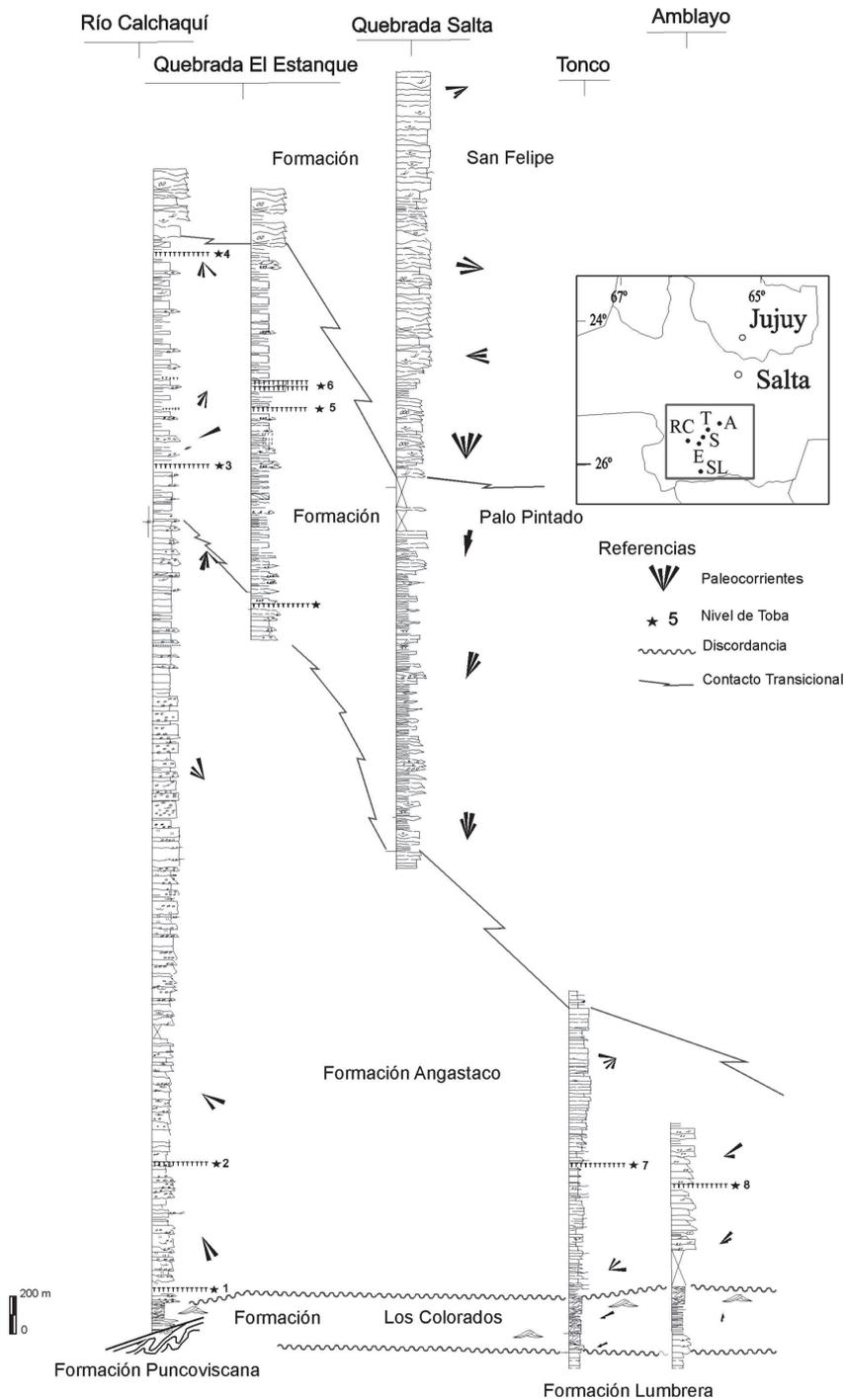


Figura 4. Correlación de los depósitos del Grupo Payogastilla. Toba * 1 U-Pb de $13,6 \pm 0,1$ Ma (este trabajo); Toba * 2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $13,4 \pm 0,4$ Ma (Grier y Dallmeyer 1990); Toba * 3 K/Ar de $10,29 \pm 0,11$ Ma (Galli *et al.* 2008); Toba * 4 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $5,27 \pm 0,28$ Ma (Coutand *et al.* 2006); Toba * 5 U-Pb de $6,8 \pm 0,1$ Ma (este trabajo); Toba * 6 U-Pb de $6,3 \pm 0,1$ Ma (este trabajo); Toba * 7 U-Pb de $13,7 \pm 0,1$ Ma (este trabajo); Toba * 8 U-Pb de $13,7 \pm 0,1$ Ma (este trabajo).

En cuanto a los depósitos conglomerádicos se ha efectuado un conteo de 300 clastos en el campo. En este conteo se han diferenciado los siguientes clastos de conglomerados: pizarras, filitas, esquistos, gneiss, migmatitas, cuarcitas, cuarzo, granitos, pegmatitas, volcanitas (paleo y neo), areniscas grises, rojas y calizas (Cuadro 1).

La medición de las paleocorrientes incluyó como indicadores los clastos imbricados, ondulitas asimétricas y estratificación cruzada. Luego para su ploteo han sido procesadas en la estereonet, para así poder obtener la dirección de la paleocorriente.

El análisis de los registros piroclásticos consistió en su estudio petrográfico y posterior análisis geoquímico (elementos mayores y trazas, figura 9). Estos últimos análisis fueron realizados en el Laboratorio de RX del Instituto de Geología y Minería (UNJu), usando un equipo de FRX Rigaku RX 2000 y complementados con la determinación de las tierras raras (REE) y elementos como Sc, Th, U mediante INAA, realizados en el Ward Laboratory (Cornell University).

Cuadro 2. Composición de los granos de areniscas recalculados al 100%. Qt: cuarzo total, F: feldespatos, L: líticos, Qm: cuarzo monocristalino, Lt: líticos + cuarzo policristalino, Lm: líticos metamórficos, Lv: líticos volcánicos y Lp: líticos plutónicos.

Muestra	% Qt	% F	% L	% Qm	% F	% Lt
RC-LC-1	83.5	14	2.5	62	14	24
RC-LC-3	87	9	4	16	16	72
RC-LC-6	87	13	0	64	14	12
T-LC-3	78	22	0	65	22	13
T-LC-6	82.5	17.5	0	74	18	8
Am-LC-3	89	11	0	55	11	34
Am-LC-5	90	10	0	75	10	15
RC-A-1	99	1	0	95	1	4
RC-A-2	77.5	18.5	4	33	18	49
RC-A-3	70	27	3	48	27	25
RC_A-4	87	13	0	23	13	64
RC-A-5	59	30	11	10	30	50
T-A-1	61.5	24.5	14	14.5	24.5	61
T-A-2	72	28	0	47	28	25
T-A-3	67	29	4	11	29	60
T-A-7	83	6	11	48	6	46
Am-A-1	84	16	0	54	16	30
Am-A-2	67.5	24	8.5	36	24	40
Am-A-3	78	22	0	78	22	0
Am-A-4	82	18	0	65	18	17
RC-PP-3	82	18	0	64.5	18	17.5
RC-PP-10	91.5	8.5	0	57	8.5	34.5
E-PP-5	94	6	86	64	6	30
E-PP-21	89	11	11	35	11	54
S-PP-9	83	17	3	68	17	15
S-PP-18	86	11	3	61	11	28

4. COMPONENTES PETROGRÁFICOS DE LOS CONGLOMERADOS

Las facies conglomerádicas, de los depósitos del Grupo Payogastilla, han sido clasificadas como ortoconglomerados petromí-

ticos y en menor proporción se distinguen paraconglomerados.

Los datos de conteo de clastos reflejan (figura 6), que en la Formación Los Colorados predominan las pizarras, filitas y esquistos provenientes de la Formación Puncovis-

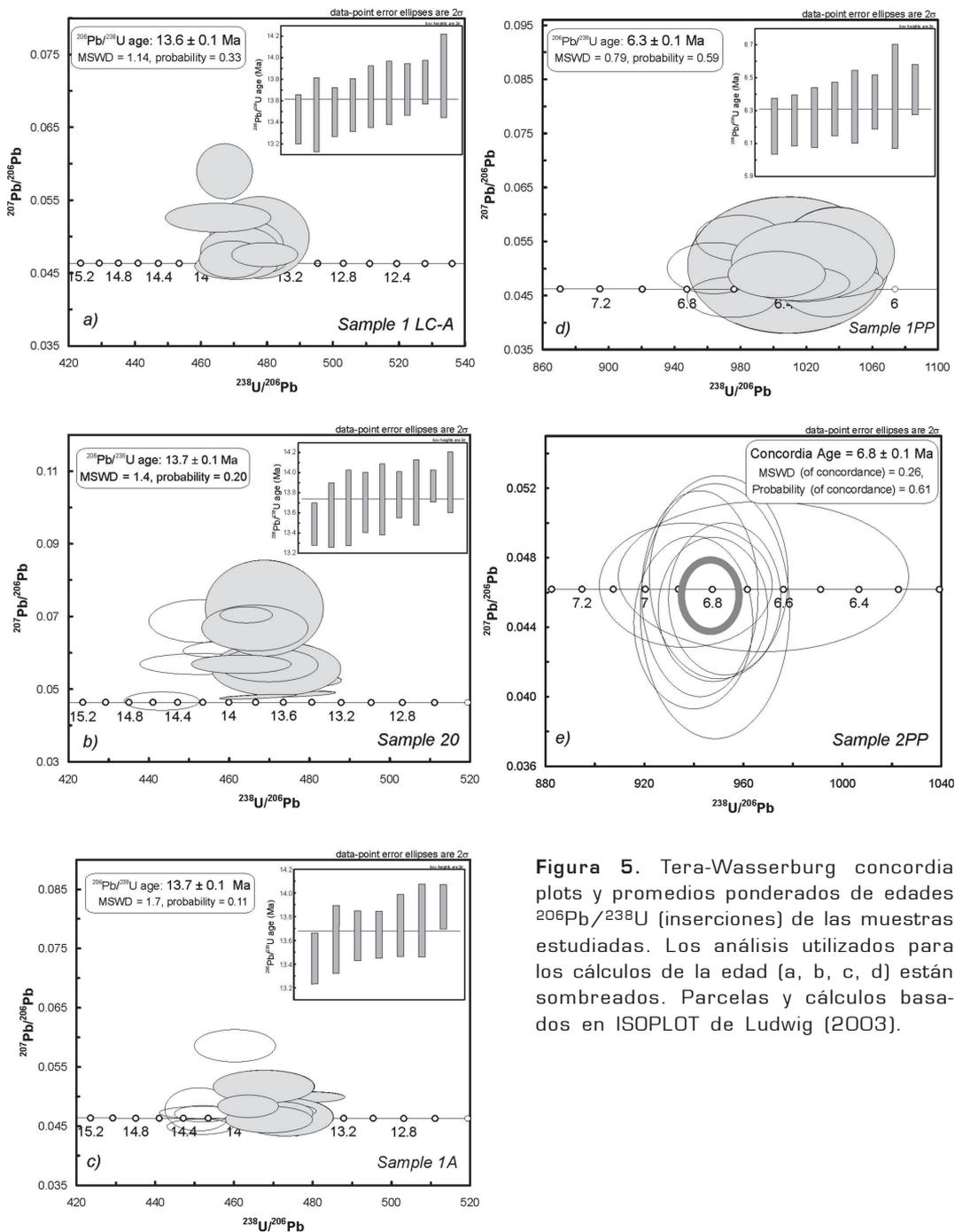


Figura 5. Tera-Wasserburg concordia plots y promedios ponderados de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (inserciones) de las muestras estudiadas. Los análisis utilizados para los cálculos de la edad (a, b, c, d) están sombreados. Parcelas y cálculos basados en ISOPLIT de Ludwig (2003).

cana, tonalitas, gneisses, migmatitas y pegmatitas de la Formación La Paya (Sierra de Quilmes, Cumbres Calchaquíes), granitos

grises y pegmatitas del Granito La Angostura (Cerro Runo) y Granito Alto El Cajón (Sierra de Quilmes), granitos rosas del Granito Pu-

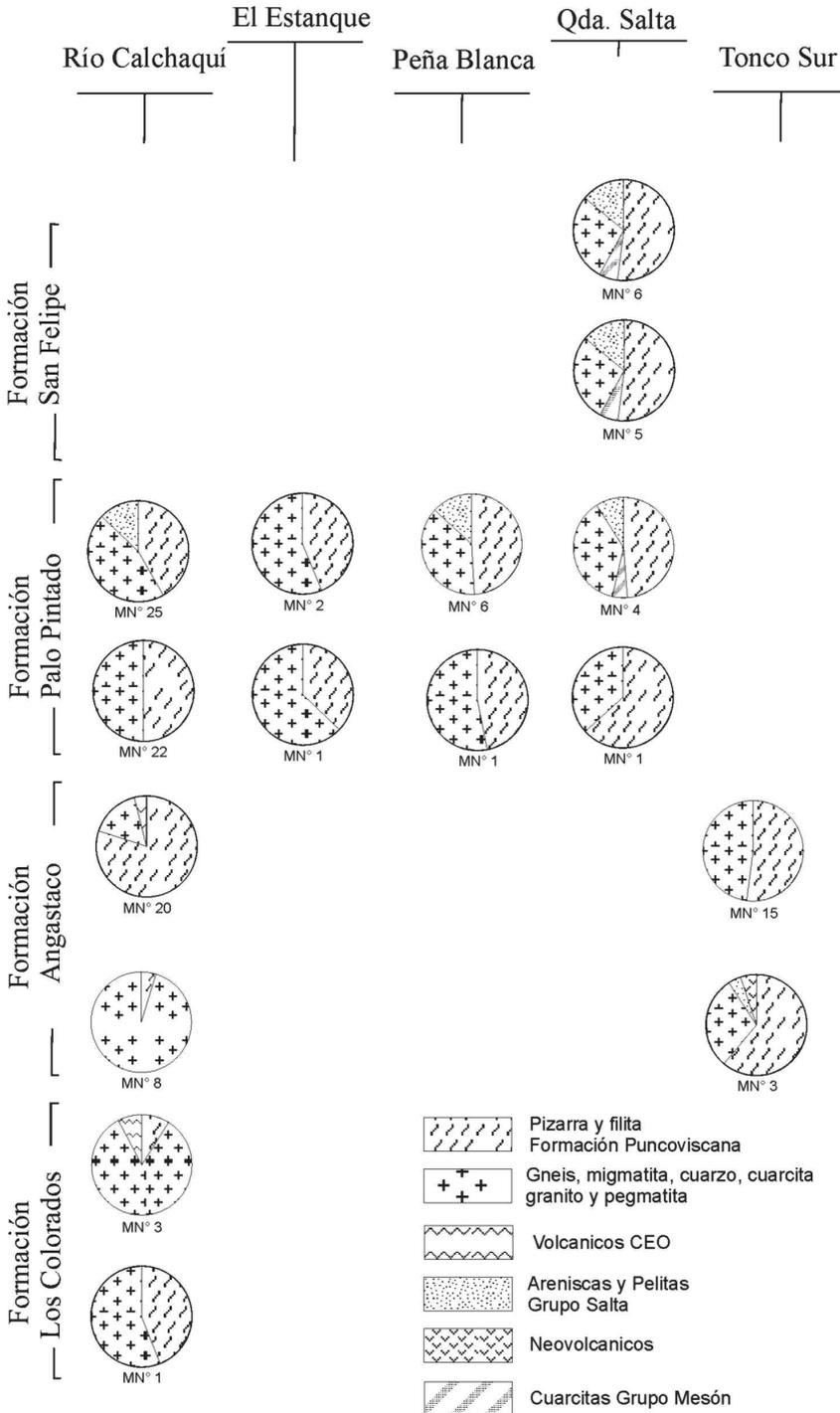


Figura 6. Porcentaje de clastos de conglomerados de los depósitos del Grupo Payogastilla.

cará (Cerro Durazno) y en menor porcentaje clastos paleovolcánicos (río Calchaquí) de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Ordovícico). Estos datos están asociados con direcciones de paleocorrientes desde el noroeste, oeste y suroeste (figura 4).

Los conglomerados de la Formación Angastaco evidencian una importante proveniencia de de rocas graníticas, pegmatitas y migmatitas provenientes de la Formación La Paya, Granito La Angostura y Granito Pucará en la zona oeste de la cuenca y en el sector este (perfil Tonco sur) predominan pizarras, filitas y esquistos de la Formación Puncoviscana. Dentro de los porcentajes minoritarios se observan clastos paleovolcánicos, provenientes de la Faja Eruptiva de Puna Oriental (río Calchaquí) y neovolcánicos en Tonco sur, asociados con direcciones de paleocorrientes desde el nor-oeste y oeste. En la zona del Tonco sur se observa una pequeña pero diagnóstica proveniencia de clastos de areniscas rojas (Formación Lumbrera) y grises (Formación Maíz Gordo) típicas del Grupo Salta. Estos clastos nos indicarían un levantamiento de la sierra del León Muerto en el este de la zona de estudio.

El conteo de los clastos en los depósitos de la Formación Palo Pintado, cuyos afloramientos se encuentran restringidos en el sector sur del valle Calchaquí, reflejan una proveniencia constante de la Formación Puncoviscana y del Complejo Eruptivo Oire. En la sección media a superior de estos depósitos se suman clastos de areniscas rojas del Grupo Salta y cuarcitas rosas algunas con *skolithos* del Grupo Mesón (Cámbrico).

La proveniencia de conglomerados de la Formación San Felipe ha sido analizada en la quebrada Salta, donde además de la proveniencia de la Formación Puncoviscana y del Complejo Eruptivo Oire, se distingue la presencia de clastos de calizas de la Formación Yacoraita (Grupo Salta) y clastos de conglomerados del Subgrupo Pirgua (Grupo Salta), asociados a direcciones de paleocorrientes desde el oeste y suroeste (figura 4).

5. COMPONENTES PETROGRÁFICOS DE ARENISCAS

Las facies psamíticas del Grupo Payogastilla analizadas constan de arenitas cuarzosas, arenitas líticas y en menor proporción areni-

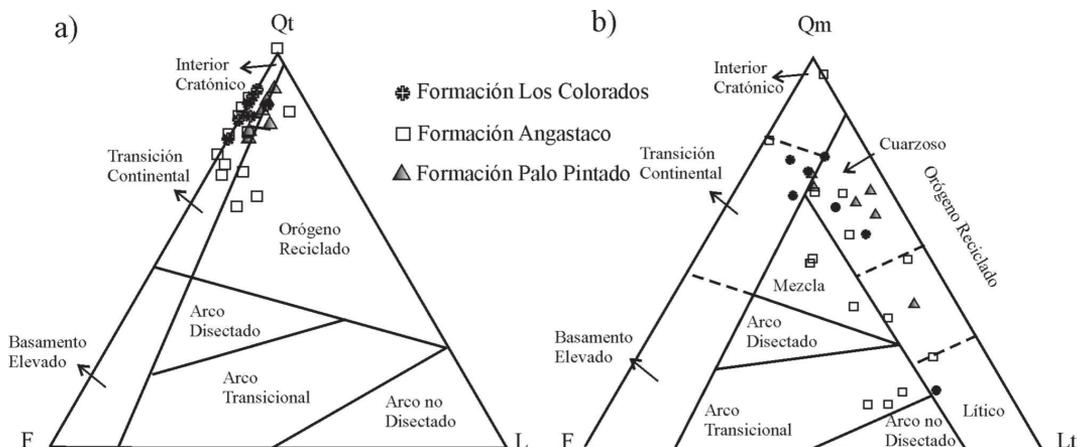


Figura 7. Diagrama QtFL y QmFLt de discriminación de procedencia de areniscas de la Formación Los Colorados en donde se observa gran concentración en los campos de Interior Cratónico y Transición Continental (a) y algunas desplazadas hacia Orógeno Reciclado (b). Areniscas de la Formación Angastaco algunas concentradas en el campo de Orógeno Reciclado (c) y gran dispersión en varios campos (d). Areniscas de Formación Palo Pintado con una proyección similar a la unidad basal (e y f) (según Dickinson, 1985).

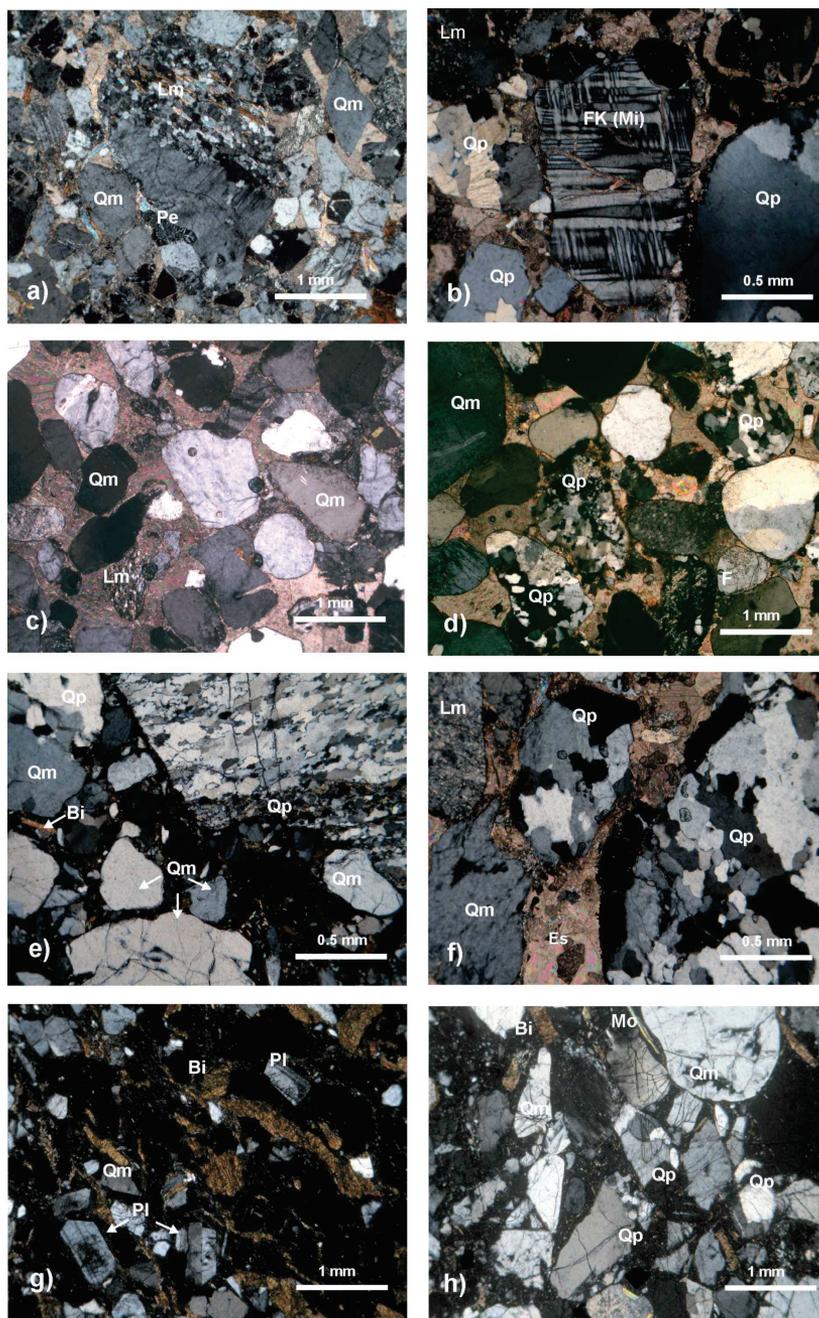


Figura 8. Microfotografías de areniscas del Grupo Payogastilla (nicoles cruzados). a, b, c y d) areniscas de la Formación Los Colorados (c y d areniscas eólicas) con: cuarzo policristalino (Qp), cuarzo monocristalino (Qm), feldespato potásico (FK) y fragmentos líticos metamórficos (Lm), e y f) Arenisca de la Formación de Angastaco, con: cuarzo policristalino (Qp), cuarzo monocristalino (Qm), fragmento lítico metamórfico (Lm) y biotita (Bi), g) Toba de la Formación Palo Pintado, biotita (Bi), plagioclasa (Pl), eventual cuarzo (Qm) y la matriz microcristalina caolinítica, y h) arena de la Formación Palo Pintado mostrando: muy bien redondeados y angulares (Qm y Qp) granos de cuarzo, biotita (Bi) y moscovita (Mo), cementados por calcita.

tas feldespáticas (Pettijohn *et al.* 1973), de grano grueso a muy grueso (figuras 7 y 8).

El componente mayoritario es el cuarzo que se presenta como granos mono y policristalinos (figura 8). El cuarzo monocristalino límpido y con extinción homogénea denotando su origen plutónico es muy abundante (figura 8 a, b, c, e, f y h), en menor proporción, cuarzos con extinción ondulosa de origen metamórfico de bajo grado y policristalino constituido por más de tres individuos por granos y presentan contactos crenulados (de origen metamórfico, figura 8 d, e y f) y con contactos rectos (origen plutónico, figura 8 b, d y h).

El porcentaje de feldespato total es bajo y se pueden diferenciar feldespatos potásicos (FK) y plagioclasas (P). Los feldespatos potásicos reconocidos son: ortoclasa, con avanzado grado de caolinitización y microclino fresco (figura 8 b), en granos redondeados a subredondeados. Las plagioclasas frecuentemente conforman agregados con textura gráfica (origen plutónico) (figura 8 a).

Los fragmentos líticos identificados son: metamórficos (esquistos, filitas y pizarras) que registran porcentajes variables a través de la sucesión estudiada, escasos fragmentos volcánicos y sedimentarios.

Considerando el diagrama Qt-F-L (figura 7 a) se puede observar una mayor concentración de las muestras en la región de cratón interior y transición continental. El diagrama Qm-F-Lt (figura 7 b), donde las muestras tienen mayor dispersión, evidencia procedencias variadas a lo largo de la columna. Las areniscas analizadas para la Formación Los Colorados presentan proveniencia de transición continental, orógeno reciclado cuarzoso y orógeno reciclado lítico; la Formación Angastaco de orógeno reciclado, mezcla y arco transicional y la Formación Palo Pintado de orógeno reciclado.

A fin de analizar la injerencia de las áreas fuentes que aportaron material a la cuenca del Grupo Payogastilla, se tomaron en cuenta las principales direcciones de paleocorrientes obtenidas, que varían desde el suroeste y sur para la Formación Los Colorados; oeste, sureste y noroeste para la Forma-

ción Angastaco y, suroeste y noroeste para la Formación Palo Pintado.

6. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS Y GEOQUÍMICAS DE LAS TOBAS

Los registros piroclásticos del Grupo Payogastilla corresponden a niveles de tobas vitrocrystalinas a vítreas, que conforman bancos de 30 cm hasta 1,50 m de espesor, los que suelen mostrar en algunos casos gradación a niveles con evidencias de resedimentación sineruptiva. Se caracterizan por sus texturas vitroclásticas constituidas por trizas pared de burbuja y en contados casos blocosas (tipo *blocky*), inmersas en mesostasis vítreas finas, en algunos casos compuestas por abundante pómez. Los fenocristales en los representantes de las formaciones Angastaco y Palo Pintado son andesina a oligo-andesina en la primera, y oligoclasa en la segunda, cuarzo, hornblenda, biotita y escaso piroxeno (éste último en la primera unidad) y como accesorios apatita, titanita, magnetita y zircón. En la Formación San Felipe están presentes oligoandesina, cuarzo, biotita, teniendo la hornblenda carácter accesorio, junto a apatita, magnetita y zircón.

Las características geoquímicas distintivas de los registros piroclásticos presentes en las formaciones del Grupo Payogastilla han resultado herramientas muy útiles como trazadores estratigráficos.

Las tobas del Grupo Payogastilla son calcoalcalinas con contenidos medios en K a altos en las secuencias más jóvenes (Formación San Felipe) y composiciones dacíticas a riolíticas y en contados casos (Formación Angastaco) andesíticas. Son rocas metaluminosas que gradan a peraluminosas en el caso de la Formación Angastaco ($A/CNK=0,8-1,1$) y Formación Palo Pintado ($A/CNK=0,9-1,2$), aumentado su carácter peraluminoso en los registros de la Formación San Felipe ($A/CNK=1,09-1,46$) (figura 9). Los contenidos en $Na_2O=2,6-5,5$ % son altos en relación a los de $K_2O=1,2-2,8$ en las tobas de las formaciones Angastaco y Palo Pintado, las que se encuadran dentro del campo de

los granitos tipo I, en contraposición a las de Formación San Felipe, estas últimas con contenidos de $Na_2O=2,1-3,2\%$ y $K_2O=2,3-4,1\%$ y que se ubican en el campo de los granitos tipo S (figura 9 a).

Los elementos traza de las tobas del Grupo Payogastilla muestran distintivas características como enriquecimiento en elementos LIL (Cs a K), picos negativos en Nb, Ta y Ti indicativos de grados variables de empobrecimiento de los HFSE elementos, típico de magmas de arco; anomalías positivas en Th y U componentes característicos de la corteza continental; picos negativos en Ba reflejando tanto su bajo enriquecimiento en los elementos fluidos transportados generalmente en los magmas de arcos frontales, así

como la pérdida de Ba durante fraccionamiento y anomalía negativa en Eu, reflejo del fraccionamiento de feldespato (figura 9 c; Pearce, 1982; Thorpe *et al.*, 1984). Las tobas de la Formación Palo Pintado y la Formación San Felipe muestran algunas diferencias que las distinguen de la Formación Angastaco, tales como mayores contenidos en HREE ($Sm/Yb= 3,9-5,6$ vs $1,6-2,4$) para similares contenidos en LREE ($La/Sm = 4-6,2$), con relaciones $La/Yb=18-36$ vs $9-12$ (figura 9 d), anomalías negativas en Sr, mientras en la Formación Angastaco son positivas, menores contenidos en Ba ($Ba=270-560$ vs $Ba= 600-1080$) reflejando una menor filiación de arco que la Formación Angastaco (figura 9 c).

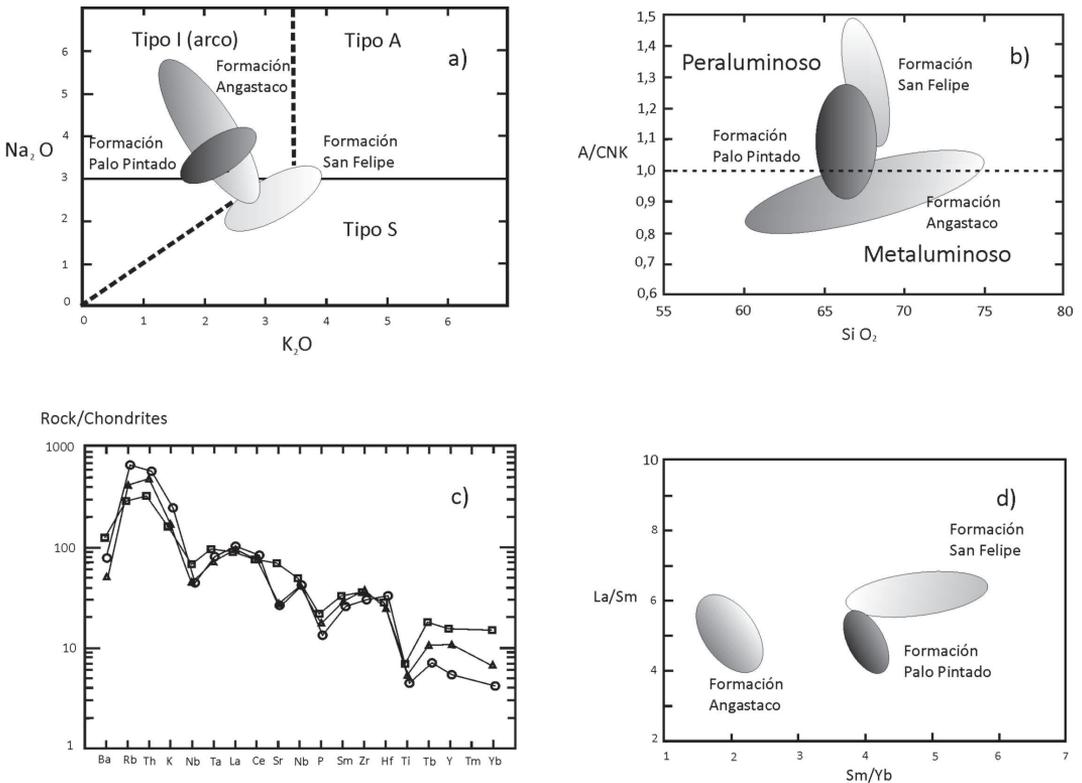


Figura 9. a) Diagrama Na₂O versus K₂O en % en peso, campos según White y Chappel (1983). b) Diagrama Al/(K+Na+Ca) molar versus SiO₂% (anhidro), con delimitación de las asociaciones metaluminosas y las peraluminosas. c) Diagrama extendido elementos traza, normalización roca/condrito (Thompson, 1982): cuadrados (Formación Angastaco), triángulos (Formación Palo Pintado), círculos llenos (Formación San Felipe). d) Diagrama La/Sm versus Sm/Yb mostrando los campos correspondientes a las tobas de las formaciones Angastaco, Palo Pintado y San Felipe.

7. EDAD DE LOS DEPÓSITOS DEL GRUPO PAYOGASTILLA

Se analizaron tres niveles de depósitos piroclásticos (muestra 1 LC-A, muestra 20, muestra 1 A) provenientes de la Formación Angastaco en el río Calchaquí, Tonco y Amblayo (figura 4 y 5) respectivamente y arrojan una edad U-Pb (figura 5) que se solapan entre sí teniendo en cuenta los errores analíticos: muestra 1 LC-A: $13,6 \pm 0,1$ Ma, muestra 20: $13,7 \pm 0,1$ Ma y muestra 1A: $13,7 \pm 0,1$ Ma. Estos tres niveles de tobas están localizados en: muestra 1 LC-A en la base de la Formación Angastaco en el contacto con la Formación Los Colorados (perfil río Calchaquí, Toba 1 en figura 4), muestra 20 en la parte media de la Formación Angastaco en el valle El Tonco (Toba 7 en figura 4) y valle Amblayo (Toba 8 en figura 4).

Dos niveles de depósitos piroclásticos, muestra 2PP (Toba 5 en figura 4) y muestra 1PP (Toba 6 en figura 4), proveniente de la Formación Palo Pintado en la quebrada El Estanque (figura 4) arrojan una edad U-Pb de $6,8 \pm 0,1$ Ma y $6,3 \pm 0,1$ Ma respectivamente (figura 5).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El Grupo Payogastilla representa un excelente ejemplo de depósitos de una cuenca de antepaís con claros controles tectónicos. El estudio de sus relaciones estratigráficas, proveniencias detrítica y piroclástica, paleocorrientes y edad permiten deducir importantes cambios tectónicos en los registros desde el Eoceno hasta el Plioceno.

El inicio de la evolución de la cuenca de antepaís, al menos en la zona sur del valle Calchaquí, valle Tonco y Amblayo, se habría producido durante el Eoceno medio (Payrola Bosio *et al.*, 2009). Como se puede observar en afloramientos, existe una clara relación de paraconformidad entre la Formación Lumbrera II y la Formación Los Colorados; y de discordancia con depósitos más antiguos fuera del área de estudio (valles de Luracatao y Pucará, del Papa *et al.*, 2010; Hongn

et al., 2007, 2008, 2010, 2011; Payrola Bosio *et al.*, 2009, 2010). El contacto superior de la Formación Los Colorados con la Formación Angastaco es paraconcordante y discordante, claramente visible en el río Calchaquí y Tonco (figura 3 c, d y e), no mostrando relación de transición como proponen DeCelles *et al.* (2011) y Carrapa *et al.* (2011).

El inicio del relleno sedimentario está representado por los depósitos de la Formación Los Colorados, que está caracterizado por depósitos de sistema fluvial efímero asociado a campos de dunas, bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas (Galli y Reynolds, 2012). Las acumulaciones eólicas arrojan una edad en circones detríticos de $21,4 \pm 0,7$ Ma (localidad de Pucará, Carrapa *et al.*, 2011) y un ejemplo de la Formación Los Colorados en zircones detríticos U-Pb de $\sim 37,6 \pm 2,0$ Ma (Angastaco, Carrapa *et al.*, 2011) y apatitas detríticas $28,7 \pm 1,9$ Ma (Monte Nieva, DeCelles *et al.*, 2011). Estas edades nos indicarían un amplio intervalo de depósito para la Formación Los Colorados, entre aproximadamente 35 a 21 Ma.

El inicio de la subsidencia de la cuenca fue pareja, al menos en la zona de estudio, con espesores aproximadamente iguales, pero hacia el norte ha sido mucho mayor (zona de Escoipe, fuera del área de estudio).

A partir del análisis de proveniencia de conglomerados y areniscas de la Formación Los Colorados, se interpreta que la cuenca de los valles Calchaquí – Tonco - Amblayo tuvo como áreas positivas a rocas de composición transición continental y orógeno reciclado. Estas proveniencias estarían representadas por la Sierra de Quilmes y Cumbres Calchaquíes en el sur, Cumbres de Brealito, Cerro Runo y Cerro Durazno al oeste, que lo separaba parcialmente de las cuencas de Luracatao y Pucará. Además, seguramente la existencia de ríos de primer y segundo orden, con conexión con la Puna producía el transporte de materiales desde la Faja Erup-tiva de la Puna Oriental.

La suprayacente Formación Angastaco presenta relación de paraconcordancia (río Calchaquí y Amblayo) y de discordancia en

otros sectores de la cuenca (Tonco norte y sur). La edad de inicio de la acumulación está dada por un nivel piroclástico en $13,6 \pm 0,1$ Ma (perfil río Calchaquí, Angastaco), mientras que el inicio en otras partes de la cuenca fue $> 13,7$ Ma (muestra 20 ~ 900 metros de la base con una edad U-Pb de $13,7 \pm 0,1$ Ma, en el Tonco y muestra 1A ~ 700 metros de la base con una edad U-Pb de $13,7 \pm 0,1$ Ma, en Amblayo). Estos niveles de tobas muestran una clara signatura de arco indicando su proveniencia del arco activo a esos tiempos, así como altos contenidos en Na_2O en relación a K_2O , lo que permite en el campo correspondiente a los granitos tipo I y junto a su carácter meta-aluminoso, tendiendo a peraluminoso, darían indicaciones sobre la componente cortical participante en sus magmas.

El análisis de los depósitos de la Formación Angastaco refleja cambios tanto en las paleocorrientes, como en el área de aporte. Las paleocorrientes medidas, en la base, tienen preponderancia desde el oeste, noroeste y suroeste. En la sección superior, las paleocorrientes medidas indican direcciones desde noroeste asociado a la presencia de clastos neovolcánicos interpretados provenientes de la secuencia volcano-sedimentaria de la cuenca Almagro-El Toro de edad eruptiva y depositacional entre 14,3 y 6,4 Ma y depósitos sinorogénicos de ~11 Ma (Vezzoli *et al.*, 2012). Los clastos de areniscas rojas (Formación Lumbreira) y grises (Formación Maíz Gordo) provienen del techo del Grupo Salta, asociados a paleocorrientes del este indicarían el levantamiento de una barrera orográfica en el sector oriental de la cuenca aproximadamente antes de los 13,7 Ma que es la edad de la toba datada en la zona del valle El Tonco. Esta barrera orográfica correspondería a la sierra Los Colorados y su continuación hacia el sur con la sierra de León Muerto. Las áreas de aporte entre los ~ 15 y 10 Ma para la Formación Angastaco habrían sido de orógeno reciclado, mezcla y arco transicional, similar al tiempo anterior sumado a las incipientes barreras en el este.

A partir de los 10 Ma se inicia la acumulación de la Formación Palo Pintado, hasta

los 5 Ma. En este intervalo de tiempo se instaura un sistema fluvial, bajo condiciones climáticas tropicales y húmedas, siendo el sistema fluvial sinuoso areno-gravoso con desarrollo de lagunas y pantanos (Galli y Reynolds, 2012). Las modificaciones abruptas en el estilo fluvial sugieren cambios del nivel de base estratigráfico, es decir, cambios en la relación A/S (Acomodación/Aporte sedimentario). Se interpreta que en este intervalo de tiempo, durante el Mioceno superior (entre los 10 y 5 Ma) se habrían generado reactivaciones tectónicas en las áreas de aporte con proveniencias de orógeno reciclado, que provocaron un aumento en la tasa de A/S, asociado también a un cambio en la composición petrológica de sus depósitos (Galli *et al.* 2011 a y b); y las barreras orográficas habrían marcado un drástico cambio climático hacia condiciones más benignas cálidas y húmedas (Starck y Vergani, 1996; Starck y Anzótegui, 2001). El análisis en el tercio superior de esta Formación, asociado a un mayor porcentaje de clastos del Grupo Salta, con paleocorrientes desde el sur y sudeste indicarían una reactivación tectónica del área de aporte desde la sierra de León Muerto. Además, en la quebrada Salta se observa la aparición de clastos de cuarcitas con *skolitos* del Grupo Mesón (Cámbrico superior), con paleocorrientes medidas desde el norte y noreste indicando un aporte desde la quebrada El Toro en donde aflora dicha unidad. A los ~ 5 Ma, la cuenca de Angastaco posiblemente habría quedado separada del resto de la cuenca de antepaís cenozoica, con conexiones parciales de ríos de primer y segundo orden que habrían drenado hacia al este.

Las características geoquímicas de los niveles de tobas registrados en la Formación Palo Pintado indicarían que el aporte habría provenido desde el arco activo para ese tiempo y sus altas relaciones en Na_2O respecto a K_2O , encuadradas en el campo de los granitos tipo I, junto a su carácter metaluminoso a peraluminoso, apoyarían la participación de una componente cortical en sus magmas, no muy distinta a la de las tobas de la For-

mación Angastaco. Por otra parte, dichos niveles piroclásticos, junto a los de la Formación San Felipe, que le sucede, muestran algunas características que permiten distinguirlos de aquellos de la Formación Angastaco, tales como enriquecimiento en HREE ($Sm/Yb = 3,7-5,6$ vs. $1,6-2,4$), para similares contenidos en LREE ($La/Sm = 4-6,2$), y menores contenidos en Ba ($Ba = 194-324$ vs. $Ba = 735-1080$), reflejando estos últimos condiciones de menor filiación de arco que en el caso de las tobas de la Formación Angastaco. Asimismo las tobas de la Formación San Felipe pueden ser diferenciadas de las presentes en las formaciones Angastaco y Palo Pintado por su mayor carácter peraluminoso y sus menores contenidos en Na_2O respecto a K_2O , que las ubican en el campo de los granitos tipo S, dando idea de componentes corticales distintas.

Las características geoquímicas contrastantes, así observadas en los distintos registros piroclásticos del Grupo Payogastilla, plantean la posibilidad de su uso como trazadores para la reconstrucción de la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca de antepaís.

Los depósitos de la Formación San Felipe corresponden a sistemas fluviales que se inician con el desarrollo de depósitos de ríos entrelazados gravosos, que evolucionan a un sistema fluvial entrelazado gravoso poco profundo (Galli y Reynolds, 2012). Durante el Plioceno se produce una nueva actividad tectónica en la cuenca de Angastaco, con la consiguiente reactivación de las barreras orográficas en el sector occidental y oriental, lo que provocaría la instauración de sistemas fluviales entrelazados. Estos depósitos están caracterizados por la abrupta aparición de conglomerados, que presentan clastos de diferentes niveles de depósito del Grupo Salta, como: conglomerados típicos del Subgrupo Pirgua y calizas de la Formación Yacoraite (Subgrupo Balbuena), asociados en la base a paleocorrientes desde el noreste, este y sureste, indican una reactivación del área de aporte preponderante desde la sierra de León Muerto y su continuación al norte la sierra de Los Colorados.

Los datos estratigráficos y las características composicionales de los depósitos del Grupo Payogastilla reflejan una clara influencia del basamento Precámbrico superior – Paleozoico y Cretácico superior – Paleoceno en el desarrollo y evolución de la cuenca de antepaís. Varias áreas de aporte han sido heredadas de la cuenca de *rift* del Grupo Salta como aquellas ubicadas en el sector occidental y austral, y las zonas positivas del sector oriental se habrían reactivado en varios pulsos durante el Mioceno y Plioceno.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado por CONICET (PICT 2010-2012 N° 298), UNJu (SECTER-UNJu - E08/033 y E08/030) y UNSa (CI-UNSa - 1858). Los autores deseamos agradecer a Alejandro Pérez por su valioso aporte y comentarios durante los trabajos de campo, a Silvia Rosas y Claudio Colarich por la confección del material gráfico, como así también a Roberto Liquin y Paulino Cachizumba por el soporte en trabajos de laboratorio. También los autores agradecen los valiosos comentarios y sugerencias del Dr. Sergio M. Georgieff y el árbitro anónimo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. II Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, Actas II, 755-763.
- Babot, M.J., Powell, J.E. y De Muizon, C. 2002. *Callistoe vincei*, a new Proborhyaenidae (Borhyaenidae, Metatheria, Mammalia) from the Early Eocene of Argentina. *Geobios*, 35, 615-629.
- Bond, M. y Lopez, G. 1993. El primer Notohippidae (Mammalia, Notoungulata) de la formación Lumbra (Grupo Salta) del noroeste argentino. Consideraciones sobre la sistemática de la familia Notohippidae. *Ameghiniana*, 30, 59-68.
- Brackebusch L. 1883. Estudio sobre la Formación Petrolífera de Jujuy. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba Boletín*, 2: 137-184.
- Bywater Reyes S., Carrapa, M. Clementz y L. Schoenbohm. 2010. Effect of late Cenozoic aridification on sedimentation in the Eastern Cordillera of northwest Argentina (Angastaco basin). *Geology*, 38: 235-238.

- Carrapa, B., Bywater-Reyes, S., DeCelles, P.G., Mortimer, E. y Gehrels, G.E. 2012. Late Eocene–Pliocene basin evolution in the Eastern Cordillera of northwestern Argentina (25°–26°S): regional implications for Andean orogenic wedge development. *Basin Research*, 24, 249–268, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00519.x.
- Carrapa B., J. Trimble y D. Stockli. 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 30, TC3003 doi: 10.1029/2010TC002707.
- Carrapa B., S. Bywater-Reyes, P.G. DeCelles, E. Mortimer y G.E. Gehrels. 2012. Late Eocene–Pliocene basin evolution in the Eastern Cordillera of northwestern Argentina (25°–26° S): regional implications for Andean orogenic wedge development. *Basin Research*, 24, 249–268. doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00519.x.
- Coutand I., B. Carrapa, A. Deeken, A. Schmitt, E. Sobel y M. Strecker. 2006. Orogenic plateau formation and lateral growth of compressional basins and ranges: insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the Angastaco Basin, NW Argentina. *Basin Research*, 18, 1–26.
- DeCelles P.G., B. Carrapa, B. Horton y G.E. Gehrels. 2011. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. *Tectonics*, 30, TC6013, doi: 10.1029/2011TC002948.
- del Papa C.E. 2006. Estratigrafía y paleoambientes de la Formación Lumbraera, Grupo Salta, Noroeste Argentino. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61, 313–327.
- del Papa C., F.D. Hongn, I. Petrinovich y R. Dominguez. 2004. Evidencias de deformación pre – miocena asociada al antepaís andino en la Cordillera Oriental (24° 35'S – 6° 12'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59, 506 – 509.
- del Papa C., A. Kirschbaum, J. Powell, A. Brod, F. Hongn y M. Pimentel. 2010. Sedimentological, geochemical and paleontological insights applied to continental omission surfaces: A new approach for reconstructing an Eocene foreland basin in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 327–345.
- Díaz J. 1987. Estratigrafía y sedimentología del Terciario superior de la región comprendida entre los valles de los ríos Calchaquí y Guachipas, Provincia de Salta, Republica Argentina: Tucumán, Argentina, Universidad Nacional de Tucumán, Tesis doctoral, 114 pp.
- Díaz J. y D. Malizzia 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí (departamento de San Carlos, provincia de Salta). *Boletín Sedimentológico*, 2, 8–28.
- Dickinson W. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695–707.
- Dickinson W. R., 1985. Interpreting provenances relations from detrital models of sandstone. In: *Provenances of arenitas*. Zuffa, G. (ed.) Reidel Publishing Company. Serie 148: 333–361.
- Dickinson W. R. y C.A. Suczek. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164–2182.
- Dickinson W. R., L.S. Beard, G.R. Brakwringe, J.L. Erjavec, R.C. Ferguson, K.F. Inman, R.A. Knepp, F.A. Lindberg y P.T. Ryberg. 1983. Provenances of North American Phanerozoic sandstones in relations to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222– 235.
- Galli C. I. y R. Hernandez. 1999. Evolución de la cuenca de antepaís desde la zona de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior - Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. En: *Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino*, Colombo, F., Querault, I. y Petrinovic, I. (Eds). *Acta Geológica Hispánica*, 34, 167–184.
- Galli C.I., A. Ramírez, C. Barrientos, J. Reynolds, J. Viramonte y B. Idleman. 2008. Estudio de proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Mioceno Medio-Superior) aflorantes en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Actas 1, 353–354.
- Galli C.I., L. Anzotegui, Y. Horn y S. Morton. 2011-a. Paleoambiente y paleocomunidades de la Formación Palo Pintado (Mioceno–Plioceno), Provincia de Salta, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, 161–174.
- Galli C.I., A. Ramirez, J. Reynolds, J. Viramonte, B. Idleman y C. Barrientos. 2011-b. Proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Cenozoico), río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 68, 263–278.
- Galli C.I. y J. Reynolds. 2012. Evolución paleoambiental del Grupo Payogastilla (Eoceno – Plioceno) en el valle Calchaquí – Tonco, provincia de Salta, Argentina. XIII Reunión Argentina de Sedimentología, Relatorio Salta, p. 67–80.
- Gasparini Z., M. Fernandez y J. Powell. 1993. New Tertiary Sebecosuchians (*Crocodylomorpha*) from South America: Phylogenetic implications. *Historical Biology*, 7, 1–19.
- Gazzi, P., Zuffa, G.G., Gandolfi, G. y Paganelli, L., 1973. Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge adriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale: *Societa Geologica Italiana. Memorie* 12: 1–37.
- Gomez Omil R.J., A. Boll y R. Hernández. 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste argentino (Grupo Salta). En *Cuencas Sedimentarias Argen-*

- tinias. Universidad Nacional de Tucumán, Chebli GA, Spalletti LA (eds.), Serie de Correlación Geológica 6, 43-64.
- Grier M. E. 1990. The influence of the Cretaceous Salta rift basin on the development of Andean structural geometries, NW Argentine Andes. PhD. Thesis, University of Cornell, Ithaca, New York, USA, 178 p. [Unpublished].
- Grier M.E. y R.D. Dallmeyer. 1990. Age of the Payogastilla Group. Implications for foreland basin development, NW Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 351-372.
- Hongn, F. y R. Seggiaro. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Boletín 248: 87 p.
- Hongn F.D., C.E. del Papa, J. Powell, I. Petrinovic, R. Mon y V. Deraco. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transición (23°-26° S): control by pre-existing heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology*, 35, 271-274.
- Hongn F.D., C.E. del Papa, J. Powell, I. Petrinovic y R. Mon. 2008. Discordancias en el cerro Tintin (Salta): claves para interpretar la evolución tectónica en el noroeste argentino. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Actas 1: 26-27.
- Hongn, F. D. y Mon, R., 1999. Estructura del basamento Pampeano en el noroeste de la Argentina. Relatorio 14º Congreso Geológico Argentino, 1: 80-88. Salta.
- Hongn F.D., R. Mon, I. Petrinovich, C.E. del Papa y J. Powell. 2010. Inversión y reactivación tectónica cretácica cenozoica en el noroeste argentino: Influencia de las heterogeneidades del basamento Neoproterozoico-Paleozoico inferior. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 66, 38 - 53.
- Hongn F., C. del Papa, J. Powell, P. Payrola Bosio, I. Petrinovich y R. Mon. 2011. Fragmented paleogene foreland basin in the Valles Calchaquí, NW of Argentina. In: *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, Salfity J.A. and Marquillas R.A. (eds.), SCS Publisher, p. 198-210.
- Ingersoll R. V. 1978. Petrofacies and petrologic evolution of the late Cretaceous Fore-arc Basin, Northern and central California. *Journal of Geology*, 86, 335-352.
- Ingersoll R. V. y C.A. Suczek. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164- 2182.
- Ingersoll R.I., T.F. Bullard, R.L. Ford, J.P. Grimm, J.D. Picle y S.W. Sares. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 103-116.
- Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.00: Berkeley, California, Berkeley Geochronology Center, 70 p.
- Marquillas R.A., C.E. del Papa y I. Sabino. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 94-113.
- Moreno J.A. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25, 9-44.
- Pascual R. 1980. Nuevos y singulares tipos ecológicos de marsupiales extinguidos de América del Sur (Paleoceno tardío o Eoceno Temprano) del noroeste argentino. II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Buenos Aires, Actas 2, 151-173.
- Pascual R., A. Bond y M. Vucetich. 1981. El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados, cronología, paleoambientes y paleobiogeografía. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 743-178.
- Payrola Bosio P., J. Powell, C.E. del Papa y F.D. Hongn. 2009. Middle Eocene deformation-sedimentation in the Luracatao Valley: tracking the beginning of the foreland basin of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28, 142-154.
- Payrola Bosio P., J. Powell, C.E. del Papa y F.D. Hongn. 2010. Estratigrafía del Valle de Luracatao (Valle Calchaquí, Noroeste Argentino): nueva propuesta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67, 309-318.
- Pearce, J. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries In *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, RS Thorpe (ed) 525-48, Chichester. Wiley.
- Pettijohn F., P.E. Potter y R. Siever. 1973. *Sand and Sandstones*: Springer Verlag: 618 p. New York.
- Reyes F. C. 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca Andina de Bolivia, Perú y Chile. *Revista Técnica Y.P.F. Bolivianos*, 1, 101-104.
- Reyes F. C. y J.A. Salfity. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgúa) del noroeste argentino. *Actas V Congreso Geológico Argentino*, Carlos Paz, 3, 355-385.
- Riller U. y F.D. Hongn. 2003. Structural influence of Paleozoic discontinuities on Cretaceous to Quaternary tectonic in the Eastern Cordillera, NW Argentina, en *Contributions, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice: European Geophysical Society, Geophysical Research, Abstracts* 5, 02303.
- Russo A. 1948. Contribución al conocimiento de la estratigrafía terciaria en el Noroeste argentino. VII Congreso Geológico Argentino, Actas I, Buenos Aires, pp. 505-515.
- Sabino I. F. 2004. Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. *Revista Asociación Geológica Argentina* [online], 59, 330-340.
- Salfity J.A y R.A. Marquillas. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene

- Salta Group Basin, Argentina. En: *Cretaceous Tectonics of the Andes. Earth Evolution Sciences* (Ed. by J.A. Salfity), pp. 266–315. Fried. Vieweg & Sohn, Germany.
- Salfity J.A. y C. Monaldi. 2006. Hoja Geológica 2566-IV, Metán. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Boletín, 319, 74 p.
- Starck D. y L. Anzótegui. 2001. The late miocene climatic change-persistence of a climatic signal through the orogenic stratigraphic record in northwestern Argentina. *Journal of South America Earth Sciences*, 14:763-774.
- Starck D. y G. Vergani. 1996. Desarrollo tecto-sedimentario del Cenozoico en el sur de la Provincia de Salta-Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas I, Buenos Aires pp. 433–452.
- Thompson R. N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scott. Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Thorpe R.S., Francis P.W., O'Callaghan, L.O. 1984. Relative roles of source composition, fractional crystallisation and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A301:675-92.
- Toselli A.J., López J.P. y F.G. Sardi. 1999. El basamento metamórfico en cumbres Calchaquies Noroccidentales, Aconquija, Ambato y Ancasti: Sierras Pampeanas. En: *Geología del Noroeste Argentino*, González Bonorino, G., Omarini R. y Viramonte J. (eds.), Relatorio, XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas 1, 73-79.
- Toselli, A. J. y Rossi, J. N., 1984. Metamorfismo de las Cumbres Calchaquies: II Petrología del basamento esquistoso entre La Angostura y Tafí del Valle, Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(3-4): 262-275.
- Turner J.C. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 14, 15-39.
- Turner J. y R. Mon. 1979. Cordillera Oriental. En: II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 41, 163-169.
- Vezzoli L., V. Acocella, R. Omarini y R. Mazzuoli. 2012. Miocene sedimentation, volcanism and deformation in the Eastern Cordillera (24°30'S, NW Argentina): tracking the evolution of the foreland basin of the Central Andes, *Basin Research*, 24, 637-663. doi: 10.1111/j.1365-2117.2012.00547.x.