

# NIVELES PIROCLÁSTICOS COMO HERRAMIENTAS DE CORRELACIÓN EN LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DEL GRUPO PAYOGASTILLA, VALLES CALCHAQUÍ, TONCO Y AMBLAYO, EN EL NOROESTE DE ARGENTINA

Beatriz COIRA<sup>1,4</sup>, Claudia Inés GALLI<sup>2</sup>, Suzanne MAHLBURG KAY<sup>3</sup>, Robert W. KAY<sup>3</sup> y Patrocinio FLORES<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, S.S. de Jujuy. E-mail: bcoira2004@yahoo.com.ar, patro@idgym.unju.edu.ar

<sup>2</sup> Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy, S.S. de Jujuy; Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta. E-mail: claudiagalli@fibertel.com.ar

<sup>3</sup> Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University, Ithaca, EE.UU. E-mail: smk16@cornell.edu, rw6@cornell.edu

<sup>4</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

## RESUMEN

Los estudios texturales, mineralógicos y geoquímicos realizados en tobas del Grupo Payogastilla (Cenozoico) en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, Salta, Argentina, han permitido discriminar distintos grupos con características afines, reconociéndose así trazadores cronoestratigráficos, que se corresponden con las formaciones Angastaco, Palo Pintado y San Felipe. Los análisis geoquímicos han sido un factor clave en dicha discriminación, permitiendo encuadrar a las tobas como calcoalcalinas, con contenidos medios en K en las formaciones Angastaco y Palo Pintado, a altos en las secuencias más jóvenes (Formación San Felipe). La composición riodacítica-dacítica y traquiandesítica caracteriza a las tobas del Grupo Payogastilla, con exiguos representantes andesíticos en el caso de la Formación Angastaco. La química de estas piroclastitas indica características típicas de magmas de arco, con similares contenidos en tierras raras livianas ( $La/Sm=4-6,2$ ) y distinto diseño de sus tierras pesadas (HREE), con un enriquecimiento creciente desde aquellas de la Formación Angastaco ( $Sm/Yb=1,6-2,4$ ) a las de la Formación Palo Pintado ( $Sm/Yb=3,9-4,1$ ), y a las de la Formación San Felipe ( $Sm/Yb=4,0-5,6$ ). El análisis de sus características geoquímicas, mineralógicas y de edades publicadas ha servido de guía para postular potenciales centros emisores, como la caldera Agua Escondida y su ignimbrita (15-13 Ma), en el caso de tobas de la Formación Angastaco, a centros volcánicos del Sistema Calama-Olacapato-El Toro (10-7 Ma), en el de la Formación Palo Pintado, y a la Caldera del Cerro Galán (ignimbritas del Grupo Toconquis e Ignimbrita Cueva Negra: 6-3 Ma) en el de la Formación San Felipe.

**Palabras clave:** *Tobas, trazadores cronoestratigráficos, depósitos cenozoicos, cuenca de antepaís*

## ABSTRACT

*Pyroclastic levels as correlation tools in the Cenozoic deposits of the Payogastilla Group, Calchaquí, Tonco and Amblayo valleys, northwestern Argentina*

The tuffs in the Cenozoic sedimentary sequences of the Payogastilla Group in the Calchaquí, Tonco and Amblayo valleys, Salta, Argentina, can be divided into three distinct textural, mineralogical and geochemical groups that correspond to: (from older to younger) the Angastaco, the Palo Pintado and the San Felipe Formations. Chemical analyses of these tuffs show that they are calc-alkaline magmas with medium-K compositions in the Angastaco and Palo Pintado Formations and with high-K compositions in the San Felipe Formation. Rhyodacite-dacite and traquiandesite composition characterize the Payogastilla Group tuffs. Rare andesitic tuffs also occur in the Angastaco Formation. The chemistry of these tuffs is like that of arc magmas with similar light REE ( $La/Sm=4,0-6,2$ ) and distinct heavy REE patterns ( $Sm/Yb=1,6-2,4$  in the Angastaco Fm.  $3,9-4,1$  in the Palo Pintado Formation and  $4,0-5,6$  in the San Felipe Formation). Using the chemistry, mineralogy and published ages of the tuffs, as a guide, possible eruptive centers are the 15-13 Ma Agua Escondida center (Angastaco Formation), the 10-7 Ma Calama-Olacapato-El Toro group centers (Palo Pintado Formation) and the 6-3 Ma Cerro Galán, Toconquis and Cueva Negra ignimbrite centers (San Felipe Formation).

**Keywords:** *Tuffs, chronostratigraphic markers, cenozoic deposits, foreland basin*

## INTRODUCCIÓN

Los niveles de tobas presentes en los depósitos cenozoicos (Grupo Payogastilla)

de los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo (provincia de Salta, Argentina), tienen un muy buen registro, lo que brinda la posibilidad de investigar su aplicación como ele-

mentos de correlación estratigráfica para la región.

El estudio de este tipo de depósitos está generalmente dirigido a la determina-

ción de sus edades radimétricas, no existiendo o siendo muy escasos los estudios enfocados a un análisis sistemático de los mismos, a fin de caracterizar sus composiciones y texturas, con el objeto de su aplicación en la correlación estratigráfica de un área.

El valor de los niveles de tobas como marcadores estratigráficos y registro de los eventos volcánicos explosivos, está fundado en la amplia dispersión que alcanza este tipo de erupciones. Las cenizas silíceas son las de mayor valor dado, que ellas provienen de erupciones plinianas a subplinianas y pueden ser ampliamente distribuidas en áreas alejadas de los centros, principalmente por columnas de cenizas co-ignimbríticas, a medida que se alejan de la boca de emisión. La dispersión de material piroclástico, en los alrededores de una región volcánica, está fuertemente controlada por los vientos dominantes y la topografía. Los productos de las erupciones plinianas son amplia y uniformemente dispersos a medida que se alejan de la fuente, produciendo sus depósitos de caída un manto de la topografía, el que se afina, mostrando una disminución de su granulometría con el incremento de la distancia a la fuente (Wentworth 1938, Fisher 1964, Walker y Croasdale 1971, Walker 1971, entre otros). Los niveles de cenizas son comunes en los depósitos cenozoicos que se distribuyen marginalmente a la altiplanicie de la Puna, pudiéndose encontrar conspicuas y muy bien expuestas secciones, particularmente en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo. Dichas acumulaciones cenozoicas están constituidas por sedimentitas clásticas continentales, que conforman el Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia 1983) 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 de la inversión tectónica de los depósitos de la cuenca de *rift* del Grupo Salta (Cretácico-Paleoceno, Salfity y Marquillas 1994). El ambiente en el que se inició la acumulación de los depósitos basales del Grupo Payogastilla habría si-

do una cuenca de *sag* con tres subcuencas colmatadas (Brealito, Pucará y Alemania), posteriormente invertidas por efectos de la tectónica andina durante tiempos del Eoceno (Hongn y Seggiaro 2001).

En este trabajo se presentan los estudios petrográficos y análisis geoquímicos (mayores y trazas) de niveles de cenizas seleccionados, de los depósitos del Grupo Payogastilla que cuentan con detallados estudios estratigráficos, acotados temporalmente mediante dataciones radimétricas realizadas sobre niveles de tefras intercalados (Grier y Dallmeyer 1990, Coutand *et al.* 2006, Galli *et al.* 2008, 2012 a y b, Pereyra *et al.* 2008, Bywater-Reyes *et al.* 2010) (ver Figs. 1 y 2).

A través de dichos estudios, ha sido posible discriminar distintos grupos de muestras con características afines, los que se corresponden con episodios piroclásticos registrados en las formaciones del Grupo Payogastilla, aflorantes en el área. Estos resultados han permitido reconocer potenciales trazadores cronoestratigráficos a utilizar en sectores de los valles Calchaquí-Tonco-Amblayo.

Se ha intentado, por otra parte establecer la posible vinculación de los niveles de cenizas estudiados, con episodios explosivos silíceos de magnitud, de registro cronológico bien establecido. Para ello, se han tenido en cuenta las características mineralógicas y geoquímicas de los mismos, junto a las de potenciales centros emisores, representados posiblemente por sistemas caldéricos de la zona del arco y/o retroarco (Puna-Altiplano), activos para esos tiempos.

## ENCUADRE GEOLÓGICO-SECCIONES ESTUDIADAS

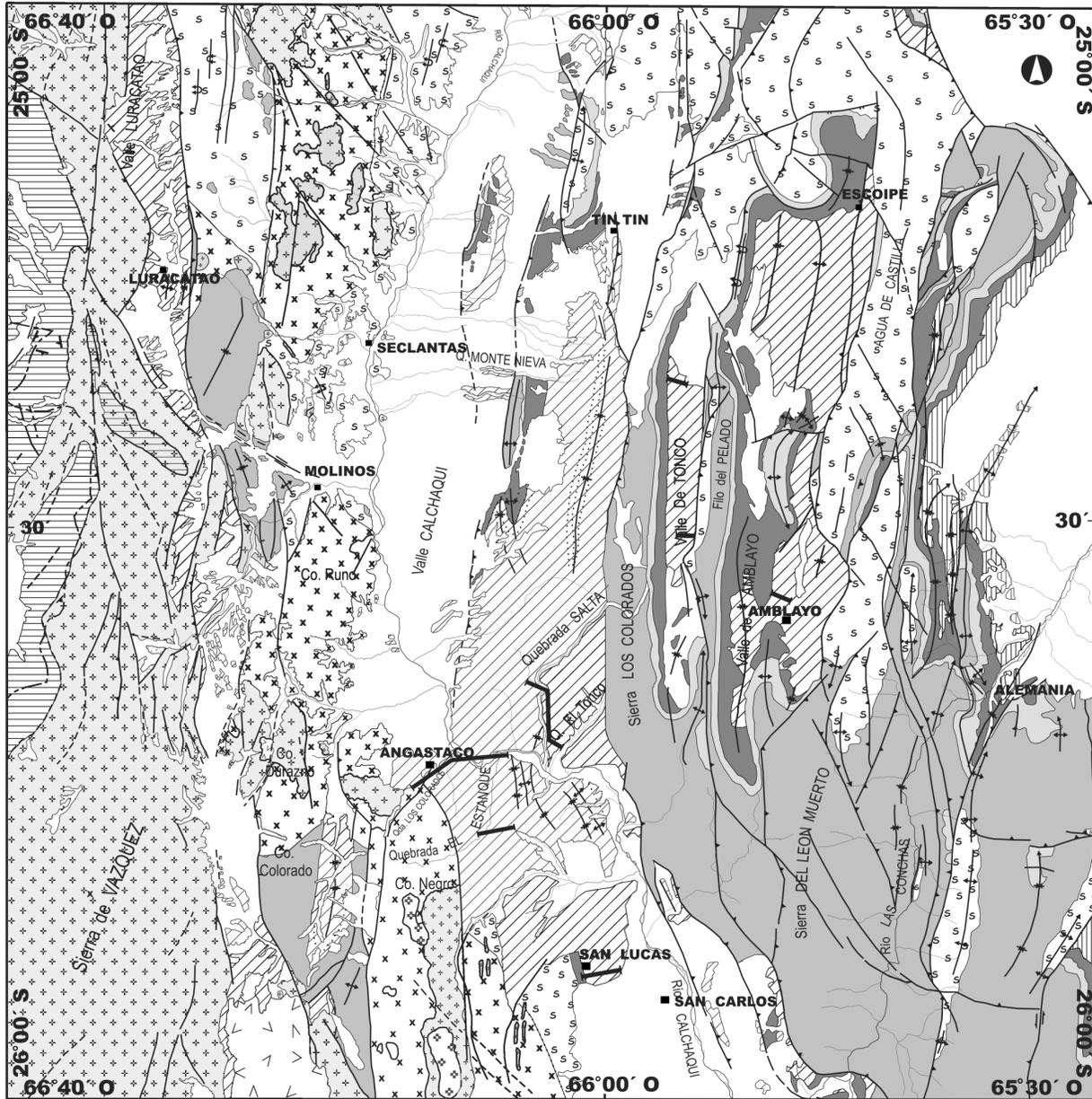
En la zona de estudio, la que abarca los valles Calchaquí (sur), Tonco y Amblayo (Fig. 1) las acumulaciones de sedimentitas clásticas continentales del Cenozoico, las que constituyen el Grupo Payogastilla (Díaz y Malizzia 1983), son las portadoras de los niveles de cenizas bajo consideración. El Grupo Payogastilla, integrado por las formaciones Los Colorados, Angastaco, Palo Pintado y San Felipe, yace

en marcada discordancia sobre los depósitos de *sin-rift* de la Formación Lumbreira (Subgrupo Santa Bárbara) y en algunos casos sobre el basamento neoproterozoico por contacto tectónico, constituido por rocas metamórficas de bajo grado de la Formación Puncoviscana (Turner y Mon 1979) y cuarcitas, filitas, esquistos, gneisses moteados y migmatitas de la Formación La Paya (Aceñolaza y Toselli 1976, Toselli *et al.* 1999).

Los depósitos basales del Grupo Payogastilla están representados por la Formación Los Colorados (Eoceno-Oligoceno), la que representa la primera etapa de relleno de la cuenca de antepaís. Se caracteriza por presentar asociaciones de facies de un sistema fluvial efímero, asociado con campos de dunas eólicas, que marcan un período de máxima aridización (Galli *et al.* 2011a, Galli y Reynolds 2012).

La Formación Angastaco, suprayacente y paraconcordante, está integrada por conglomerados y areniscas conglomerádicas en ciclos grano y estratodecrecientes, con escasos bancos pelíticos en el techo. Alcanza espesores máximos de 4450 a 1500 metros, no superando los 850 metros en Amblayo y los 520 metros en San Lucas. Esta secuencia ha sido interpretada como un sistema fluvial entrelazado, que habría evolucionado desde gravoso poco profundo a gravoso, asociado a depósitos de flujos de gravedad para culminar, en algunos sectores de la cuenca, en un sistema gravoso profundo (Galli *et al.* 2011a, Galli y Reynolds 2012). Se registran en ella algunos niveles conspicuos de tobas, datados en  $13,6 \pm 0,1$  Ma (U/Pb, zircón) en su base, en el contacto con la Formación Los Colorados (perfil río Calchaquí), en  $13,7 \pm 0,1$  Ma (U/Pb, zircón), en el valle El Tonco en su sección media y en  $13,7 \pm 0,1$  Ma (U/Pb, zircón) en el Valle de Amblayo (Galli *et al.* 2012a). Además hay una datación de  $13,4 \pm 0,4$  Ma (Ar/Ar, biotita) en el Corte "El Cañón" (Grier 1990, Grier y Dallmeyer 1990) (ver Fig. 2).

La Formación Palo Pintado le sucede en concordancia a la Formación Angastaco con un espesor parcial de 800 metros. En su base ha sido datado (K/Ar) un nivel de toba en  $10,29 \pm 0,11$  Ma (Galli *et al.* 2008)



REFERENCIAS

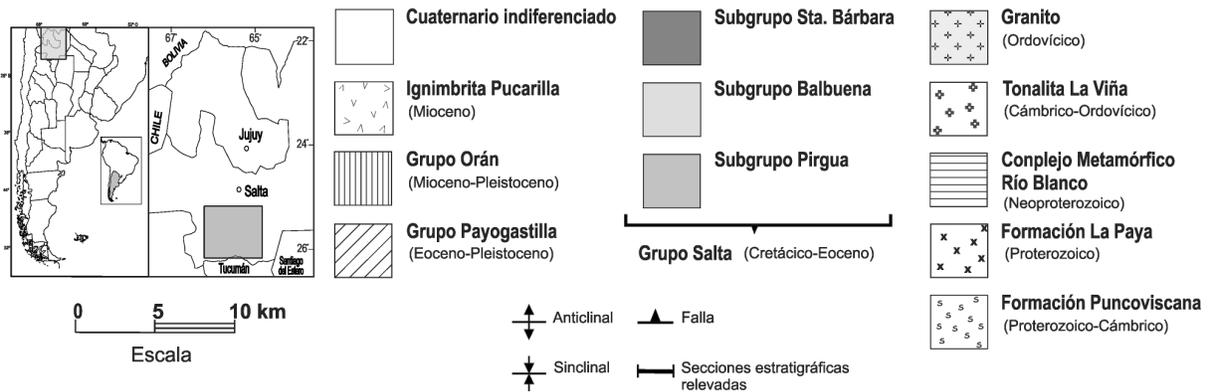
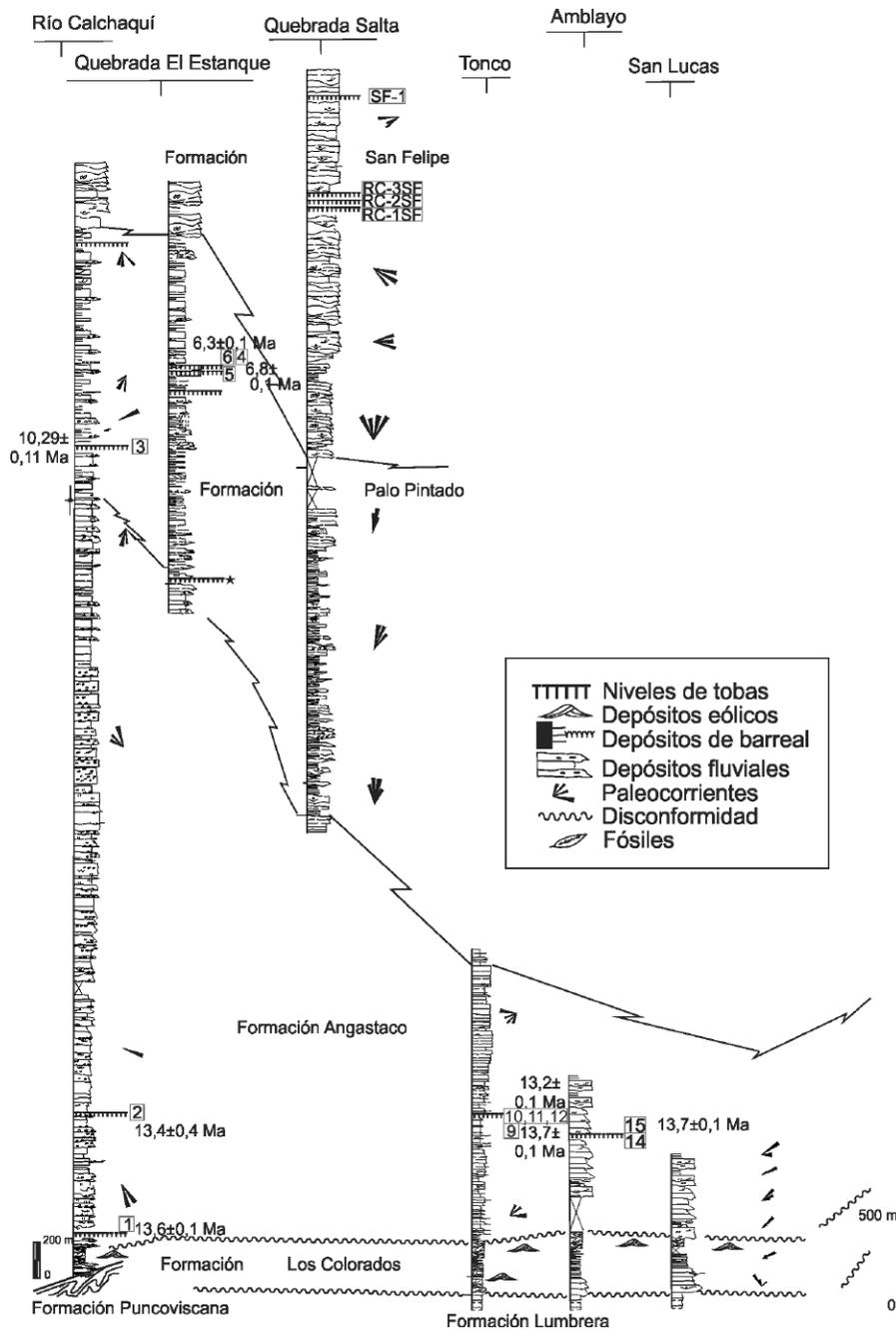


Figura 1: Mapa geológico de la región de los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, provincia de Salta. Modificado de Hongn y Seggiaro (2001) y Salfity y Monaldi (2006).



**Figura 2:** Secciones relevadas del Grupo Payogastilla en la zona de los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo- su correlación. En recuadro están consignadas las muestras de tobas estudiadas.

y hacia el techo, otro nivel piroclástico en  $5,27 \pm 0,28$  Ma (U/Pb, zircón; Coutand *et al.* 2006) y  $5,98 \pm 0,32$  Ma (U/Pb, zircón; Bywater-Reyes *et al.* 2010). Otros dos niveles de cenizas provenientes de la sección levantada en la quebrada El Estanque (Fig. 2) arrojan edades de  $6,8 \pm 0,1$  Ma y  $6,3 \pm 0,1$  Ma (U/Pb, zircón) respectivamente (Galli *et al.* 2012b). La Formación Palo Pintado está constitui-

da por ciclos grano y estratodecrecientes de conglomerados matriz soporte, areniscas cuarzosas y sublíticas, que culminan con niveles de pelitas verdes, marrones y grises, interpretados como sistemas fluviales sinuosos areno-gravoso, con desarrollo de lagunas y pantanos (Galli *et al.* 2011b, Galli y Reynolds 2012). Los depósitos cuspidales del Grupo Payogastilla, representados por la Forma-

ción San Felipe, afloran en el sector sureste del valle Calchaquí, adonde alcanzan un espesor mayor a 600 m, cubriendo en forma concordante y neta a la Formación Palo Pintado. Esta Formación está constituida por conglomerados muy gruesos granosoposte, con clastos imbricados y en menor proporción por areniscas y pelitas, que han sido interpretados como depósitos de abanico fluvial entrelazado que grada a un sistema fluvial entrelazado gravoso profundo (Galli y Reynolds 2012).

## REGISTROS PIROCLÁSTICOS DEL GRUPO PAYOGASTILLA

### Métodos y estudios realizados

Se muestrearon y analizaron desde el punto de vista textural, petrográfico y geoquímico los niveles de cenizas registrados en seis secciones estratigráficas del Grupo Payogastilla, relevadas en detalle a escala 1:500 (Galli *et al.* 2013) en el río Calchaquí (desde la quebrada Los Colorados hasta la quebrada San Lucas), incluyendo las quebradas El Estanque, Salta, Tonco y Amblayo (Figs. 1 y 2).

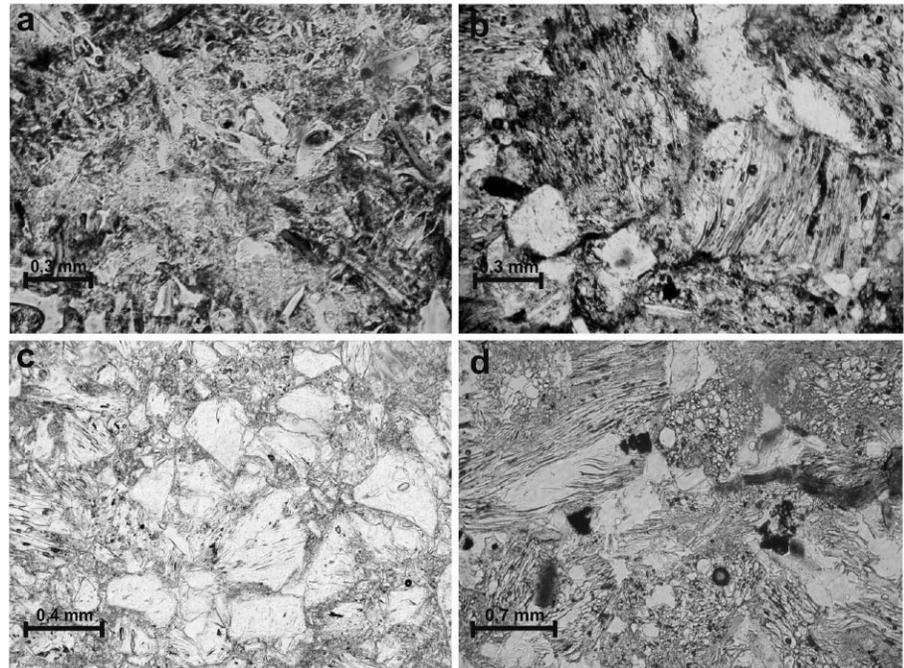
Dichos niveles piroclásticos están representados por cenizas finas a lapillíticas blanquecinas las que conforman bancos de 20 cm a excepcionalmente 1,5 m de espesor, de base neta y techo neto a transicional. Dentro de ellos se reconocen bancos cuyas características deposicionales indican su posible carácter primario: depósito de caída (*air-fall*), pudiendo ser homogéneos, carentes de estructura interna o con estratificación gradada normal y en algunos casos reversa. Dichos bancos pueden presentarse asociados a niveles con evidencias de resedimentación sineruptiva (según el criterio de McPhie *et al.* 1993). Estos últimos corresponden a unidades sedimentarias composicionalmente uniformes o que muestran cambios sistemáticos, estratos con estructuras que indican una rápida deposición (combinación de flujo en masa, flujo hiperconcentrado o corrientes de tracción), así como dominio de clastos juveniles texturalmente no modificados, escasez o ausencia de líticos y homogeneidad en sus fenocrista-

les. A estos bancos suelen asociarse niveles que muestran evidencias de retrabajo post-eruptivo y resedimentación con la consecuente mezcla sedimentaria.

Dadas las características de los depósitos, se realizó en primera instancia un cuidadoso análisis en el campo, a fin de su ulterior muestreo, seleccionando así los bancos cuyas características deposicionales fueran indicadoras de su posible carácter primario o bien de resedimentación sineruptiva, con ausencia de indicadores de mezcla sedimentaria resultado del retrabajo de niveles de cenizas previamente litificados. A continuación se procedió a un estudio petrográfico detallado bajo lupa y al microscopio, sobre secciones delgadas. Se analizaron sus características texturales y seleccionaron aquellas muestras libres de alteración y carentes de mezcla de sus fases minerales, como de componentes líticos. Así seleccionadas las muestras se analizaron geoquímicamente (mayores y trazas) mediante fluorescencia de rayos X (FRX) y activación neutrónica (INAA). Los análisis mediante FRX (mayores y trazas) fueron obtenidos en el laboratorio del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy con un equipo Rigaku FX 2000 con tubo de Rh. Molidas y homogeneizadas las muestras fueron fundidas con tetraborato de Li en el caso de los elementos mayores. Las determinaciones de Ba, Sr, Rb, Zr, Nb Hf, Y, Th y U fueron realizadas sobre pellets de polvo de roca aglutinados con metacrilato de metilo y prensadas a 20 tn. Las condiciones de operación fueron 50 Kv y 45 mA. Elementos mayores y traza fueron analizados por el método empírico usual, preparando curvas de calibrado con patrones del US Geological Survey y Japan Geological Survey y comparando la muestra con dichas curvas. Los análisis mediante Activación neutrónica (INAA) fueron realizados en la Universidad de Cornell, siguiendo los métodos y utilizando los patrones descriptos en Kay *et al.* (1987).

### Petrografía

Los niveles de tobas estudiados se caracterizan por sus texturas vitroclásticas, mostrando trizas de vidrio, con tamaños de



**Figura 3:** Fotomicrografías de secciones delgadas, sin analizador, de tobas del Grupo Payogastilla con sus variaciones texturales. a) Textura vitroclástica mostrando trizas de vidrio con pared de burbuja, inmersas en mesostasis vítrea fina. b) Se destacan fragmentos de pómez de texturas principalmente tubulares, aphyric o con escasos fenocristales de plagioclasa. c) Textura vitroclástica con trizas ecuanes con vesiculación escasa a nula, inmersas en mesostasis vítrea fina. d) Lapillita constituida por fragmentos vítreos vesiculados, tanto con vesículas ovoidales como tubulares, aphyric o con escasos fenocristales de plagioclasa y biotita, inmersos en escasa matriz de finas trizas.

0,05-0,40 mm, con pared de burbuja, con vesículas ovoidales o tubulares (ver Fig. 3a) y en contados casos del tipo ecuanes con vesiculación escasa a nula (ver Fig. 3c), inmersas en mesostasis vítreas finas. En algunos casos participan fragmentos de pómez (1,2-0,7 mm de diámetro), los que son aphyric o incluyen escasos fenocristales (ver Fig. 3b). Existen niveles lapillíticos caracterizados por la abundancia de fragmentos vítreos vesiculados, tanto con vesículas ovoidales como tubulares con tamaños de 2-3 mm, aphyric o con escasos fenocristales (2-5%), inmersos en escasa matriz (5-10%) de finas trizas (ver Fig. 3d). Los niveles muestreados en la Formación Angastaco corresponden, en base a su proporción de cristales, vitroclastos y líticos (según clasificación de Pettijohn 1957 y Schmid 1981), a tobas vítreas ricas en cristales o vitrocrystalinas (con 20-30% de cristales, carentes de líticos a <2%) y en menor proporción a tobas vítreas (con 1-10% de cristales). En el caso de la Formación Palo Pintado dominan las tobas vítreas (con 1-5% de cristales, carentes

de líticos o < 1%) y excepcionalmente se observan niveles de tobas vitrocrystalinas (20-25% cristales y <2% líticos). En la Formación San Felipe son tobas vítreas finas (0,05-0,10 mm de diámetro) con 2-5% de cristales o constituyen lapillitas con fragmentos vítreos vesiculados, tanto con vesículas ovoidales como tubulares, con tamaños de 2-3 mm, con escasos fenocristales (2-10%), inmersos en una matriz vitroclástica fina, muy escasa.

Los fenocristales, generalmente angulosos, están representados en la tobas de la Formación Angastaco por la asociación andesina a oligo-andesina, cuarzo, hornblenda, biotita y escaso piroxeno y como accesorios: titanita, magnetita zircón y apatita. Las tobas de la Formación Palo Pintado están caracterizadas por la asociación: oligoclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y como accesorios piroxeno, magnetita, zircón y menor titanita. En el caso de la Formación San Felipe están presentes oligo-andesina, cuarzo, biotita, teniendo la hornblenda carácter accesorio, junto a apatita, magnetita, zircón y titanita.



Los fragmentos líticos, muy escasos, están representados por rocas del basamento (agregados cuarzo-sericíticos, sericíticos, cuarzo feldespáticos) y pastas volcánicas.

### Caracterización geoquímica

En los niveles de cenizas muestreados del Grupo Payogastilla se realizaron análisis geoquímicos (mayores y trazas) sobre muestras de roca total, mediante fluorescencia de rayos X (FRX) y activación neutrónica (INAA), a fin de observar su comportamiento como potenciales trazadores geoquímicos (niveles guía geoquímicos). Si bien en las muestras de cenizas de los depósitos de caída, su contenido de fenocristales puede estar modificado por selección atmosférica, se intentó analizar, para su caracterización y posterior correlación, niveles alojados en secciones de ajustado encuadre estratigráfico, acotadas por dataciones radimétricas y aflorantes en una región delimitada, la de los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo.

Los análisis geoquímicos realizados mediante FRX y INAA se consignan en la Cuadro 1. En dichos análisis las relaciones Na/Fe determinadas mediante FRX y INAA han mostrado concordancia, así como las concentraciones en Ba, Hf, Th y U. Cuando los contenidos en Sr mostraron diferencias entre ambos métodos se reportaron los análisis obtenidos mediante FRX. La precisión de los resultados mediante INAA, basada en la réplica de los análisis de los patrones internos, ha sido de 2-5% (2 sigma) para la mayoría de los elementos y 10% para Sr, Nd, Ni a bajas concentraciones.

Considerando que parte de las muestras presentan un elevado LOI, se ha optado para su análisis y caracterización, por el uso de elementos inmóviles. De esta forma para la clasificación de los distintos tipos de tobas del Grupo Payogastilla se ha utilizado el diagrama  $Zr/TiO_2$  versus Nb/Y (Fig. 4a), según Winchester and Floyd (1977). Este diagrama delimita los campos de las rocas volcánicas, usando la relación  $Zr/TiO_2$ , como índice de diferenciación y Nb/Y como índice de alcalinidad. En dicho diagrama las tobas de la Formación Angastaco se distribuyen

en los campos de las riodacitas-dacitas, ingresando en él de las traquiandesitas y andesitas. Mientras tanto las tobas de las formaciones Palo Pintado y San Felipe se encuadran dentro de las traquiandesitas con ligero pasaje, en el caso de aquellas de la Formación San Felipe, al campo de las riodacitas-dacitas.

Los elementos traza de las tobas del Grupo Payogastilla muestran características distintivas, como enriquecimiento relativo en elementos LIL (Cs a K) y tierras raras livianas (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Además, presentan picos negativos en Nb, Ta y Ti, indicativos de grados variables de empobrecimiento de los HFSE elementos, típico de magmas de arco y anomalías positivas en Th y U, componentes característicos de la corteza continental. Por otra parte, se observan picos negativos en Ba reflejando bajo enriquecimiento en elementos transportados en fluidos desde la placa, así como la posible pérdida de Ba durante fraccionamiento de feldespato alcalino, particularmente en los representantes más evolucionados (Fig. 4b). Parte de las características señaladas pueden también estar influenciadas por contaminación cortical.

Las relaciones Sm/Yb marcan claras diferencias entre las tobas del Grupo Payogastilla, con un enriquecimiento creciente en HREE, desde aquellas de la Formación Angastaco (Sm/Yb=1,6-2,4) a las de la Formación Palo Pintado (Sm/Yb=3,9-4,1), alcanzándose las mayores relaciones en las registradas en la Formación San Felipe (Sm/Yb=4,0-5,6) (Fig. 4c, d y e). Este incremento en las relaciones Sm/Yb puede ser explicado por cambios desde clinopiroxeno a anfíbol y a granate (Sm/Yb>4) como fases minerales residuales en la fuente, consistente con evoluciones magmáticas a profundidades crecientes. Mientras tanto los contenidos en LREE (La/Sm=4,0-6,2) son similares (Figs. 4c, e), pudiendo indicar grados de fusión semejantes en la fuente y/o fuentes similares, como podría aplicarse en el caso de las Formaciones Palo Pintado y San Felipe, las que presentan análogas relaciones Ba/La y La/Ta (ver Fig. 4f).

Por otra parte, el Sr como el Ba se suman como elementos discriminantes. Así se observan valores altos en Sr en los representantes de la Formación Angastaco (Sr=1533-504), los que contrastan con los de la Formación Palo Pintado (Sr=290-331) y Formación San Felipe (Sr=227-335). Los mayores contenidos en Ba se registran en los representantes de la Formación Angastaco (Ba=509-910), decreciendo en las formaciones Palo Pintado (Ba=290-321) y San Felipe (Ba=227-335). Las relaciones Ba/La 16-28 y La/Ta=16-31 de las tobas de la Formación Angastaco (ver Fig. 4f) estarían reflejando, por su parte, filiación de arco moderada, así también lo indican, en el caso de la Formación Palo Pintado y Formación San Felipe, sus respectivas relaciones La/Ta=21-24 y La/Ta=19-35. No sucede lo mismo con la relación Ba/La, denotando un probable empobrecimiento en Ba como reflejo del fraccionamiento de feldespato. Las relaciones Th/La serían, por otra parte, potenciales indicadores de una mayor contaminación cortical en el caso de los representantes de la Formación San Felipe, en contraposición con los de las Formaciones Angastaco y Palo Pintado (Fig. 5a). Las crecientes relaciones Ce/Yb observadas en la Fig 5b, desde las correspondientes a las tobas de la Formación Angastaco, pasando por las de la Formación Palo Pintado a las de la Formación San Felipe, son consistentes con lo observado a través de las relaciones Sm/Yb (Figs. 4d, e). Ambas relaciones pondrían en evidencia cambios desde clinopiroxeno a anfíbol y a granate, como fases minerales residuales en la fuente, siendo aplicables para discriminar entre los tres grupos de tobas. Por otra parte las menores relaciones Ta/Yb, observadas en dicha figura 5b, reflejarían una filiación de arco creciente hacia las tobas de la Formación Angastaco.

Las características geoquímicas así determinadas para los registros piroclásticos presentes en las formaciones del Grupo Payogastilla, han permitido discriminar entre ellos, como se evidencia en las figuras 4b, c, d, e, f y 5a y b, resultando muy útiles a aplicar en dichas tobas, a fin de su

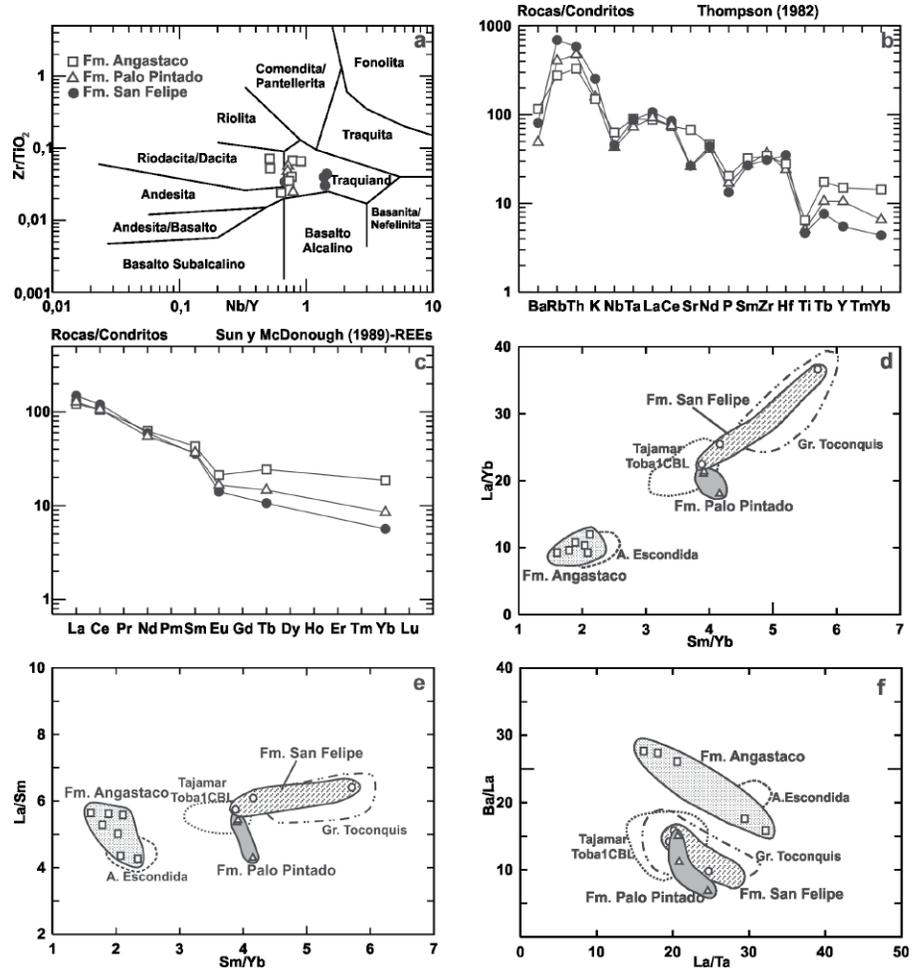
uso como trazadores estratigráficos dentro del área de estudio.

### POTENCIALES CENTROS EMISORES

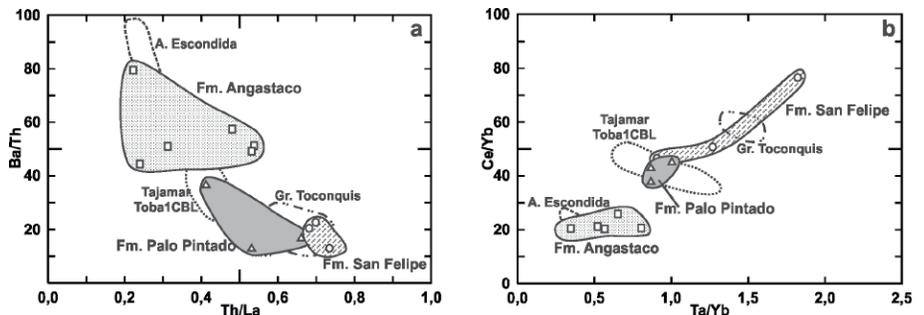
En el lapso 17-12 Ma tuvo lugar la erupción de una serie de ignimbritas (e.g. Valle Ancho 15,3 Ma (K-Ar, hornblenda), de la región de Ojos de Maricunga 15,8 Ma (K-Ar, roca total), La Ola 16 Ma (K-Ar, biotita), Pajonales 16,5-15 Ma (K-Ar, roca total), Plato 13,5-12,6 Ma (K-Ar, biotita), Agua Escondida 13,5 Ma, Grande 12,3-11 Ma, las cuales han sido emitidas a través de centros caldéricos ubicados en el segmento 25°30'O y 26°30'O, como los de la Faja de Maricunga o aquellos localizados en áreas fronterizas entre Argentina-Chile (Kay *et al.* 1994, 2013, Mpodozis *et al.* 1995, Schnurr *et al.* 2007). Dichos centros distan del área de afloramiento de la Formación Angastaco, con sus registros de tobas, aproximadamente 250-300 km al oeste (Fig. 6).

Las edades reportadas para niveles de tobas de la Formación Angastaco de 13,4±0,4 Ma <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, biotita (Grier 1990) y 13,7 ± 0,1 Ma, 13,6 ± 0,1 Ma U/Pb, zircón (Galli *et al.* 2012a) coinciden con el episodio de actividad pliniana de dichos centros caldéricos, ubicados directamente al oeste, detrás del arco volcánico para esos tiempos.

Teniendo como base los datos geoquímicos para ignimbritas de la región de la Puna y su borde occidental en la región de Atacama (Chile), determinados por distintos autores (Coira *et al.* 1993, Kay *et al.* 1994, Mpodozis *et al.* 1995, Ort *et al.* 1996, Coira y Kay 1999, Kay *et al.* 1999, 2013, Kraemer *et al.* 1999, Petrinovic *et al.* 1999, Lindsay *et al.* 2001, Siebel *et al.* 2001, Schnurr *et al.* 2007, Soler *et al.* 2007, Caffè *et al.* 2008, Guzmán 2009, Montero López 2009, Kay *et al.* 2010, Folkes *et al.* 2011, Salisbury *et al.* 2011, Kay *et al.* 2011 y referencias allí citadas), se procedió a la selección de potenciales centros emisores considerando la edad, localización, mineralogía, y parámetros geoquímicos, estos últimos sobre la base de elementos inmóviles y sus relaciones.



**Figura 4:** Geoquímica de tobas del Grupo Payogastilla (véase Cuadro 1). a) Diagrama Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y según Winchester y Floyd (1977). b) Diagrama extendido de elementos traza normalizados a condrito (Thompson 1982) de muestras de tobas representativas de las formaciones Angastaco, Palo Pintado y San Felipe. c) Diagrama extendido de tierras raras normalizadas a condrito (Sun y McDonough 1989) de muestras representativas. d) y e) Relaciones La/Yb versus Sm/Yb y La/Sm versus Sm/Yb. f) Diagrama Ba/La versus La/Ta.



**Figura 5:** a) Diagrama Ba/Th versus Th/La. b) Diagrama Ce/Yb versus Ta/Yb.

Cabe ser aclarado aquí, que si bien la base de datos geoquímicos de los principales centros con importante actividad pliniana, de las regiones aledañas al área de estudio, se ha incrementado notoriamente en

los últimos 20 años, aún no se cuenta con el suficiente detalle que garantice la total representación de los eventos de vulcanismo explosivo, a los que pudieran estar asociados los registros piroclásticos alo-

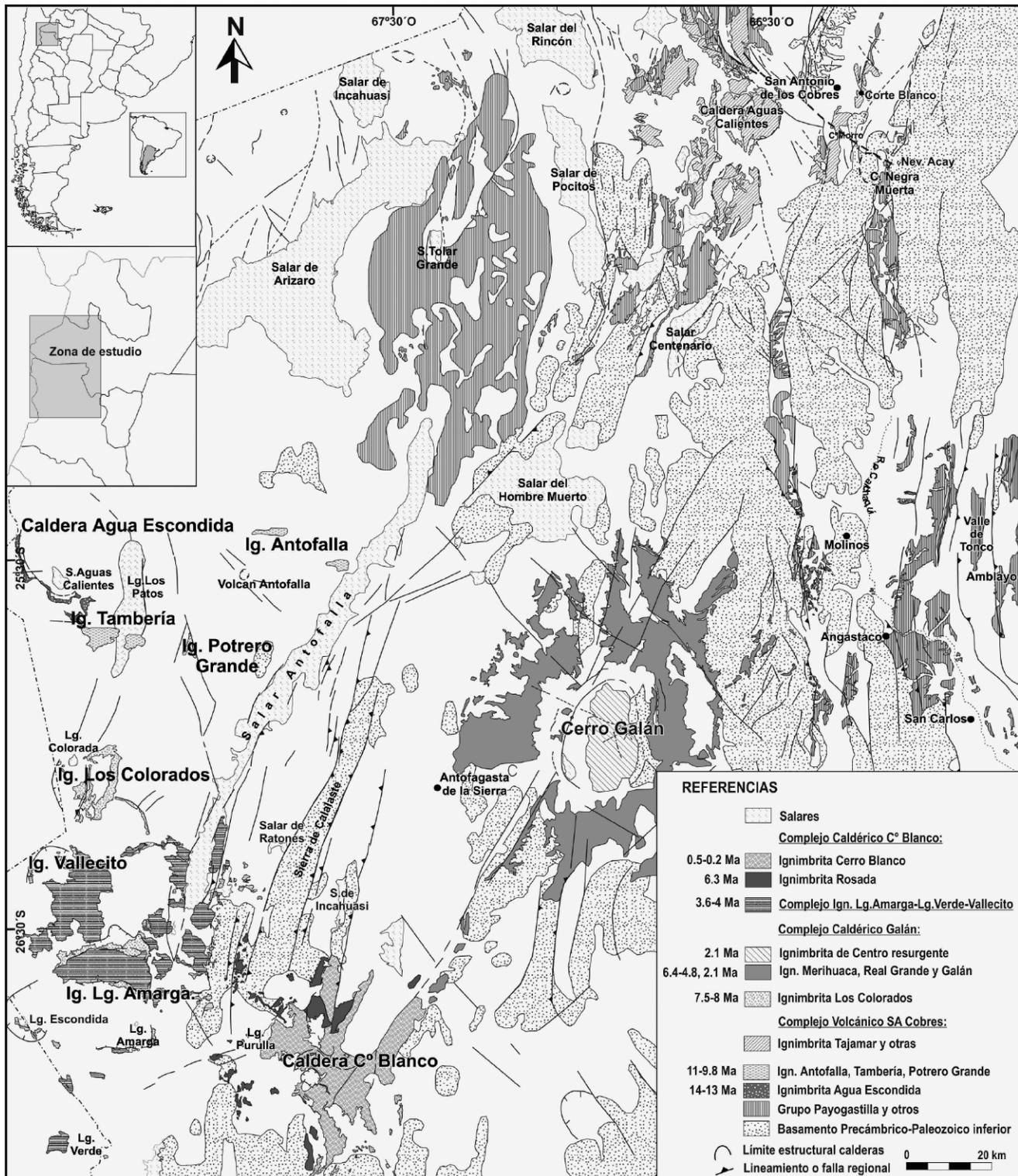


Figura 6: Mapa con los principales centros volcánicos con registros de actividad pliniana-subpliniana durante el Cenozoico superior -posibles centros emisores- junto a los afloramientos en el área de estudio del Grupo Payogastilla con sus registros piroclásticos. Modificado de Blasco y Zappettini (1996), Hongn y Seggiaro (2001) y Kay et al. 2010.

jados en secuencias sedimentarias cenozoicas, como los aquí estudiados. A pesar de ello, disponiendo de la base actual de

datos, se ha intentado delinear potenciales centros emisores. De este análisis surge que, un grupo de las tobas estudiadas

menos diferenciadas de la Formación Angastaco muestran coincidencias de edad, mineralogía y características geoquímicas

**CUADRO 2:** Análisis elementos mayores y trazas. Potenciales centros volcánicos emisores.

Unidad	Ign. Agua Escondida	Ign. Agua Escondida	Ign. Tajamar	Ign. Tajamar	Ign. Olacapato	Ign. Olacapato	Toba 1 Corte Blanco	Ign. Merihuaca Media-Sup	Ign. Pitas	Ign. Real Grande	Ign. C°Blanco	Ign. Cueva Negra
Muestra	M.600	SAF 130	B006	B007	P86-74	89119	941230	SAF330p1	SAF316	SAF317	SAF334	SAF362
SiO <sub>2</sub>	60,23	58,23	66,36	59,41		65,56	66,37	69,55	66,08	67,05	67,87	67,52
TiO <sub>2</sub>	0,99	1,04	0,67	0,95		0,68	0,69	0,54	0,60	0,59	0,57	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,33	16,91	16,08	15,61		15,96	16,51	15,60	16,70	16,95	16,28	15,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,89	6,30	4,34	5,74	4,42	4,31	4,37	2,68	2,93	2,89	3,11	3,47
MnO	0,09	0,10	0,08	0,09		0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05
MgO	1,96	3,57	1,40	4,68		1,84	2,19	1,06	1,34	1,26	1,32	1,31
CaO	5,50	6,25	3,74	6,28		4,00	3,21	2,61	3,11	3,06	3,28	2,86
Na <sub>2</sub> O	4,27	3,20	3,07	3,09	3,00	3,14	2,38	3,35	3,45	3,51	3,70	3,48
K <sub>2</sub> O	2,70	2,26	3,84	2,82		3,73	3,50	4,58	4,05	4,12	3,61	4,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,29	n.d.	n.d.		0,24	0,25	0,20	0,19	0,19	0,20	0,20
Total	100,24	98,16	99,58	98,67		99,51	99,51	100,23	98,48	99,66	99,98	99,82
LOI	0,63	0,94	n.d.				n.d.	2,03	1,70	1,66	2,34	1,65
La	29,6	23,2	42,3	41,6	39,5	46,68	32,8	38,7	49,4	43,0	29,2	55,7
Ce	63,1	52,6	82,1	80,0	76,2	87,70	63,6	81,5	102,9	94,8	63,3	121,5
Nd	30,6	27,1	35,4	31,8	27,7	34,85	27,69	36,7	38,9	32,7	29,5	49,6
Sm	6,50	4,91	6,40	6,60	6,64	6,63	5,37	7,59	7,42	7,01	6,30	9,22
Eu	1,52	1,16	1,28	1,41	1,18	1,47	1,22	1,03	1,19	1,14	1,03	1,19
Tb	0,848	0,679	0,771	0,716	0,695	0,72	0,63	0,573	0,663	0,680	0,483	0,468
Yb	2,69	2,25	1,73	1,67	1,82	1,94	1,7	1,38	1,25	1,21	1,159	1,57
Lu	0,390	0,324	0,252	0,232	0,239	0,27	0,27	0,172	0,134	0,135	0,149	0,209
Y	18	25	n.d.	n.d.	n.d.	20,5	17,1	14	15	14	13	15
Rb	98	64	n.d.	n.d.	n.d.	177	171	237	219	220	202	137
Sr	478	335	n.d.	n.d.	371	344	240	302	340	286	349	342
Ba	618	515	692	733	694	689	433	582	464	461	531	616
Cs	3,2	2,1	16,2	72,8	7,9	n.d.	11,5	16,7	12,7	12,4	18,5	19,1
U	1,8	2,3	5,2	4,1	5,9	n.d.	5,14	11,0	8,3	8,7	10,3	10,8
Th	6,1	6,2	16,1	12,2	15,5	n.d.	13,3	22,7	24,9	21,7	16,7	32,0
Hf	5,3	4,5	4,4	4,4	4,7	n.d.	4,32	5,4	5,1	5,0	4,9	6,5
Zr	181	168	n.d.	n.d.	nd.	166	149	175	212	209	162	213
Nb	9	10	n.d.	n.d.	nd.	18,4	15,6	14	15	15	13	15
Ta	0,9	0,8	1,8	14,9	1,8	nd.	1,83	1,9	1,5	1,4	1,9	1,9
Sc	16,3	18,1	12,1	1,3	11,3	n.d.	0	5,4	5,4	5,2	6,2	7,5
Cr	2	23	71	201	72	80	33,6	11	16	16	14	20
Ni	6	27	29	55	28	27	17,3	10	6	6	1	9
Co	18	23	n.d.		13		n.d.	6	6	6	51	28
	Coira y Kay (inérito)	Coira y Kay (inérito)	Kay <i>et al.</i> (2010)	Petrinovic <i>et al.</i> (1999)	Kay <i>et al.</i> (2010)	Petrinovic <i>et al.</i> (1999)	Petrinovic <i>et al.</i> (1999)	Kay <i>et al.</i> (2011)				

con los de la Ignimbrita Agua Escondida (Coira y Kay 1999) datada en  $13,5 \pm 1,5$  Ma K/Ar roca total (Coira y Pezzutti 1976), lo que respalda dicha potencial correlación. La mineralogía de la Ignimbrita Agua Escondida, representada por: andesina, cuarzo, biotita y hornblenda, y como accesorios: titanita, magnetita zircón y apatita, es similar a la observada en las tobas de la Formación Angastaco. Los parámetros geoquímicos de la Ignimbrita Agua Escondida muestran cercanas coincidencias, particularmente con los de las

tobas menos diferenciadas de la Formación Angastaco (ver Cuadros 1 y 2 y Figs. 4d, e, fy 5a, b). Se observan discrepancias en sus contenidos algo inferiores en Ba, Sr y Th, los que podrían estar indicando variaciones en el contenido de fases cristalinas como feldespatos y accesorios como zircón.

Aplicando para las tobas de la Formación Palo Pintado un criterio similar al usado en el caso de la Formación Angastaco, se han analizado aquellos centros con sus productos ignimbriticos, los que han si-

do activos en el lapso 10-6 Ma en la Puna y su borde occidental en territorio chileno. Dentro de dicho lapso las emisiones ignimbriticas más tempranas están representadas, en Puna S, por las ignimbritas: Trinchera 10-11 Ma (K-Ar, biotita), Pedernales 10,7 Ma (K-Ar, vidrio), Tambería 9,8-10,3 Ma (K-Ar, biotita, vidrio), Antofalla 10,3-11,7 Ma (Ar-Ar, plagioclasa), Potrero Grande 9,8-9 Ma (Ar-Ar, plagioclasa, biotita), Cajeros 8,4-8,2 Ma (K-Ar, vidrio, biotita) (Siebel *et al.* 2001), Las Papas 9,24 Ma (Ar-Ar, biotita), Aguada

Alumbrera 7,14 Ma (Ar-Ar, hornblenda) (Montero López 2009); Los Colorados 7,5-7,9 Ma (Kay *et al.* 1999, K-Ar, biotita), Ignimbrita Rosada 6,3-8,1 Ma (Kraemer *et al.* 1999 y Kay *et al.* 2006, K-Ar, biotita; Montero López 2009, Ar-Ar, biotita,) y Blanca, Merihuaca Inferior 6,4-5,6 Ma (Sparks *et al.* 1985, K-Ar, biotita, Folkes *et al.* 2011, Ar-Ar, biotita), en el borde occidental en territorio chileno: Copiapó y Negro Francisco 10-11 Ma, Jotabeche 6 Ma (Kay *et al.* 1994, K-Ar, biotita), y en Puna central: Tajamar 10,2-10,7 Ma, Olacapato 9,8 Ma, Pastos Grandes 10 Ma, Abra Gallo 10,2 Ma, Acay 9- 9,5 Ma, Toba1 de Corte Blanco 7,1 Ma, Morro II 6 Ma (Petrinovic *et al.* 1999, K-Ar, biotita). A través de dicho análisis se ha comprobado que para el episodio registrado en la Formación Palo Pintado de 10,29 Ma, la Ignimbrita Tajamar, redefinida por Petrinovic *et al.* (2010) incluyendo las ignimbritas Olacapato y Abra del Gallo, emitida a los 10,3 Ma, es la que muestra mayores coincidencias de sus características mineralógicas y geoquímicas. Su mineralogía representada por andesina-oligoclasa, biotita, hornblenda, cuarzo y como accesorios, apatita, magnetita y zircón es similar a la observada en las tobas inferiores de la Formación Palo Pintado. Los parámetros geoquímicos de la Ignimbrita Tajamar muestran coincidencias, aunque parciales con los de las tobas inferiores de la Formación Palo Pintado, como se evidencia en las relaciones Ba/Th *versus* Th/La y Ba/La *versus* La/Ta, así como en las relaciones La/Sm *versus* Sm/Yb. En este último caso, denotando un enriquecimiento relativo de las LREE, el que podría estar controlado por un mayor contenido en fases cristalinas como feldespato y accesorios como apatita y hacia menores relaciones Sm/Yb, controladas por fases residuales (ver Figs. 4e, f y 5a).

La Ignimbrita Tajamar habría sido emitida a partir de la caldera Cerro Aguas Calientes localizada (24°15'S-66°30'O) en las inmediaciones del sistema transcurrente Calama-Olacapato-El Toro, distante 120 km al NO de los afloramientos de la Formación Palo Pintado en la región de estudio. Por otra parte, las tobas de la sección me-

dia de la Formación Palo Pintado de 6,30 ± 0,06-6,80 ± 0,06 Ma (Galli *et al.* 2012b), analizadas en relación a representantes contemporáneos de la Puna y borde occidental, citados precedentemente, muestran coincidencias geoquímicas, aunque parciales, con la Toba1 de Corte Blanco, asignable con dudas al Complejo Volcánico Negra Muerta, aflorante en proximidad al sistema transcurrente Calama-Olacapato-El Toro (ver Cuadros 1 y 2 y Figs. 4d, e, f y 5a y b). Caben aquí las mismas observaciones realizadas para el caso de la Ignimbrita Tajamar, en cuanto a la dispersión de valores y sus tendencias.

De lo anterior se concluye que los registros piroclásticos de la Formación Palo Pintado estarían indicando una potencial proveniencia del NO, desde de la Cadena volcánica tectónicamente controlada por el sistema transcurrente Calama-Olacapato-El Toro, particularmente activa en el lapso 10-7 Ma.

Los registros piroclásticos en la Formación San Felipe han sido datados en 5,17, 4,04, 3,28 Ma (Bywater-Reyes *et al.* 2010, U/Pb, zircón) y hacia su techo en 2,3 Ma (Carrapa *et al.* 2011, U/Pb, zircón). Siguiendo un criterio similar al usado arriba, se ha analizado aquellos centros ignimbriticos que han sido activos en el lapso 5-3 Ma en la Puna y su borde occidental en territorio chileno. Dentro de ellos se encuentran las emisiones ignimbriticas en Puna S y borde occidental: Parinas: 5,1 Ma, León Muerto: 5Ma, Laguna Verde: 3,6 Ma (Mpodozis *et al.* 1996, K-Ar, biotita), La Amarga: 5,1 Ma (Kay *et al.* 2010, K-Ar, biotita); Los Patos: 3,2 Ma, Caballo Muerto: 5,6-5 Ma, Archibarca: 3,6 Ma, (Kraemer *et al.* 1999, Siebel *et al.* 2001, Schnurr *et al.* 2007, K-Ar, biotita); Blanco, 6-6,4 Ma, Merihuaca: 5,6-5,4 Ma, Pitas 5,05-4,84 Ma, Real Grande: 4,68 Ma, Cuevas 3,77 Ma (Sparks *et al.* 1985, K-Ar, biotita, Folkes *et al.* 2011, Ar-Ar, biotita). De dicho análisis ha sido posible comprobar que las ignimbritas del Grupo Toconquis (Blanco, Merihuaca, Pitas y Real Grande), así como la Ignimbrita Cuevas, emitidas desde la Caldera del Cerro Galán entre 5,6 y 3,77 Ma, dentro del lapso temporal de los niveles de tobas registra-

dos en la Formación San Felipe, muestran las mayores coincidencias en sus características mineralógicas y geoquímicas con dichas tobas. La mineralogía de sus fases cristalinas son similares, representadas por: oligo-andesina cuarzo, biotita, y como accesorios hornblenda, apatita, óxidos de Fe y Ti, titanita y zircón. Asimismo sus características geoquímicas son concordantes en gran medida (véase Cuadros 1 y 2 y Figs. 4d, e, f y 5a y b).

Las ignimbritas del Grupo Toconquis e Ignimbrita Cueva Negra han sido emitidas desde la caldera del Cerro Galán, (67°00'S 26°00'O), potencial fuente, distante 100 km al ENE de región estudio.

La edad determinada en una toba cuspidal de la Formación San Felipe, en 2,3 Ma (Carrapa *et al.* 2011), podría corresponder a la reactivación de la Caldera del Cerro Galán a los 2,13-2,06 Ma (Ar/Ar, sanidina; Kay *et al.* 2011) 2,56Ma (Ar/Ar, biotita; Folkes *et al.* 2011), si bien no se cuenta con sus datos geoquímicos como para analizar dicha posibilidad.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los estudios realizados sobre los niveles de tobas del Grupo Payogastilla, en los que se han combinado parámetros texturales, mineralógicos y geoquímicos de las mismas, han permitido discriminar distintos grupos de muestras con características afines, en correspondencia con los episodios piroclásticos registrados en las distintas formaciones del Grupo Payogastilla. De esta forma se ha podido reconocer a dichos niveles de tobas como trazadores cronoestratigráficos a utilizar en la región.

Sus características geoquímicas han sido de sustancial importancia al momento de dicho análisis discriminatorio, al mismo tiempo que han sido de gran utilidad en el análisis de sus potenciales grandes centros emisores. El análisis de estos últimos realizado contando con la base de datos radimétricos, petrográficos y geoquímicos existentes en la bibliografía para ignimbritas de la región de la Puna y región de Atacama (Chile), permitió postular

como potenciales centros emisores a las calderas Agua Escondida y su ignimbrita determinados para los tiempos de deposición de los representantes menos diferenciados de la Formación Angastaco. La actividad explosiva, registrada en el lapso 10-6 Ma en la Formación Palo Pintado, se la postula potencialmente asociada a la Cadena volcánica tectónicamente controlada por el sistema transcurrente Calama-Olacapato-El Toro, representada principalmente por la Caldera Cerro Aguas Calientes y su Ignimbrita Tajamar y el Complejo Volcánico Negra Muerta, al que se asignaría con dudas la Toba1 de Corte Blanco. Mientras tanto a los registros piroclásticos de la Formación San Felipe se los asocia a la Caldera del Cerro Galán, con la erupción de las ignimbritas del Grupo Toconquis e Ignimbrita Cueva Negra, en el lapso 6,0-3,8 Ma. La dispersión de las cenizas, desde dichos potenciales centros emisores, hacia los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo indicarían, la posible dominancia de vientos provenientes del oeste y noroeste. Para esos tiempos existen indicaciones similares por parte de Hynek (2011), de vientos dominantes desde el noroeste durante la sedimentación de los gruesos depósitos eólicos portadores de tobas de Puerta Corral Quemado (7-5 Ma), en Puna sur. Asimismo Greene (1995) señala en su análisis de las formas de erosión eólica observadas en ignimbritas de la Puna sur, a los 26°30'S, un régimen de vientos provenientes del noroeste desde al menos 2 Ma, tiempo de registro de los niveles cuspidales de la Formación San Felipe. El Grupo Payogastilla, con sus registros piroclásticos, representa una excelente fuente de información de los eventos volcánicos explosivos registrados durante el Cenozoico en el ámbito de la Puna y su borde occidental, en la región de Atacama (Chile). Las edades reportadas para niveles de tobas de la Formación Angastaco, en el lapso 15-13 Ma, se encuadran dentro del episodio de actividad pliniana de 17-12 Ma de centros caldéricos emplazados detrás del arco volcánico para esos tiempos, directamente al oeste de los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo.

Los registros plinianos reconocidos en la Formación Palo Pintado muestran correspondencia con el evento volcánico explosivo acaecido en el lapso 10-6 Ma, a lo largo de la Cadena Volcánica asociada al sistema transcurrente Calama-Olacapato-Toro, evento presente en otros sectores de la Puna. Por otra parte los niveles piroclásticos de la Formación San Felipe, datados en el lapso 5-2 Ma, se corresponden con los importantes eventos volcánicos explosivos acaecidos después de los 7 Ma, cuando se producen cambios mayores en el magmatismo y estilo de deformación en el arco y retroarco a la latitud de Puna S (Kay y Coira 2009), con migración hacia el este del arco frontal y emisión de voluminosas ignimbritas en el lapso 6-3 Ma. Estas últimas estarían representadas por las ignimbritas del Grupo Toconquis, emitidas desde la Caldera del Cerro Galán y por aquellas asociadas a los complejos caldéricos de Los Colorados, Vallecito y la Amarga en la ZVC.

Así también, los niveles piroclásticos cuspidales de la Formación San Felipe podrían corresponderse con el siguiente evento ignimbítico de la Caldera del Cerro Galán, acaecido aproximadamente a los 2 Ma.

De todo lo anteriormente expuesto, surge que los niveles de tobas registrados en el Grupo Payogastilla constituyen herramientas muy útiles como trazadores crono-estratigráficos a aplicar en la región y asimismo son una fuente clave para el análisis de los eventos volcánicos, características composicionales y frecuencia eruptiva de centros volcánicos explosivos de grandes dimensiones de la región de la Puna y margen occidental en la región de Atacama (Chile), activos para esos tiempos.

#### AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido subsidiada por CONICET (PIP 298) y SECTER-UNJu (08/E030 y 08/E033). Agradecemos a Silvia Rosas y Claudio Colarich por su valiosa colaboración con la parte gráfica y de diagramación, así como a Roberto Liquín y Paulino Cachizumba por su apoyo en las tareas de laboratorio.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 755-764, Caracas.
- Blasco, G. y Zappettini, E. 1996. Hoja Geológica 2566-I San Antonio de los Cobres, provincias de Jujuy y Salta. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Boletín 217, 126 p., Buenos Aires.
- Bywater-Reyes, S., Carrapa, B., Clementz, M. y Schoenbohm, L. 2010. Effect of late Cenozoic aridification on sedimentation in the Eastern Cordillera of northwest Argentina (Angastaco basin). *Geology* 38: 235-238.
- Caffe, P.J., Soler, M.M., Coira, B., Onoe, A.T. y Cordani, U.G. 2008. The Granada Ignimbrite: a compound pyroclastic unit and its relationship with Upper Miocene caldera volcanism in the northern Puna. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 464-484.
- Carrapa, B., Trimble, J.D. y Stockli, D.F. 2011. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics* 30: 1-30.
- Coira, B. y Kay, S.M. 1999. Evolución volcánica cenozoica de la región de Agua Escondida-Salar Aguas Calientes-Puna Austral (Andes Centrales 25°30'S). 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 90, Salta.
- Coira, B. y Pezzutti, N. 1976. Vulcanismo cenozoico en el ámbito de Puna catamarqueña (25°30'-25°50' Lat. S y 68°-68°30' Long. O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 33-52.
- Coira, B., Malhburg Kay, S. y Viramonte, J. 1993. Upper Cenozoic Magmatism of The Argentina Puna. *International Geology Review* 35: 677-720.
- Coutand, I., Carrapa, B., Deeken, A., Schmitt, A.K., Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2006. Propagation of orographic barriers along an active range front: insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the intramontane Angastaco basin, NW Argentina. *Basin Research* 18: 1-26.
- Díaz, J. y Malizzia, D. 1983. Estudio geológico y sedimentológico del Terciario Superior del valle Calchaquí (Dpto. San Carlos; Salta). *Bole-*

- tín Sedimentológico 2: 8-28.
- Fisher, R.V. 1964. Maximum size median diameter and sorting of tephra. *Journal of Geophysical Research* 69: 341-355.
- Folkes, C.B., de Silva, S., Wright, H.M. y Cas, R.A.F. 2011. Geochemical homogeneity of a long-lived large silicic system: evidence from Cerro Galán Caldera, NW Argentina. En Cas, R.A.F y Cashman, K. (eds.) *The Cerro Galán Ignimbrite and Caldera: characteristics and origins of a very large volume ignimbrite and its magma system*, *Bulletin of Volcanology*, Special Issue, 73: 1455-1486, New York.
- Galli, C.I. y Reynolds, J. 2012. Evolución paleoambiental del Grupo Payogastilla (Eoceno-Plioceno) en el valle Calchaquí-Tonco, provincia de Salta, Argentina. 13° Reunión Argentina de Sedimentología, Relatorio: 67-80, Salta.
- Galli, C.I., Ramírez, A., Barrientos, C., Reynolds, J., Viramonte, J.G. e Idleman, B. 2008. Estudio de proveniencia de los depósitos del Grupo Payogastilla (Mioceno Medio-Superior) aflorantes en el río Calchaquí, provincia de Salta, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 353-354, San Salvador de Jujuy.
- Galli, C.I., Reynolds J., Anzotegui L.M., Matteini M. y Alvarez, L. 2011a. Paleoambiente del Grupo Payogastilla (Eoceno medio - Mioceno superior), valle El Tonco, provincia de Salta, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1332-1334, Neuquén.
- Galli, C.I., Anzotegui, L.M., Horn, Y. y Morton S. 2011b. 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., Coira, B. y Matteini M. 2012a. New U-Pb zircon ages of volcanic deposit from the Angastaco Formation (middle to upper Miocene) in the Tonco and Amblayo valleys, Salta province, NW Argentina. 8° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), Actas 1, Medellín.
- Galli, C.I., Coira, B. y Matteini M. 2012b. U-Pb zircon ages of volcanic beds from the Upper Miocene Palo Pintado Formation, Salta Province, Argentina: constraints on the timing of sedimentation. 8° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), Actas, 1: Medellín.
- Galli, C.I., Coira, B., Alonso, R.N., Matteini M. y Hauser, N. 2014. El Grupo Payogastilla (Cenozoico) en los valles Calchaquí, Tonco y Amblayo, provincia de Salta, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 26 (en prensa), Tucumán.
- Greene, L. 1995. Eolian Landforms in the Central Andes: Implications for the Long Term Stability of Atmospheric Circulation. M.S. Thesis, Cornell University (inédito), 62 p., Ithaca.
- Grier, M.E. 1990. The influence of the Cretaceous Salta rift basin on the development of Andean structural geometries, NW Argentine Andes. Tesis de maestría, Cornell University, (inédito), 178 p., Ithaca.
- Grier, M.E. y Dallmeyer, R.D. 1990. Age of the Payogastilla Group. Implications for foreland basin development, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 351- 372.
- Guzmán, S. 2009. Petrología y relaciones tectono-magmáticas del Complejo Volcánico cerro Tipillas-Pucarilla, provincia de Salta. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 220p., Salta.
- Hongn, F. y Seggiaro, R. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Boletín 248: 1-87, Buenos Aires.
- Hynek, S.A. 2011. Mio-Pliocene geology of the southern Puna plateau margin, Argentina. Ph.D. Thesis, University of Utah, (inédito), 329 p., Utah.
- Kay, S.M. y Coira, B. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna plateau. En Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W.R. (eds.) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift and Ridge Collision*, *The Geological Society of America Memoir* 204: 229-258, USA.
- Kay, S., Maksiyev, V., Mpodozis, C., Moscoso, R. y Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere; Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29-30.5°S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92: 6173-6189.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Tittler, A. y Cornejo, P. 1994. Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral belt in Chile. *International Geology Review* 36: 1079-1112.
- Kay, S.; Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Neogene Magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). En Skinner, B.J. (ed.) *Geology and ore deposits of the Central Andes*, *Society of Economic Geology Special Publication*, 7: 27-59. Littleton.
- Kay, S.M., Coira, B. y Mpodozis, C. 2006. Late Neogene volcanism in the Cerro Blanco region of the Puna Austral Argentina, (~26.5°S-~67.5°W). 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 499-502, Antofagasta.
- Kay, S.M., Coira, B.L. y Caffè, P.J. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of Puna Plateau ignimbrites in the Central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 81-111.
- Kay, S.M., Coira, B., Wörner, G., Kay, R.W. y Singer, S. 2011. Geochemical, isotopic and single crystal 40Ar/39Ar age constraints on the evolution of the Cerro Galán Ignimbrites. En Cashman, K. y Cas, R. (eds.) *Understanding a supervolcano: the Cerro Galán Caldera and its deposits*, *Northwestern Argentina*, *Bulletin of Volcanology*, Special Issue, 73: 1487-1511. USA.
- Kay, S. M., Mpodozis, C. y Gardeweg, M. 2013. Magma sources and tectonic setting of Central Andean andesites (25.5°-28°S) related to crustal thickening, forearc subduction erosion and delamination. En Gomez-Turna, A., Straub, S. y Zellmer, G.F. (eds.) *Orogenic Andesites and Crustal Growth*, *Geological Society of London Special Publication*, 385: doi.org/10.1144/SP385.11., London.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P. y Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into de Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 157-182.
- Lindsay, J.M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., de Silva, S.L., Siebel, W. y Emmermann, R. 2001. Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology* 42: 459-486.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. Tesis doctoral, University of Tasmania, (inédita), 198 p., Tasmania.
- Montero López, M.C. 2009. Estructura y magmatismo neógeno-cuaternarios en la sierra de San Buenaventura (Catamarca): su vincu-

- lación con la terminación austral de la Puna. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta, (inédita), 255 p., Salta.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M. y Tittler, A. 1995, La Franja de Maricunga: Síntesis de la evolución del frente volcánico oligoceno-mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 22: 273-314.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., Gardeweg, M. y Coira, B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes centrales, 27°S): implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 539-548, Buenos Aires.
- Ort, M., Coira, B. y Mazzoni, M. 1996. Generation of a crust-mantle magma mixture: magma sources and contamination at Cerro Panizos, Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 308-322.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Pereyra, R., Bechio, R., Viramonte, J.G. y Pimentel, M. 2008. Minerales pesados en depósitos piroclásticos de caída distales, su uso en la correlación crono-estratigráfica entre la Formación Angastaco (Grupo Payogastilla) y Formación Anta (Grupo Orán). 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 227-228, San Salvador de Jujuy.
- Petrinovic, I.A., Mitjavilla, J., Viramonte, J.G., Martí, J., Becchio, R., Arnosio, M. y Colombo, F. 1999. Geoquímica y geocronología de las secuencias neógenas de trasarco, en el extremo oriental de la cadena volcánica transversal del Quevar, noroeste de Argentina. En Colombo, F., Queralt, I. y Petrinovic, I.A. (eds.) *Geología de los Andes Centrales meridionales: El Noroeste Argentino*, Acta Geológica Hispana, 34: 255-273, Barcelona.
- Petrinovic, I.A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G.J., Guzmán, S.R., Geyer, A. y Salado Paz, N. 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194: 15-26.
- Pettijohn, F.J. 1957. *Sedimentary Rocks*. Harper, 2° edición, 718 p., Nueva York.
- Salftý, J.A y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En Salftý J.A. (ed.) *Cretaceous Tectonics of the Andes*, Earth Evolution Sciences, Friedrich Vieweg and Sohn: 266-315, Brunswick.
- Salftý, J. A. y Monaldi, C.R. 2006, Hoja Geológica 2566-IV, Metán. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Boletín 319, 74 p., Buenos Aires.
- Salisbury, M.J., Jicha, B.R., de Silva, S.L., Singer, B.S., Jiménez, N.C. y Ort, M.H. 2011. 40Ar/39Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Geological Society of America Bulletin* 123: 821-840.
- Schmidt, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous Rocks. *Geology* 9: 41-43.
- Schnurr, W. B. W., Trumbull, R. B., Clavero, J., Hahne, K., Siebel, W. y Gardeweg, M. 2007. Twenty-five million years of felsic magmatism in the southern Central Volcanic Zone of the Andes: geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25-27°S, 67-72°W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166: 17-46.
- Siebel, W., Schnurr, W.B.W., Hahne, K., Kraemer, B., Trumbull, R.B., van den Bogaard, P. y Emmermann, R. 2001. Geochemistry and isotope systematics of small-to medium-volume Neogene-Quaternary ignimbrites in the southern central Andes: evidence for derivation from andesitic magma sources. *Chemical Geology* 171: 213-237.
- Soler, M.M., Caffè, P., Coira, B., Onoe, A.T. y Kay, S.M. 2007. Geology of the Vilama Caldera: a new interpretation of a large scale explosive event in the Central Andean plateau during the Upper Miocene. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164: 27-53.
- Sparks, R.S.J., Francis, P.W., Hamer, R.D., Pankhurst, R.J., O'Callaghan, L.L., Thorpe, R.S. y Page, R.S. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán Caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24: 205-248.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, Special Publication, 42: 313-345, London.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province Scotland. *Journal of Geology* 18: 49-107.
- Toselli, A.J., López, J.P. y Sardi, F.G. 1999. El basamento metamórfico en cumbres Calchaquies Noroccidentales, Aconquija, Ambato y Ancasti: Sierras Pampeanas. En González Bonorino, G., Omarini R. y Viramonte J. (eds.) *Geología del Noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 73-79, Salta.
- Turner, J.C. y Mon, R. 1979. Cordillera Oriental. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 41: 163-169.
- Walker, G.P.L. 1971. Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology* 79: 696-714.
- Walker, G.P.L. y Croasdale, R. 1971. Two plinian-type eruptions in the Azores. *Geological Society*, 127, 17-55. London.
- Wentworth, C.K. 1938. Ash formation of the island of Hawaii. 3rd Special Report, Hawaiian Volcano Observatory: 1-183. Honolulu, Hawaii.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Recibido: 14 de agosto, 2013

Aceptado: 27 de septiembre, 2013