



## EL MAGMATISMO INTRACONTINENTAL MESOZOICO EN EL NOROESTE ARGENTINO

Eduardo O. ZAPPETTINI

Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR. Email: eduardo.zappettini@segemar.gov.ar

### RESUMEN

Durante el Mesozoico, en particular durante el Cretácico, los procesos extensionales vinculados con la separación de América del Sur de África afectaron una faja paralela al margen occidental de Gondwana, de orientación NNO-SSE, y marcaron el inicio de la fragmentación de este supercontinente. En este ámbito se desarrolló sedimentación y diversos episodios magmáticos agrupados en tres etapas principales. La primera comienza en el Jurásico Superior, se extiende hasta el Cretácico Inferior (~160-135 Ma) y corresponde a un magmatismo de pre-rift o de rift inicial. La segunda etapa (135-75 Ma) comprende un magmatismo sin-rift, en tanto la última (75-41 Ma) se asigna a la fase de post-rift.

La distribución del magmatismo y las diversas edades registradas pueden ser explicadas en términos de lineamientos profundos que afectan el basamento: el emplazamiento de cuerpos plutónicos jurásico-cretácicos sigue el lineamiento Cobres. Estos incluyen el Batolito de Tusaquillas, los stocks de Castro Tolay, Abra Laite, Aguilar, Toldo, Fundición, Taire, así como los lacolitos de Rangel y Hornillos, los que corresponden a cuerpos peraluminosos y alcalinos. Las volcanitas y diques subvolcánicos, en tanto, siguen esencialmente los lineamientos de Isonza, Las Conchas, El Brete y Aconquija. Incluyen diques alcalinos que anteceden la etapa de rift en el río Santa Cruz, cercano al límite con Bolivia y en el valle del Río Grande. La etapa sin-rift comprende, entre otros, las lavas alcalinas del Complejo Alto de Salinas y los basaltos alcalinos de Puerta de San José, Periquillo, Isonza, El Rodeo y Las Conchas, en tanto corresponden a la etapa post-rift las lavas de Palmar Largo y diques y filones capa alcalinos de Hornillos y quebrada La Salamanca. Los datos geoquímicos e isotópicos sugieren un origen anatóctico para los cuerpos peraluminosos y alcalinos félsicos, y una derivación mantélica, con evidencias de cristalización fraccionada y localmente de contaminación cortical, para los intrusivos alcalinos máficos. En el caso de las volcanitas, su origen se vincula con un manto litosférico enriquecido por metasomatismo, en tanto las variaciones observadas sugieren una fuente mantélica heterogénea.

**Palabras clave:** magmatismo intracontinental, magmatismo peraluminoso, magmatismo alcalino, rift.

### ABSTRACT

*The intracontinental Mesozoic magmatism in Northwest Argentina.* During the Mesozoic, particularly during the Cretaceous, extensional processes associated with the separation of South America from Africa affected a NNW-SSE belt parallel to the western margin of Gondwana, and marked the beginning of the fragmentation of this supercontinent. There are associated sedimentary sequences as well as various magmatic episodes grouped in three main stages. The first begins in the Upper Jurassic, extends to the Lower Cretaceous (~160-135 Ma) and corresponds to a pre-rift or initial rift magmatism. The second stage (135-75 Ma) comprises a syn-rift magmatism, while the last one (75-41 Ma) is assigned to a post-rift phase.

The distribution of magmatism and the various recorded ages can be explained in terms of deep lineaments that affected the basement: the location of Jurassic-Cretaceous plutonic bodies follows the Cobres Lineament. These include the Tusaquillas Batholith, the Castro Tolay, Abra Laite, Aguilar, Toldo, Fundición and Taire stocks, as well as the Rangel and Hornillos laccoliths; they comprise peraluminous and alkaline bodies.

The volcanics and the subvolcanic dikes essentially follow the Isonza, Las Conchas, El Brete and Aconquija lineaments. They include alkaline dikes that precede the rift stage in the Santa Cruz river, near the border with Bolivia, and in the Rio Grande valley. The syn-rift stage comprises, among others, the alkaline lavas of the Alto de Salinas Complex and the alkaline basalts of Puerta de San José, Periquillo, Isonza, El Rodeo and Las Conchas, while post-rift volcanism is represented by the Palmar Largo volcanics and alkaline dikes and sills from Hornillos and Quebrada La Salamanca.

The geochemical and isotopic data suggest an anatectic origin for the peraluminous and alkaline felsic bodies, and a mantle derivation, with evidence of fractional crystallization and locally of crustal contamination, for the mafic alkaline intrusives. In the case of the volcanics and the subvolcanic dikes and sills, their origin is linked to an enriched metasomatized lithospheric mantle, while the observed variations suggest an heterogeneous mantle source.

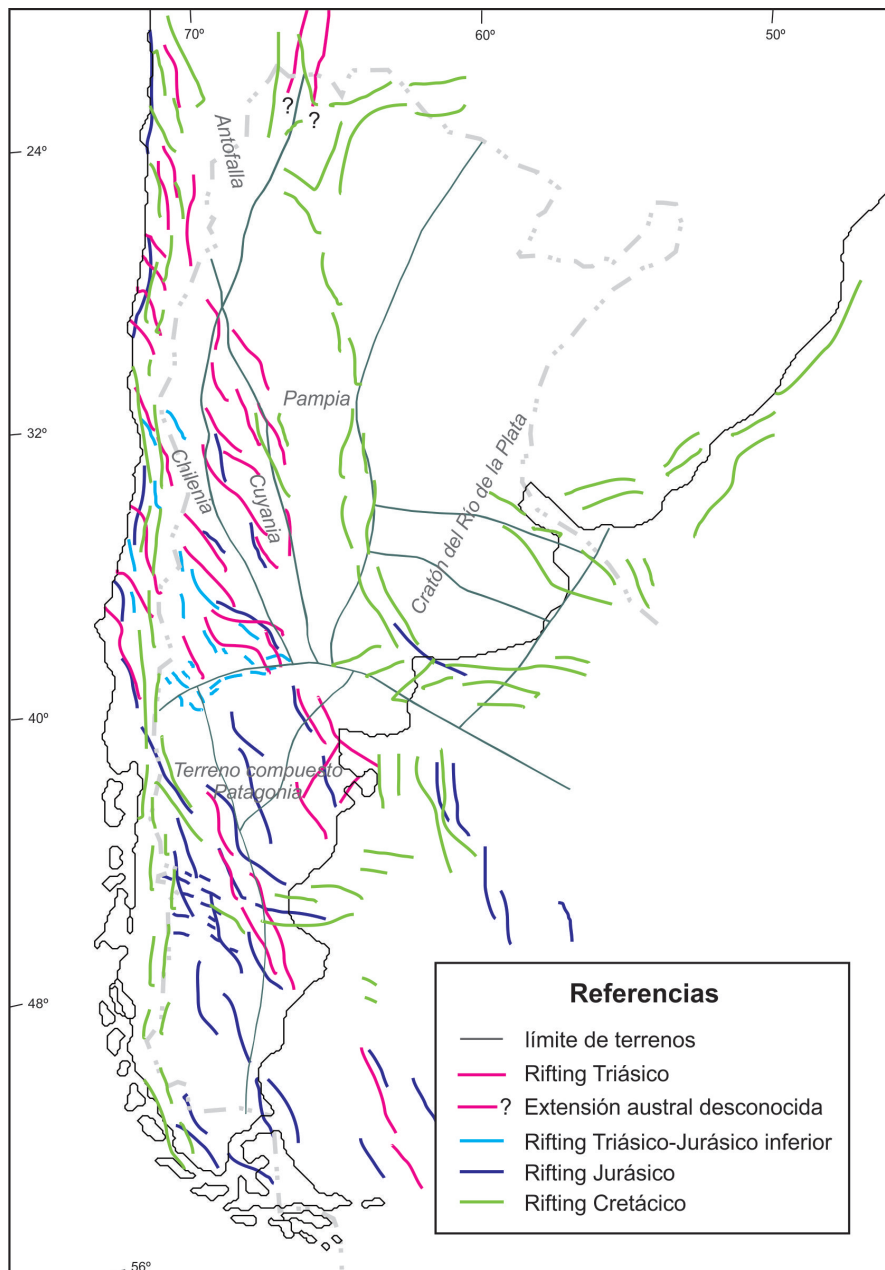
**Keywords:** intracontinental magmatism, peraluminous magmatism, alkaline magmatism, rift.

## INTRODUCCIÓN

Durante el Mesozoico, en particular durante el Cretácico, los procesos extensionales vinculados con la separación de América del Sur de África afectaron la región andina. En el antepaís andino se desarrolló una extensión de retroarco, asociada a una zona de subducción tipo Marianas y posiblemente en relación a un proceso de “roll-over”. En el área intracratónica se generó el sistema de rift pampeano central localizado en el margen occidental del cratón del Río de la Plata (Figura 1).

Los procesos extensionales afectaron una faja paralela al margen occidental de Gondwana, de orientación NNO-SSE y marcaron el inicio de la

fragmentación de este supercontinente (Gust *et al.* 1985). Las evidencias más antiguas, correspondientes al Pérmico superior-Triásico, se presentan en la Cordillera Oriental de Perú y se extienden en Bolivia en el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio (Sempere *et al.* 2002). De acuerdo con estos autores, la reconstrucción del sistema de rift permite identificar dos ramas al sur de los 19° S, una que se extingue en el ámbito de las Sierras Subandinas, hacia el límite de Bolivia-Argentina y otra que alcanza Argentina en la zona limítrofe entre la Puna y la Cordillera Oriental. Con este sistema se vincula el emplazamiento de diques aillikíticos en la región del río Santa Cruz, en cercanías de la frontera argentino-boliviana (Rubiolo *et al.* 1997).



**Figura 1.** Extensión del rifting durante el Triásico, Jurásico y Cretácico en el extremo sur de América del Sur (modificado de Uliana y Biddle 1987 y Ramos y Aleman 2000).

Entre el Cretácico y el Eoceno se instala en el norte de Argentina, Bolivia y Perú un sistema de cuencas de rift de antepaís abortados (Galliski y Viramonte 1988) interconectadas y relacionadas de manera general con la apertura del océano Atlántico Sur y en su evolución con la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana (Viramonte *et al.* 1999). La localización de las fallas fue controlada por antiguas suturas y fallas triásicas que sufrieron reactivación.

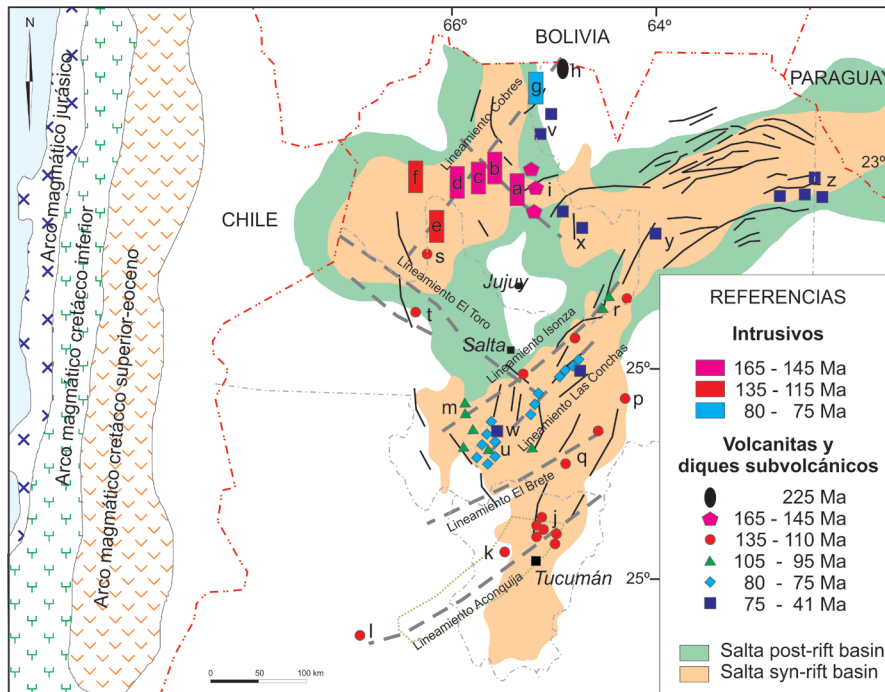
En este ámbito se desarrolla sedimentación y un magmatismo con particularidades locales en las diferentes subcuencas. Los depósitos sedimentarios constituyen el Grupo Salta, son principalmente clásticos continentales, e incluyen niveles carbonáticos de ambiente marino somero. El grupo se subdivide en los subgrupos Pirgua (Reyes y Salfity 1972) y Balbuena, que representan un relleno de sin-rift y Santa Bárbara, que corresponde a una secuencia de post-rift.

Se han identificado diversos episodios magmáticos agrupados en tres etapas principales (Viramonte *et al.* 1999, Hauser *et al.* 2010). La primera comienza en el Jurásico Superior, se extiende hasta el Cretácico Inferior (~160-135 Ma) y corresponde al magmatismo de pre-rift o de rift inicial. La segunda etapa (135-75 Ma) comprende un magma-

tismo sin-rift, en tanto la última etapa (75-41 Ma) se asigna a la fase de post-rift (Figura 2).

La distribución del magmatismo y las diversas edades registradas pueden ser explicadas en términos de lineamientos profundos que afectan el basamento y que a través del desarrollo de puntos triples se extienden desde Bolivia por territorio argentino hacia el sur hasta el límite norte de la Patagonia. En el área noroeste, el emplazamiento de los cuerpos plutónicos jurásico-cretácicos sigue el desarrollo de una rama que, a partir de un punto triple, fue expandiéndose hacia el oeste, vinculando la subcuenca Tres Cruces por el este con la subcuenca Antofagasta por el oeste y están alineados siguiendo el lineamiento Cobres. Las volcanitas, en tanto, siguen los lineamientos de Isonza, Las Conchas, El Brete y Aconquija (Salfity 1979).

Las variaciones en las condiciones tectónicas de emplazamiento y sus consecuentes características geoquímicas estarían relacionadas con variaciones en la velocidad de subducción la placa pacífica y oscilaciones en su inclinación. En condiciones de mayor velocidad y menor inclinación se desarrolla un magmatismo peraluminoso con fuerte componente cortical en tanto con una menor velocidad y un alto ángulo de la placa se favorecen las condiciones de rifting y emplazamiento del magmatismo



**Figura 2.** Localización de intrusivos, diques subvolcánicos y volcanitas vinculados con las cuencas de rift en el noroeste de Argentina (modificado de Galliski y Viramonte 1988, Sabinó 2004 y datos de trabajos citados en el texto; esquema paleogeográfico adaptado de Marquillas *et al.* 2011). a. Fundación; b. Aguilar-Los Toldos; c. Abra Laite; d. Castro Tolay-Puirra-Tusaquillas; e. Rangel; f. Taire; g. Hornillos; h. Santa Cruz; i. Valle del Río Grande; j. Alto de Salinas; k. Periquillos; l. Puerta de San José; m. Isonza; n. Cuesta de Cámara; o. El Rodeo; p. El Túnel; q. La Candelaria; r. Cahipunco; s. Matancuillas; t. El Cajón; u. Las Conchas; v. Maiguasi; w. La Salamanca; x. Caimancito; y. Las Colmenas; z. Palmar Largo.

mo alcalino de intraplaca de fuente mantélica, por ascenso dómico (Zappettini 2008).

En la región pampeana, el volcanismo representado por flujos lávicos desarrollado durante el rifting jurásico-cretácico comprende diversas manifestaciones básicas alcalinas asociadas a depocentros del rift cretácico, que afloran en la sierra Chica de Córdoba, y comprenden a los complejos volcánicos o suites alcalinas Cerro Colorado y Rumpipalla, Formación Saldán y Grupo El Pungo (Lagorio 1998, 2003, 2008). Hacia el noreste de Argentina el volcanismo alcanzó una gran extensión areal, constituyendo parte de la Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola (e.g. Marzoli *et al.* 1999, Lagorio y Vizán 2011, Lagorio *et al.* 2016).

### CUERPOS PLUTÓNICOS

El plutonismo jurásico-cretácico en el NO argentino comprende cuerpos de dimensiones batolíticas a stocks localizados en el ámbito de la subcuenca Tres Cruces. En la provincia de Jujuy, comprende el Batolito de Tusaquillas, los stocks de Castro Tolay, Abra Laite, Aguilar, Fundición y Taire. En la sierra de Cobres y en el área del cerro Quepente, un conjunto de diques alcalinos y carbonatitas se vinculan con el magmatismo alcalino representado por el Lacolito Compuesto de Rangel en el ámbito de la provincia de Salta.

En todos los casos los cuerpos intruyen sedimentitas cambro-ordovícicas originando aureolas metamórficas de contacto de extensión limitada, que dan lugar al desarrollo de cornubianitas cuarzo-biotíticas, con presencia local de cordierita y andalucita.

El magmatismo se extiende hacia el noreste y comprende en Salta el Lacolito de Hornillos y, en territorio boliviano, los complejos de Maiguasi y Rejará.

Desde un punto de vista petrológico, se distinguen dos tipos de magmatismo: uno caracterizado por asociaciones peraluminosas y otro correspondiente a cuerpos alcalinos (Viramonte *et al.* 1999, Cristiani *et al.* 1999, Menegatti 2001, Zappettini 2008). Los cuerpos plutónicos están localizados en su mayoría en posiciones marginales, en tanto algunos se localizan hacia el interior del rift (Monaldi *et al.* 2008).

El plutonismo peraluminoso en el ámbito del noroeste comprende los granitos Toldo y Abra Laite (Cristiani *et al.* 2005) y el Batolito Compuesto de Tusaquillas (Zappettini 1989, Cristiani *et al.* 1999) así como los términos más silíceos del Plutón Aguilar (Omarini *et al.* 2013). El carácter aluminoso de estas rocas ya fue indicado por Zappettini (1989) quien señaló para su génesis la anatexis

de materiales siálicos, derivación posteriormente corroborada por Cristiani *et al.* (1999). Presentan características de intraplaca; su emplazamiento en ambiente anorogénico, relacionado a extensión coincide con el señalado para cuerpos similares identificados en diversos continentes. En particular se pueden mencionar los stocks cretácicos de Namibia (Haapala *et al.* 2007), que comparten con los intrusivos aquí descriptos su relación con cuerpos mesosilíceos a básicos, alcalinos y carbonatíticos; ambos son portadores de topacio y su emplazamiento se relaciona en última instancia con el desmembramiento de Gondwana. Finalmente se destaca, en ambos casos, la presencia de mineralización relacionada a greisenes portadores de wolframita.

Los plutones alcalinos incluyen los intrusivos de Fundición (Gorustovich *et al.* 1996) y Castro Tolay (Zappettini 1989, Cristiani *et al.* 1999), el Lacolito de Rangel (Zappettini 1989, Menegatti 2001) y el Lacolito de Hornillos (Rubiolo 1992). Se asimilan también a este conjunto las rocas más básicas del Stock Aguilar, correspondientes a una asociación diorita-monzonita-tonalita, así como los cuerpos carbonatíticos y vetas asociadas, portadores de minerales tierras raras y torio, vinculados con el Lacolito Compuesto de Rangel (Zappettini 1989, 1999) y diques de lamprófiro alcalinos localizados al sur de Cobres -basanita y fonotefrita- (Seggiaro y Becchio 2011a), en Maiguasi -tinguaíta y sannaíta- (Rubiolo *et al.* 1994), en Yacoraite, Coraya y Huichaira -monchiquita- (Hauser *et al.* 2010).

Las diferencias entre ambos grupos, con evidencias de origen cortical en un caso y con aporte mantélico en otro, sugieren condiciones tectónicas variables durante la formación y emplazamiento de los cuerpos, en la etapa que antecede y aún durante el desarrollo de la cuenca de rift cretácica.

### Caracterización de los principales cuerpos

El **Stock Fundición** (Amengual y Zanettini 1974), descripto por Gorustovich *et al.* (1996), está constituido por sienita, sienita cuarzosa y monzosienita, e intruye sedimentitas ordovícicas y cámbricas.

La sienita es de grano grueso y está constituida por feldespato potásico al que se asocia cuarzo con formación de textura micrográfica, presentando rutilo, monacita, circón, apatita, esfena y magnetita como accesorios. La sienita cuarzosa es similar a la anterior, pero con un contenido de hasta 30% de cuarzo. Finalmente, la monzosienita se caracteriza por presentar textura hipidiomorfa y contener oligoclasa, cristales subhedrales de biotita y, de manera subordinada, hornblenda y clinopiroxeno.

Hay diques lamprofíricos y carbonatitas hidrotermales asociadas.

El **Plutón Aguilar** (Spencer 1950) es un stock granítico epizonal, con una superficie aflorante de aproximadamente 40 km<sup>2</sup>, localizado en la ladera oriental de la sierra de Aguilar (Figura 3). Fue estudiado en detalle por Lanfranco (1972). Posteriormente Brodtkorb *et al.* (1978) presentaron una síntesis de los resultados y, más recientemente, Omarini *et al.* (2013) realizaron un detallado estudio petrogenético.

Comprende diversas variedades litológicas. Lanfranco (1972) identificó cinco tipos principales, en tanto Omarini *et al.* (2013) agruparon las variedades en dos tipos principales: granitoide-sienitoide y gabroide. Un conjunto filoniano constituido por aplitas, pegmatitas y lamprofíros atraviesa el cuerpo.

Las facies más máficas se distribuyen en forma discontinua a lo largo de la zona media del stock, conformando una faja submeridional. Incluye cuerpos masivos y enclaves dispersos en el monzogranito. Comprende monzodioritas, cuarzo-monzodioritas, dioritas y gabros. Se presentan como cuerpos irregulares, que fueron intruidos en un estadio sinmagmático por las facies graníticas

*s.l.* Son rocas de color gris oscuro, equigranulares a porfíricas, de grano fino a medio, constituidas por oligoclasa a andesina, ortosa, hornblenda verde con textura coronítica, biotita, cantidades variables de cuarzo y escaso diópsido. Como accesorios contienen magnetita, esfena, circón, allanita y apatita. Localmente hay variedades de gabro fóidico con feldespatoide intersticial (Omarini *et al.* 2013).

Las facies graníticas *s.l.* incluyen monzogranito y cuarzo-monzonita predominantes, con cuarzo-sienita subordinada. Presentan texturas hipidiomórficas heterogranulares de grano medio y colores entre rosado y gris. El monzogranito comprende ortosa, plagioclasa, biotita y hornblenda, esta última ausente en el borde occidental del plutón. Localmente presenta textura porfírica con megacrístales de feldespato con textura anti-rapakivi, con núcleo de plagioclasa y corona de feldespato potásico. La cuarzo-monzonita intruye al monzogranito, presenta textura porfírica y está constituida por ortosa, plagioclasa, cuarzo y biotita con hornblenda subordinada. En la variedad cuarzo-sienítica aumenta la proporción de ortosa y disminuye la de cuarzo, siendo abundantes los clusters de hornblenda y biotita. Entre los minerales accesorios se presenta magnetita, ilmenita, apatita, circón, allanita y esfena (Omarini *et al.* 2013).

La composición de los cristales de anfíbol muestra una variación continua entre hastingsita en las variedades más básicas y ferroedenita en los términos más silíceos, a ferrohornblenda en la monzodiorita (Omarini *et al.* 2013).

Son comunes los diques leucocráticos (pegmatíticos, graníticos y aplíticos) y lamprofíricos (odinitas, kersantias y espesartitas) de 2-4 m de espesor, que intruyen todas las facies del intrusivo. El emplazamiento de estos diques está controlado por estructuras con desplazamiento subhorizontal. Los diques de pegmatita se presentan en variedades simples y complejas; estas últimas no son zonales y contienen fluorita, pirita, molibdenita, helvina, turmalina, granate, rubelita, flogopita, apatita y calcopirita (Brodtkorb *et al.* 1978, Martín 1989).

El **Granito Toldo** (Martín 1989) aflora en la cumbre del cerro Toldo, ubicado al sur de la quebrada Vicuña yoc en la sierra de Aguilar, donde intruye sedimentitas ordovícicas de la Formación Parcha.

Está constituido por un granito cuarzo-monzonítico alcalino, con textura porfírica, integrado por fenocristales euhédricos bien desarrollados de plagioclasa, feldespato rosado, piroxeno y cumulos de mafitos dispuestos en una matriz microcristalina.

Al sur de la quebrada Vizcarra, en relación con el cuerpo intrusivo, aflora una zona de greisen con alteración de sílice y feldespato que pasa

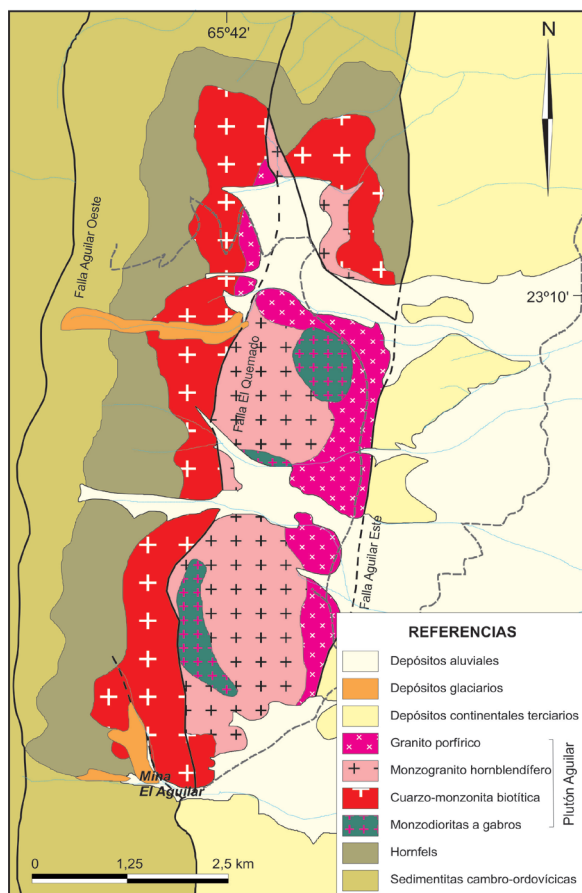


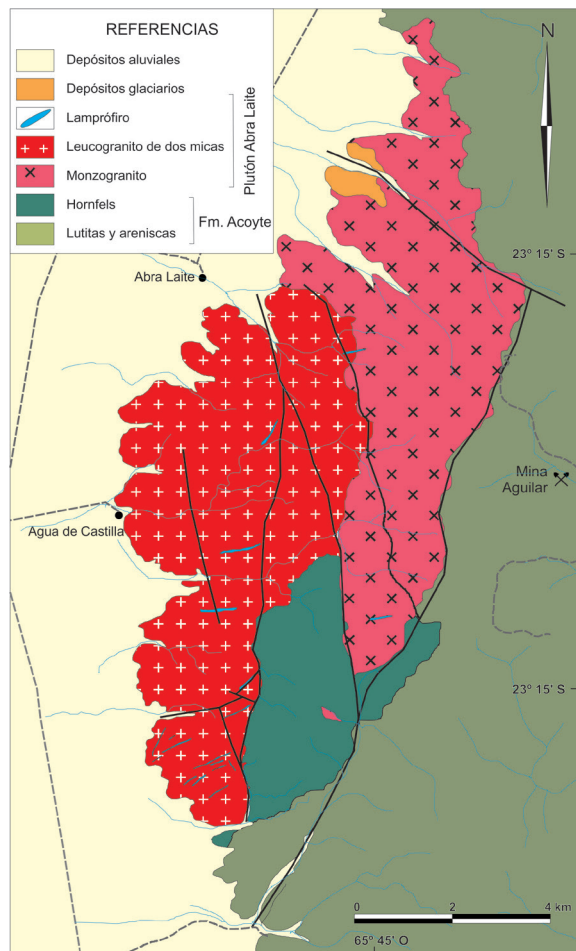
Figura 3. Geología del Plutón Aguilar. Modificado de Lanfranco (1972), Gemmell *et al.* (1992) y Omarini *et al.* (2013).

a caolinita y desarrollo secundario de cristales de cuarzo.

El **Granito Abra Laite** (Spencer 1950) fue descrito de manera general por Sgrosso (1943), Spencer (1950), Méndez (1974), Méndez *et al.* (1979) y Galliski y Viramonte (1988). Zappettini (1989) realizó el estudio petrográfico y de distribución de sus facies. Cristiani *et al.* (2005) y Seggiaro y Becchio (2011b) presentan información sobre la distribución de las facies principales.

Las variedades identificadas son similares a las descritas para el Batolito Compuesto de Tusaquillas (Zappettini 1989). Comprende leucogranito de dos micas, monzogranito biotítico, sienogranito fayalítico, granito granatífero y granito rapakivi. Hay, además, diques micrograníticos y lamprófiros (Figura 4).

El leucogranito, que constituye el borde occidental del cuerpo, es de color blanco amarillento, presenta textura equigranular a levemente porfírica y está compuesto por cuarzo, ortosa pertítica, albíta en parte argilizada y sericitizada, biotita castaña, muscovita pimarica y andalusita con bordes transformados en agregados de mica blanca.



**Figura 4.** Geología del Granito Abra Laite (modificado de Cristiani *et al.* 2005).

El monzogranito constituye la facies oriental del stock. Es de grano grueso, con textura porfírica a levemente porfírica, color amarillento a castaño claro. Está compuesto por fenocristales de cuarzo, ortoclasa pertítica, oligoclasa y biotita en microfeno-cristales. Son comunes nódulos de turmalina, con disposición radial de la turmalina, con tamaños que varían entre 5 y 20 cm de diámetro. En algunos sectores la concentración de los nódulos es muy alta, llegando a conformar una facies de borde en el sector occidental del stock.

Se ha identificado localmente una variedad constituida por sienogranito fayalítico, de textura porfírica, color rosado verdoso, compuesta por fenocristales de cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y biotita, inmersos en una matriz afanítica integrada por los mismos minerales. Asociado con la biotita hay cristales de olivina parcialmente serpenitizados (Zappettini 1989).

Otras variedades locales corresponden a granitos granatíferos que se encuentran como enclaves equigranulares de grano fino en la facies de monzogranito biotítico que, a su vez, incluyen enclaves de microdioritas. Hay variaciones locales a granitos rapakivi, de textura porfírica y localmente aspecto subvolcánico, en los que la matriz es afanítica de grano muy fino (Seggiaro y Becchio 2011b).

Los diques micrograníticos tienen dimensiones diversas, son de grano fino, equigranular y color rosado claro. Están compuestos por abundante cuarzo, ortoclasa pertítica, oligoclasa y cristales pequeños de biotita. Como accesorios se destaca la presencia de sillimanita y andalusita, asociados con muscovita.

Los lamprófiros son de colores gris castaño oscuro y comprenden variedades kersantíticas y espesartíticas.

Se ha observado alteración metasomática evidenciada por la presencia de fajas de greisen de color gris verdoso, caracterizadas por la presencia de muscovita neoformada, una asociación de cuarzo-turmalina y abundante sericita que reemplaza totalmente a los feldespatos.

El **Stock Compuesto Castro Toley** (Zappettini 1989) comprende un stock principal de 25 km<sup>2</sup> de superficie aflorante, intruido por rocas graníticas del Batolito Compuesto de Tusaquillas (Figura 5). Otros afloramientos menores se localizan al norte del stock, siguiendo el borde occidental del Batolito Compuesto de Tusaquillas. Al oeste de la localidad de Castro Toley y en la sierra de Cobres afloran diques asignables al mismo episodio magmático, intruidos en sedimentitas y leptometamorfitas ordovícicas.

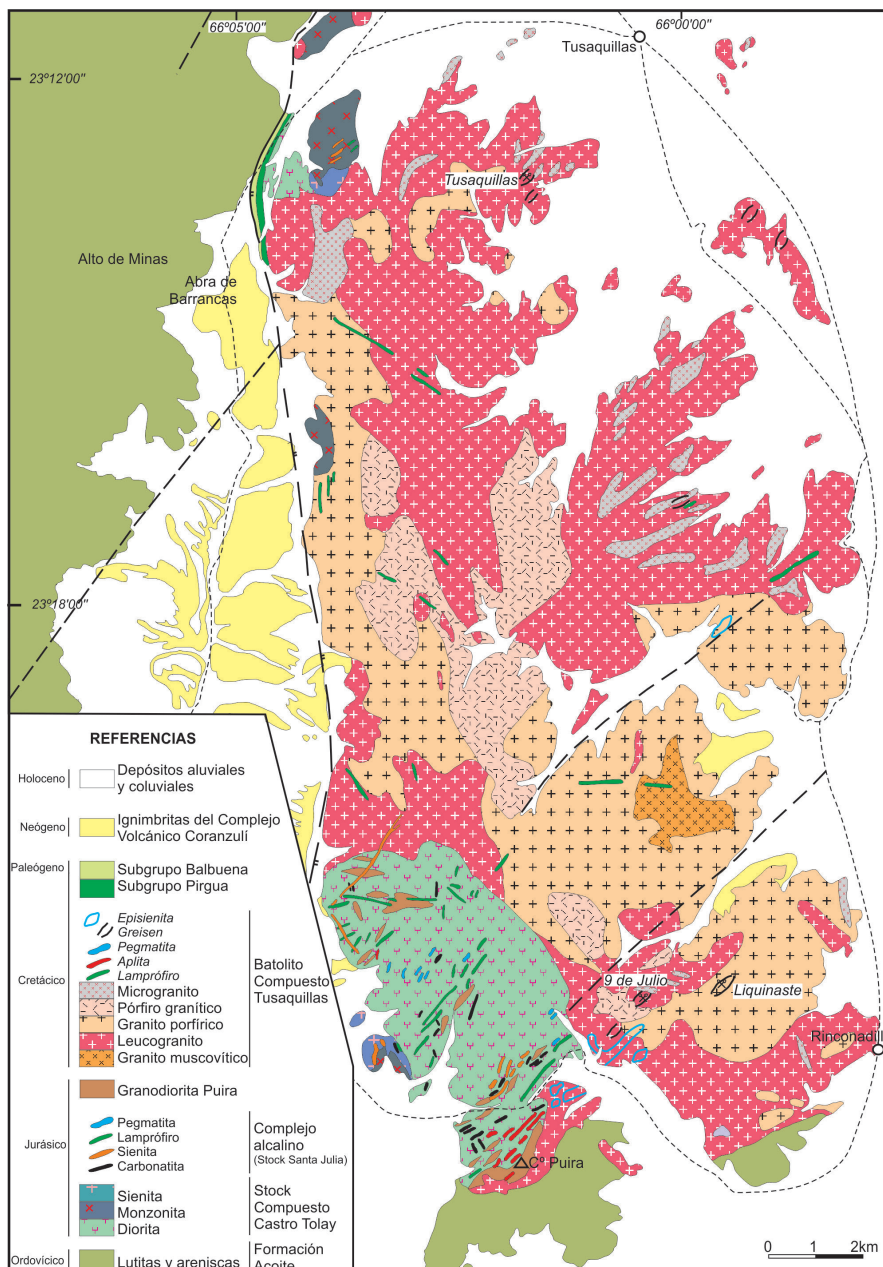


Figura 5. Geología de la sierra de Alfar, que involucra al Batolito Compuesto de Tusaquillas, el Stock Castro Toley y la Granodiorita Puira (modificado de Zappettini 1989).

La roca predominante en el stock es una diorita de textura granular alotriomorfa compuesta por andesina ( $An_{40-50}$ ), con incipiente argilización y sericitización y localmente epidotizada, augita, relíctica y parcialmente uralitizada, hornblenda en parte transformada a biotita y biotita en partes cloritizada. Como accesorios hay apatita, escaso circón y esfena. Localmente hay cuarzo intersticial y feldespato potásico. El incremento en la proporción de este último da lugar a una variación facial a monzodiorita, que se observa en el sector sur del stock y en el norte de la sierra de Alfar, donde se presenta como una micromonzodiorita localmente porfírica.

Se ha identificado asimismo una monzonita cuarzosa de color gris mediano con tonalidades rosadas y verdosas, con textura granosa a porfírica, compuesta por ortosa argilizada, oligoclasa ( $An_{25}$ ), hornblenda verde, biotita con inclusiones de circón y cuarzo intersticial. Los minerales opacos son abundantes y hay silicificación en venillas. Localmente se observa que la hornblenda está alterada a clorita y tremolita-actinolita.

Localmente se registra la presencia de cumulos gábricos en la diorita que constituyen cuerpos menores decimétricos a métricos, el mayor de los cuales alcanza en su eje principal 30 m. Corresponden a una roca de color negro verdoso, de gran

tenacidad y textura granular gruesa, constituida por olivina con bordes transformados a augita y en parte serpentizada, augita, hornblenda de color castaño rojizo y labradorita ( $An_{60}$ ).

Al oeste de Castro Tolay y en la sierra de Rangel hay diques de diorita y de gabro hornblendífero que intruyen sedimentitas ordovícicas y granodioritas de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental, que se correlacionan con las dioritas del Stock Castro Tolay.

En Puesto Ávila, en el extremo norte de la sierra de Alfar se reconoció un cuerpo de sienita, constituido por microclino argilizado y con crecimientos gráficos y en parte albitizado (pertitas de reemplazo), escasa hornblenda verde y cuarzo subordinado. Como accesorios presenta circón, apatita y allanita pleocroica. Al este de Castro Tolay, un cuerpo de sienita alcalina, tardío respecto del stock diorítico principal e identificado como Stock Santa Julia (Zappettini 1998), está constituido por ortosa con pertitas de exsolución y de reemplazo, albita ( $An_5$ ) y biotita castaña, parcialmente cloritizada; como accesorios presenta apatita, circón y minerales opacos.

La **Granodiorita Puira** (Zappettini 1989) constituye una serie de cuerpos que intruyen el Stock Compuesto Castro Tolay y son, a su vez, intruidos por granitos del Batolito Compuesto de Tusaquillas (Figura 5). Los afloramientos son de diversa magnitud, el mayor de los cuales constituye la cumbre del cerro Puira.

Corresponde a una granodiorita de estructura granosa, localmente porfírica con orientación de sus minerales componentes. Presenta color gris mediano, textura granular panalotriomorfa gruesa, compuesta por oligoclasa-andesina ( $An_{30}$ ), argilizada y sericitizada, ortosa fuertemente argilizada, cuarzo con extinción ondulosa, hornblenda verde alterada a biotita castaña y esta a su vez cloritizada. Se observa apatita, escaso circón y epidoto secundario. Localmente hay variedades tonalíticas, de color gris verdoso, por desaparición de la ortosa. Contiene xenolitos de dioritas del Stock Castro Tolay y de sedimentitas ordovícicas, transformadas en hornfels cordierítico-biotítico.

El **Batolito Compuesto de Tusaquillas** (Méndez 1974, *nom. mod.* Zappettini 1989) fue descrito en forma parcial por Kittl y Kittl (1968), habiendo sido definido formalmente por Méndez (1974) y descrito en forma sucinta por Méndez *et al.* (1979). Durante el Plan NOA I la DGFM realizó estudios petrográficos y muestreos geoquímicos y, posteriormente, en la década de 1980 la CNEA ejecutó trabajos de exploración. Fue referido por Galliski y Viramonte (1988) en el contexto del análisis del magmatismo asociado al paleorift cretácico.

El primer estudio de detalle fue realizado por Zappettini (1989) quien diferenció las rocas del batolito granítico de Tusaquillas de las rocas mesosilícicas del Stock Compuesto Castro Tolay. Cristiani (1998) y Cristiani *et al.* (1999) describieron ambos cuerpos, aportando información geoquímica, petrológica e isotópica que permitió caracterizar las fuentes magmáticas, así como sus edades.

Los afloramientos, que cubren una superficie de 200 km<sup>2</sup>, componen el cuerpo principal de la sierra de Alfar o de Tusaquillas (Figura 5). Están limitados, hacia el este, por la laguna de Guayatayoc y, hacia el oeste, por una falla regional de rumbo N-S. Hacia el sur se observa el contacto intrusivo con el Stock Compuesto Castro Tolay, la Granodiorita Puira y sedimentitas ordovícicas. Hacia el norte pasa a constituir cuerpos menores, conformando cerros aislados que intruyen a sedimentitas ordovícicas.

Está constituido por dos facies principales: un leucogranito de dos micas y un monzogranito, que localmente presenta subtipos porfírico y alcalifeldespático.

El leucogranito constituye más de un 40% de los afloramientos. Está representado por una roca compacta, friable, de color blanco ligeramente castaño por oxidación, de textura panalotriomorfa gruesa constituida por ortosa pertítica, fuertemente argilizada, en parte con crecimientos gráficos de cuarzo, oligoclasa ( $An_{10-15}$ ) con maclado polisintético, argilizada y sericitizada, biotita castaña, parcialmente cloritizada y desferrizada y muscovita primaria subordinada; localmente hay andalusita primaria y, como accesorios, apatita y circón.

El monzogranito constituye la ladera occidental de la sierra, un núcleo principal entre Rinconadilla y Alfarcito, abarcando sus afloramientos un 34% de la superficie del batolito. Corresponde a una roca de grano medio, color blanco a levemente castaño, textura equigranular panalotriomorfa, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. El cuarzo tiene extinción ondulosa, forma intercrecimientos gráficos con los feldespatos potásicos e inclusiones en los otros minerales. La ortoclasa es pertítica y está fuertemente alterada a caolín. La plagioclasa es oligoclasa ( $An_{20-25}$ ), alterada a sericita y caolín, la sericita se concentra en el núcleo de la plagioclasa. El único mafito presente es la biotita, en parte cloritizada, con inclusiones de minerales opacos según el clivaje. Los accesorios son apatita, circón y opacos.

El monzogranito porfírico tiene color blanco a gris con tonalidades castañas, es de grano medio, textura porfírica con megacrístales centimétricos de oligoclasa ( $An_{20}$ ) inmersos en una matriz pa-

nalotriomorfa granular mediana compuesta por cuarzo, feldespato y biotita. En la matriz la ortoclasa está fuertemente caolinizada, hay escasos individuos de microclino y la biotita está parcialmente alterada a muscovita y clorita. Se observan escasos agregados de epidoto de grano fino. Los minerales accesorios son circón, topacio y andalusita.

El subtipo alcalifeldespático se localiza próximo al contacto con el Stock Compuesto Castro Tolay, que se correspondería con la zona de techo del batolito (Zappettini 1989). Es una roca de color blanco, con tonos castaños, textura equigranular, de grano medio a grueso, compuesta por abundante cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita. El cuarzo tiene extinción ondulosa, presenta fracturamiento e indicios de deformación dúctil con generación de subgranos y nuevos granos. El microclino es perítico y está fuertemente alterado. La plagioclasa es de composición albitica ( $An_5$ ) también está extensamente sericitizada y caolinizada. Los accesorios, son circón, apatita, minerales opacos y turmalina.

Se observa también asociado un pórfiro granítico que se localiza en el núcleo del batolito y constituye aproximadamente el 15% del total de los afloramientos. Corresponde a una roca compacta, de color gris mediano, textura porfírica donde se destacan fenocristales de cuarzo y de ortoclasa perítica, alterada a caolín y en parte sericitizada; los bordes de los fenocristales están corroídos por la matriz donde están inmersos. Es posible observar en algunos afloramientos, escasos fenocristales de oligoclasa ( $An_{23}$ ). La matriz del pórfiro es microgranuda panalotriomorfa, constituida por cuarzo, oligoclasa, ortoclasa con textura gráfica y biotita que pasa a muscovita. Los accesorios son circón, abundante apatita y titanita, turmalina y andalusita con bordes sericitizados.

En toda la sierra hay cuerpos menores y diques micrograníticos que intruyen al leucogranito de dos micas y al monzogranito biotítico. Presentan color blanco a gris claro, son de grano fino, textura equigranular y están compuestos por abundante cuarzo, microclino perítico caolinizado, escasa oligoclasa ( $An_{15}$ ) sericitizada, biotita y muscovita. La biotita en algunas variedades está ausente. Los minerales accesorios son circón, apatita, baritina intersticial y cristales subhedrales de andalusita.

El cortejo filoniano comprende pegmatitas, aplitas y lamprófiros. La pegmatitas son epibatolíticas y están localizadas en el extremo norte del cuerpo. Presentan zonación, con un borde constituido por una asociación de grano grueso a muy grueso de cuarzo, ortosa y micas blancas en agregados plumosos pseudoradiales. La zona intermedia está formada por cuarzo, microclino con

macropertitas y turmalina pleocroica del verde al azul. El núcleo es un agregado de cuarzo y microclino en parte asociados con desarrollo de texturas gráficas. Los diques pegmatíticos del sector austral son menores, constituyendo incluso venas de 5 a 10 cm de potencia, y están formados por cuarzo, a veces ausente, feldespato potásico, epidoto y localmente albita ( $An_0$ ) con desarrollo de geodas en los sectores más internos. Las aplitas constituyen diques de dimensión variable, concentrados en el sector sur del batolito, presentan color gris claro a blanco y están formados por cuarzo, ortosa y albita-oligoclasa ( $An_{10}$ ); son comunes los crecimientos gráficas en los cristales de feldespato, hay escasa biotita con inclusiones de allanita. Los lamprófiros se distribuyen en toda la masa del batolito, pero tienden a concentrarse al este de Castro Tolay.

En el borde oriental del batolito es frecuente la presencia de nódulos turmalínicos de dimensión variable entre 2 y 30 cm de diámetro. En las zonas de mayor concentración hay hasta 150 nódulos por metro cuadrado. Están formados por turmalina, cuarzo, biotita y feldespato potásico, constituyendo la turmalina hasta un 70% del volumen de los nódulos. Su origen se vincula con la separación de una fase tardía fluida volátil rica en boro que exsolvió del magma granítico.

Las diversas fases descritas han sido localmente afectadas por alteración metasomática, que originó greisenes portadores de wolframita, vinculados con actividad neumatólica, y por alteración hidrotermal en condiciones de presión y temperaturas supercríticas que dio lugar a la formación de episienitas.

Los greisenes constituyen fajas de rumbo general NE-SO distribuidas preferentemente en el flanco oriental del batolito, presentan un ancho máximo de 2 m y una extensión de hasta 100 m, son de coloración gris verdoso, con pasaje neto pero no discordante con la roca granítica. En ellas el feldespato es reemplazado por cuarzo, sericita, muscovita y aparecen minerales accesorios tales como topacio, hematita, ferberita, apatita, fluorita y carbonatos. Localmente hay minerales secundarios de uranio asociados (autunita y torbernita).

Las episienitas se concentran como fajas en el sector sudeste del batolito, formando pseudodiques de hasta 3 m de potencia y 1 km de longitud. Se distinguen por su coloración amarillenta a rojiza castaña. Se caracterizan por una disminución en el contenido de cuarzo, hasta su desaparición y la neoformación de cuarzo secundario microdrusiforme. Es característico el enriquecimiento en hierro, evidenciado por una hematitización generalizada. Localmente la episienitización afectó a pegmatitas,

lo que originó la disolución del cuarzo de los crecimientos gráficos, dando lugar a la formación de una roca feldespática cribada.

El **Lacolito Compuesto de Rangel** (Zappettini 1989, Morello y Zappettini 1992, Menegatti 2001), aflorante en el sector oriental de la sierra de Cobres, provincia de Salta, está constituido por dos fases principales (una sienítica y otra granítica) con cuerpos pegmatíticos asociados de igual composición y un cortejo filoniano tardío de disposición radial y anular, correspondientes a una asociación cafémica alcalina originada a partir de materiales predominantemente mantélicos (Figura 6).

La fase principal, sienítica, comprende subtipos alcalinos (sienita riebeckítica y alcalifeldespática hornblendífera) y calcoalcalina (sienita biotítica y hastingsítica). Tiene una potencia máxima en su

parte central de 900 m que disminuye hacia los extremos a 150 m, y una longitud aflorante de 9 km.

La fase granítica intruye de forma pseudoconcordante a la anterior y presenta también subtipos alcalinos y calcoalcalinos subordinados. La masa principal está constituida por un granito alcalifeldespático riebeckítico-egirínico con una potencia de 400 m y una extensión de 9 km. Intruye a la sienita en su techo mediante contacto neto, sin fenómenos de asimilación. En su piso intruye sedimentitas ordovícicas gradando en este contacto a granito alcalifeldespático biotítico, con desaparición de anfíbol. Las diversas variedades graníticas incluyen granito alcalifeldespático riebeckítico, alcalifeldespático biotítico, leucogranito alcalifeldespático hematítico, leucogranito alcalifeldespático, microgranito alcalifeldespático riebeckítico y monzogranito biotítico.

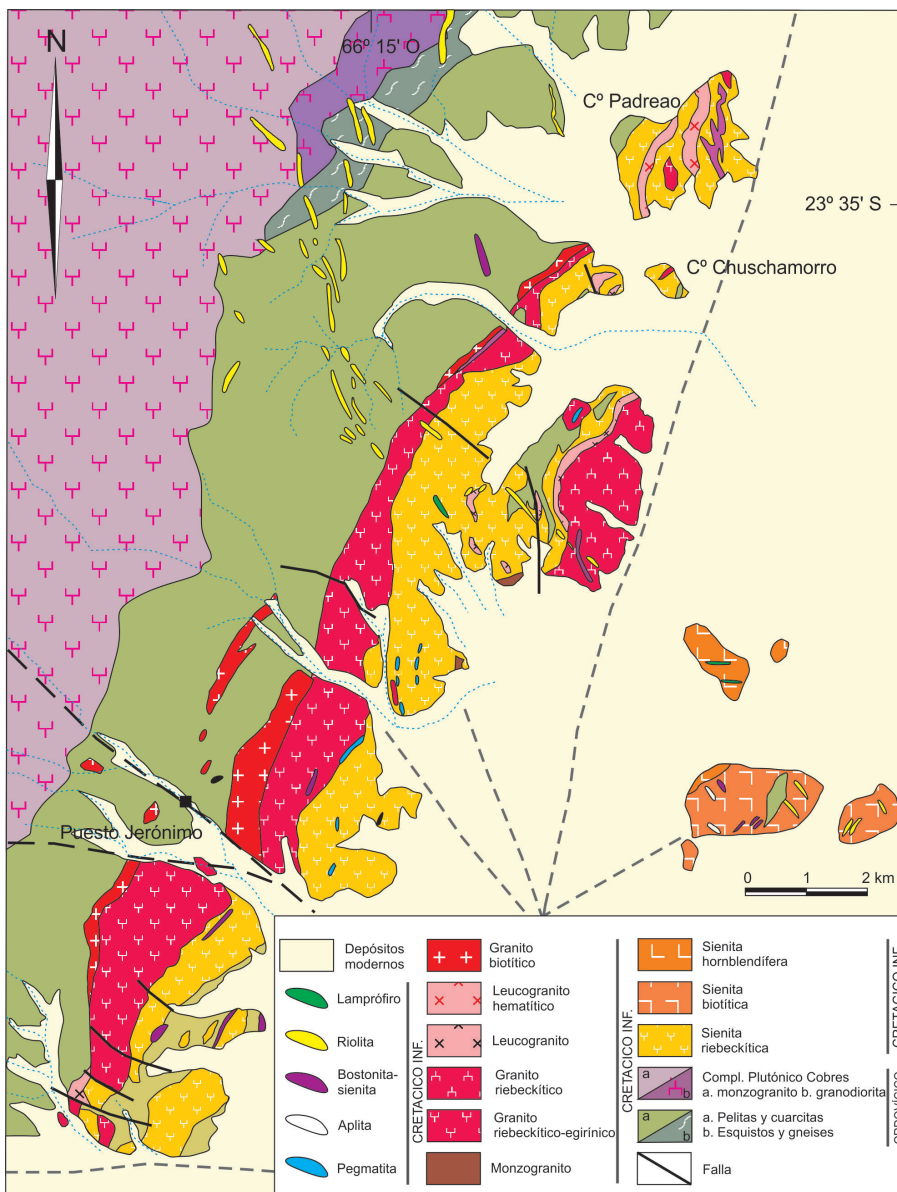


Figura 6. Geología del Lacolito Compuesto de Rangel (modificado de Zappettini 1989, Menegatti 2001, Kirschbaum *et al.* 2006).

La fase final incluye un conjunto de diques de diversa composición: leucosienita alcalifeldespática, aplita microgranítica riebeckítica, riolita, bostonita, sienita analcímica, lamprófiros de composición diorítica (espesartita hornblédica y kersantita antofilítica), tefrita nefelínica, andesita, basalto y pegmatitas.

Las pegmatitas contienen minerales poco frecuentes, tales como thorita, thorigummita, circón, triplita y xenotima (Zappettini 1989), laihunita y grünerita (Morello y Zappettini 1992) y riebeckita var. crocidolita (Menegatti 2001).

Con esta actividad magmática, que se extiende hacia el norte, en ámbito jujeño, se vinculan cuerpos filonianos de carbonatitas magmáticas, metasomáticas e hidrotermales (Zappettini 1998), estos últimos portadores de mineralización de torio y tierras raras (Zappettini 1990). Los cuerpos alcanzan longitudes de hasta 2.500 m y entre 0,2 y 4 m de potencia (excepcionalmente hasta 14 m).

Constituyen dos ciclos: el primero, de origen magmático, está constituido por variedades soviticas, alvikíticas y rauhaugíticas, que localmente varían a silicosovita y silicorauhaugítica. Algunos cuerpos están estrechamente vinculados con diques teschenítico-crinaníticos. El segundo ciclo corta al anterior e incluye variedades magmáticas (magnesiocarbonatitas -beforsita-), metasomáticas (por acción metasomática carbonática sobre diques sieníticos y lamprofíricos) e hidrotermales (asociación calcita - siderita - cuarzo - baritina - monacita - torita) las que por descomposición de los carbonatos constituye la variedad designada “rödberg”.

El estudio de la fábrica magnética del Lacolito de Rangel (Vegas *et al.* 2008) indica que la estructura del cuerpo responde a una acumulación de capas de rumbo N 30° E con buzamiento hacia el SE que muestran bandeamiento composicional concordante con las láminas, alimentadas por cuerpos tabulares con buzamiento elevado y direcciones similares predominantemente NE-SO y subordinado NO-SE. El contacto con la caja en la base es neto, lo que corrobora su geometría general lacolítica.

El **Gabro Taire** (Zappettini 2008) corresponde a un pequeño stock que intruye sedimentitas ordovícicas en el área de la quebrada de Taire, al oeste de Susques. Presenta textura granosa mediana a gruesa y color verde oscuro. Está constituido por hornblenda, augita, olivina, biotita y plagioclasa; esta última se presenta en dos generaciones: una formada por cristales de mayor dimensión completamente sericitizados y una segunda construida por prismas cortos de una plagioclasa muy cálcica. Son frecuentes apatita y circón como accesorios y son abundantes los minerales opacos, que en secto-

res alcanzan un 10% del volumen de la roca; entre estos últimos se ha reconocido magnetita, en parte titanomagnetita, con exsoluciones de ilmenita, hematita asociada a ilmenita, y maghemita como producto de alteración de titanomagnetita. Contiene escasos cristales diseminados de pirita con bordes alterados a limonita. Este cuerpo fue identificado a partir de una fuerte anomalía magnética asociada.

El **Lacolito Hornillos** (Rubiolo 1992) es un stock de 6 km<sup>2</sup> de superficie. Comprende nordmarkitas, sienitas, monzonitas, monzodioritas, pulaskitas, pórfiros sieníticos y brechas traquíticas comagmáticas. Se asocian diques con orientación predominante N-S, que presentan composiciones melanocráticas (limburgitas, doleritas, teschenitas y malignitas), mesocráticas (tinguaitas) y leucocráticas (bostonitas, aplitas sieníticas).

## VOLCANITAS Y DIQUES SUBVOLCÁNICOS

Las volcanitas y diques subvolcánicos se han emplazado en las etapas de pre-rift, sin-rift y post-rift. Las evidencias más antiguas de magmatismo vinculado con los procesos de rifting iniciados en el Triásico en territorio argentino corresponden a diques de aillikita, cercanos al límite con Bolivia, en el río Santa Cruz, al este de La Quiaca (Rubiolo *et al.* 1997).

En la etapa pre-rift (~160-135 Ma) al oeste del valle de Río Grande, Jujuy, se emplazaron cuerpos lamprofíricos alcalinos, aflorantes en la quebrada del río Yacoraite, en Coraya, al oeste de Humahuaca, y en Huichaira, al oeste de Tilcara. Fueron estudiados por Hauser *et al.* (2010) quienes describieron diques con un espesor de 50 cm o menor, filones capa e inyecciones dique en dique. Presentan texturas porfíricas a seriadas panidiomorfas y contienen xenolitos corticales y mantélicos. Corresponden a monchiquitas analcímicas, compuestas por diópsido/augita rica en titanio, biotita/flogopita rica en titanio, olivina forsterítica, Ti-pargasita y analcima, con abundantes “ocelli” rellenos con analcima/carbonato. Se reconocen dos variedades: una anfibólica libre de olivina y otra olivínica libre de anfíbol.

La etapa sin-rift (135-75 Ma) comprende un primer episodio (135-110 Ma) que incluye las volcanitas del **Complejo volcánico Alto de las Salinas**, intercalado en la Formación El Cadillal, descrito por Bossi y Wampler (1969). Comprende flujos de lava, “necks”, diques y flujos piroclásticos de composición traquítica, riolítica y andesítica, intruidos por diques y filones capa de basalto agrupados en cuatro tipos litológicos: plagioclásico, hornblendífero, olivínico y olivínico-pigeonítico. Galliski y Viramonte (1988) indican la presencia de traquitas,

basanitas y nefelinitas. Moreno Espelta *et al.* (1976) identificaron volcanitas equivalentes intercaladas en los conglomerados de la Formación La Yesera en el arroyo El Cedral de la sierra de la Candelaria. Incluye también el **Basalto Periquillo** (Porto 1981) correspondiente a coladas basálticas olivínicas. Se incluyen en este episodio los diques subvolcánicos asociados al Lacolito Compuesto de Rangel así como los diques de tefrita descriptos por Galliski y Viramonte (1988) en el sector occidental del Batolito de Tusaquillas, constituidos por fenocristales de olivina serpentinizada y augita titanífera en una mesostasis de plagioclasa, nefelina, biotita y minerales opacos.

Se asigna a esta etapa el **Basalto La Puerta de San José**, en las proximidades de Belén, provincia de Catamarca, descrito por Rossello *et al.* (1999). Consiste en coladas con potencias de hasta 35 m, constituidos por fenocristales de olivina, augita y kaersutita en una pasta intergranular a subofítica compuesta por microlitos de andesina ácida y augita titanífera, minerales opacos y feldespato alcalino intersticial.

Con el Basalto La Puerta de San José han sido correlacionados diques de basalto aflorantes en el faldeo occidental de la sierra de Fiambalá. Comprende dos grupos clasificados como mugearitas y hawaiitas (Morello *et al.* 2011). El primero contiene plagioclasa y anfíbol y el segundo olivina (forsterita), augita titanífera, kaersutita, plagioclasa y abundantes minerales opacos (Fe-espinelo, ilmenita, magnetita y pirita), con escasas biotita y analcima.

El segundo episodio acaecido entre 105 y 95 Ma incluye el **Basalto Isonza** emplazado en la sección superior de la Formación La Yesera. En la quebrada de Isonza comprende coladas de basalto picrítico hacia la base (Reyes *et al.* 1976) y menos olivínico hacia el techo; están constituidas por fenocristales de olivina ( $Fo_{76}$ ) y de augita-diópsido en una base afanítica formada por plagioclasa y analcima. En la quebrada del Bonete (sierra de la Candelaria) se identificaron traquitas basálticas, traquitas olivínicas y piroclastitas (Moreno Espelta *et al.* 1976). Las traquitas están constituidas por fenocristales euhedrales-subhedrales de anortoclasa y en ciertos casos se observan fenocristales de olivino de tamaños más pequeños, casi siempre alterados a óxidos de hierro. La matriz está compuesta por microlitos de feldespato potásico, escasos granos de minerales opacos y granos de minerales máficos alterados.

Se asimilan a este evento los afloramientos de tefrifonolitas de la cuesta de Cámara (Tannhauser 1906), los diques de basanita de Finca El Rodeo (Lucassen *et al.* 2007), las coladas atravesadas por el pozo El Tunal (Gebhard *et al.* 1974) y las coladas

basálticas emplazadas en la Formación La Yesera en la sierra de Cachipunco (Arias *et al.* 1980).

El tercer episodio sin-rift (80-75 Ma) incluye basanitas-fonotefritas (Matancillas, Finca El Rodeo y Las Conchas) (Lucassen *et al.* 2007) y fonotefritas (El Cadillal). El **Basalto de Las Conchas** está emplazado en la porción superior de la Secuencia Pirgua 2, en la cuenca de Alemania (Hernández *et al.* 2008). Este volcanismo fue estudiado por Galliski y Viramonte (1988) y Galliski *et al.* (1989), quienes estimaron un volumen de material volcánico involucrado de 300 km<sup>3</sup> que comprende flujos piroclásticos dominantes y coladas, que alcanzan un espesor de aproximadamente 250 m. Se han identificado chimeneas volcánicas con diámetros entre 10 y 30 m, depósitos de “surge”, lahares, filones capa y diques. Uno de los mejores ejemplos de cono estromboliano adosado a sus chimeneas de alimentación se localiza en la quebrada Abra El Sunchal, afluente del río Las Conchas. Corresponden por su composición a basanitas y mugearitas. Las primeras contienen olivina ( $Fo_{90-74}$ ) y clinopiroxeno salítico en una mesostasis constituida por clinopiroxeno, plagioclasa ( $An_{50}$ ), biotita, anfíbol y analcima intersticial. Las mugearitas contienen fenocristales de plagioclasa ( $An_{40}$ ) y de escasa olivina en una matriz de plagioclasa ( $An_{20-25}$ ). Son comunes los xenolitos mantélicos de composición lherzolítica, espinélica y wherlítica, cumulos de clinopiroxenas y xenolitos de corteza inferior-media constituidos por granulitas básicas y ácidas (Galliski *et al.* 1989, Riso y Viramonte 1992, Lucassen *et al.* 1999).

Rubiolo *et al.* (1994) describen diques de tinguaita y sannaita en la comarca de Maiguasi, que asimilan regionalmente al mismo evento magmático de Hornillos. Las sannaitas consisten en lamprófiro alcalinos constituidos por dos generaciones de fenocristales de minerales ferromagnesianos de hasta 6 cm que localmente forman agregados glomeroporfíricos. Comprende flogopita, kaersutita, titanoaugita, diópsido y escasa olivina. La mesostasis está constituida por feldespato alcalino, minerales ferromagnesianos y escasa analcima. Son comunes los “ocelli” fonolítico-calcíticos formados por inmiscibilidad. Las tinguaitas corresponden a diques fonolíticos mesocráticos porfíricos constituidos por fenocristales de diópsido-egirina, hornblenda, sanidina y nefelina en una mesostasis de feldespato, analcima, nefelina, egirina y biotita.

La etapa post-rift (75-41 Ma) comprende sills lamprófitos intruidos en la Formación Los Blanquitos (Omarini *et al.* 1987). El dique principal (Sill de La Salamanca) es irregular, de hasta 0,70 m de ancho, de coloración oscura, con fenocristales euhedrales (de hasta 2 cm) de hornblenda, augita y

flogopita, en una pasta pilotáxica formada por feldespato (¿anortoclasa?) y anfíbol uralitizado (Salfity y Monaldi 2006). Forman parte también de esta etapa las basanitas intercaladas en rocas de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara (e.g. Rubiolo 1992), así como diques tardíos asociados al Complejo Hornillos.

Se han reconocido mediante perforaciones intercalaciones de lavas básicas en el Grupo Salta en Caimancito (Salfity y Marquillas 1986, Bercowski 1987), Las Colmenas y, el de mayor importancia, el centro eruptivo de Palmar Largo (Bianucci *et al.* 1981, Mädel 1984, Carlé *et al.* 1991) que constituye la **Formación Palmar Largo**. Este último comprende un nivel de brechas de 12 m de potencia en la base de la Formación Yacoraite y, por debajo, coladas macizas que corresponden principalmente a andesitas olivínicas y leucoandesitas, involucrando asimismo términos traquiandesíticos y traquibasálticos. Las volcanitas presentan cambio lateral de facies gradual desde el cono efusivo hacia brechas y areniscas volcánicas y en la zona distal, a carbonatos de la Formación Yacoraite, constituyendo las brechas y areniscas volcánicas el principal reservorio del yacimiento (Grosso *et al.* 2013).

## GEOCRONOLOGÍA

Las edades isotópicas disponibles en la literatura para los diversos cuerpos plutónicos, volcanitas y diques subvolcánicos se sintetizan en la Tabla 1.

### Triásico

Los diques de aillikita del río Santa Cruz, Jujuy, fueron datados por K-Ar en  $224 \pm 8$  Ma (Rubiolo *et al.* 1997).

### Jurásico Superior-Cretácico Inferior (~160-135 Ma)

Corresponde a la etapa pre-rift o de rift inicial que comprende diques lamprofíricos, plutonismo anorogénico de composición granítica alcalina a subalcalina y plutones alcalinos de ambiente extensional.

Los diques lamprofíricos alcalinos (monchiquitas), aflorantes en la quebrada del río Yacoraite, fueron datados en  $163 \pm 8$  Ma (K-Ar en biotita, Hauser *et al.* 2008).

El Stock Fundición fue originalmente asignado al Precámbrico (Amengual y Zanettini 1974) y posteriormente datado por el método K-Ar en biotita en 194 Ma (Zappettini 1999). Dataciones por el

método U-Pb en circón y Ar-Ar en biotita arrojaron  $160,4 \pm 1,2$  y  $161,8 \pm 2,7$  Ma respectivamente (Insel *et al.* 2012).

Las edades obtenidas en el Granito Aguilar en la década de 1970 por los métodos K-Ar en biotita y Rb-Sr varían entre  $200 \pm 10$  Ma y  $110 \pm 5$  Ma (Halpern y Latorre 1973, Linares y Latorre 1975). Cristiani (2003) obtuvo una edad de  $149,4 \pm 1$  Ma mediante una isocrona Rb-Sr, en tanto Insel *et al.* (2012) reportaron una edad de  $150,4 \pm 0,9$  Ma por el método U-Pb en circón.

En el Granito Toldo, ubicado 18 km al norte de mina Aguilar, Méndez *et al.* (1979) obtuvieron edades K-Ar en biotita de  $116 \pm 5$  Ma y  $121 \pm 10$  Ma.

Las dataciones K-Ar en biotita del Granito Abra Laite publicadas por Méndez *et al.* (1979) varían entre  $200 \pm 10$  Ma y  $80 \pm 5$  Ma. Cristiani *et al.* (2008) determinaron una edad U-Pb SHRIMP en circón de la facies principal de monzogranito biotítico de  $153 \pm 4$  Ma.

Las primeras edades de los cuerpos mesosilícicos del Stock Castro Tolay obtenidas por el método K-Ar condujeron a asignar este intrusivo al Pérmico (Zappettini 1989). Posteriormente se realizó una datación mediante una isocrona Rb-Sr que arrojó una edad de  $152 \pm 2$  Ma (Cristiani *et al.* 1999). Dataciones U-Pb SHRIMP en circón de una diorita y de la sienita del Stock Santa Julia emplazado en el núcleo del Stock Castro Tolay permitieron precisar las edades de estos cuerpos en  $154,2 \pm 0,92$  Ma y  $152,2 \pm 1,4$  Ma respectivamente (Zappettini 2008).

Una datación de la Granodiorita Puira sobre biotitas por el método Ar-Ar dio una edad de  $152 \pm 2$  Ma (Seggiaro y Becchio 2011a), por lo que se la interpreta como una facies del episodio magmático representado por el Stock Castro Tolay, siguiendo a Cristiani *et al.* (1999).

El Batolito de Tusaquillas fue datado por el método K-Ar en biotita obteniéndose edades entre  $147 \pm 10$  Ma y  $96 \pm 5$  Ma (Méndez *et al.* 1979). Posteriormente, se realizó una isocrona por el método Rb-Sr, que dio edades entre  $145 \pm 1$  y  $140 \pm 1$  Ma (Cristiani *et al.* 1999).

Las edades obtenidas permiten identificar tres pulsos intrusivos pre-rift. El primero está representado por el Stock Fundición (160 Ma) el segundo comprende los granitos Aguilar y Abra Laite, el Stock Castro Tolay y la Granodiorita Puira (154 a 150 Ma) y el tercero corresponde al Batolito de Tusaquillas (145 a 140 Ma).

### Cretácico Superior (135-75 Ma)

Coincide temporalmente con la depositación de la Supersecuencia Pírgua (Hernández *et al.* 2008)

Tabla 1. Unidades magmáticas: litologías, edades isotópicas y fuentes de información.

Unidad	Edades (Ma)			Litología	Referencias geocronología
	K-Ar	Ar-Ar	Rb-Sr		
Diques Río Santa Cruz 65° 01' - 22° 06'	224 ± 8			Aillikita	Rubiolo <i>et al.</i> (1997)
<b>ETAPA PRE - RIFT</b>					
Diques Valle de Río Grande 65° 26' - 23° 19'	163 ± 8			Monchiquita analcímica	Hauser <i>et al.</i> (2008)
Stock Fundición 65° 27' - 23° 23'	194	161,8 ± 2,7		Sienita, sienita cuarzosa y monzosienita	Zappettini (1999); Insel <i>et al.</i> (2012)
Granito Aguilar 65° 41' - 23° 13'	200 ± 10 110 ± 5		149,4 ± 1	Monzodiorita, cuarzo-monzodiorita, diorita y gabro. Monzogranito, cuarzo-monzonita, cuarzo-sienita	Halpern y Latorre (1973); Linares y Latorre (1975); Cristiani (2003); Insel <i>et al.</i> (2012)
Granito Toldo 65° 42' - 23° 02'	121 ± 10 116 ± 5			Granito cuarzo-monzonítico alcalino	Méndez <i>et al.</i> (1979)
Granito Abra Laité 65° 48' - 23° 13'	200 ± 10 80 ± 5		153 ± 4	Leucogranito de dos micas, monzogranito biotítico, sienogranito fayalítico, granito granatífero y granito rapakivi	Méndez <i>et al.</i> (1979); Cristiani <i>et al.</i> (2008)
Stock Castro Tolay 66° 02' - 23° 22'			154,2 ± 0,92 152,2 ± 1,4	Diorita, monzodiorita, monzonita, gabro, sienita	Cristiani <i>et al.</i> (1999); Zappettini (2008)
Granodiorita Puirá 66° 02' - 23° 25'		152 ± 2		Granodiorita, tonalita	Seggiaro y Becchio (2011a)
Batolito de Tusaquillas 63° 02' - 23° 18'	147 ± 10 96 ± 5	145 ± 1 140 ± 1		Leucogranito de dos micas, monzogranito porfírico y alcalifeldespático, pórfiro granítico, diques micrograníticos	Méndez <i>et al.</i> (1979); Cristiani <i>et al.</i> (1999)
<b>ETAPA SIN - RIFT</b>					
Lacolito Compuesto de Rangel 66° 14' - 23° 36'	146 ± 1,6 122 ± 1,5		129 ± 8 123 ± 6	Sienita alcalina, sienita calcoalcalina. Granito alcalifeldespático, leucogranito alcalifeldespático, microgranito alcalifeldespático y monzogranito biotítico.	Halpern y Latorre (1973); Mengatti <i>et al.</i> (1997); Zappettini y Santos (2011)
Stock Taire 66° 30' - 23° 23'			115 ± 0,4	Gabro	Seggiaro <i>et al.</i> (2002)

Tabla 1. Unidades magmáticas: litologías, edades isotópicas y fuentes de información. (Continuación)

Unidad	Edades (Ma)				Litología	Referencias geocronología
	K-Ar	Ar-Ar	Rb-Sr	U-Pb		
Complejo Alto de las Salinas 65° 12' - 26° 31'	128 ± 5 119 ± 15 112 ± 10 103 ± 10 97 ± 5				Traquita, riolita, andesita, basalto plagioclásico, hornblendifero, olivínico y olivínico-pigeonítico. Basanita y nefelinita	Bossi y Wampler (1969)
Basalto Puerta de San José 67° 00' - 27° 33'	131 ± 4				Basalto olivínico	Rosello <i>et al.</i> (1999)
Basalto Periquillo 65° 25' - 26° 44'	115 ± 5				Basalto olivínico	Porto (1981)
Matancillas 66° 20' - 23° 55'	109 ± 3 108 ± 2	112			Basanita, fonotefrita	Seggiaro y Becchio (2011a); Lucassen <i>et al.</i> (2007)
Basalto Isonza 65° 53' - 25° 20'	114 ± 5 96 ± 5				Basalto picrítico, traquita basáltica, traquita olivínica	Valencio <i>et al.</i> (1976)
El Rodeo 64° 58' - 26° 39'	95 ± 3 98 ± 3				Basanita	Lucassen <i>et al.</i> (2007)
Basalto Las Conchas 65° 50' - 25° 26'	76 78				Basanita, mugearita	Valencio <i>et al.</i> (1976); Reyes <i>et al.</i> (1976)
Lacolito Hornillos 64° 59' - 22° 26'	108 66				Nordmarkita, sienita, monzonita, monzodiorita, pulaskita, pórfiro sienítico y brecha traquita	Rubiolo (1997)
<b>ETAPA POST - RIFT</b>						
Palmar Largo 62° 15' - 23° 26'	70 ± 5				Andesitas olivínica, leucoandesita, traquiandesita y traquibasalto	Carlé <i>et al.</i> (1991)
Diques Hornillos 64° 59' - 22° 26'	71 ± 9 59 ± 4				Limburgita, dolerita, teschenita, malignita, tinguaita	Rubiolo <i>et al.</i> (1997)
Sill de La Salamanca 65° 44' - 26° 01'	65 ± 2 60 ± 2				Lamproíta	Omarini <i>et al.</i> (1987)

y corresponde a la etapa sin-rift. Comprende tres eventos magmáticos principales: entre 135 y 110 Ma, entre 105 y 95 Ma y entre 80 y 75 Ma.

El *primer evento magmático sin-rift* (135 a 110 Ma) incluye el Lacolito Compuesto de Rangel, el Stock Taire, así como las volcanitas del Complejo Alto de las Salinas y otras unidades extrusivas equivalentes. De acuerdo con lo propuesto por Sabino (2004) se sugiere su subdivisión en dos pulsos: uno temprano vinculado al fracturamiento inicial de los grabenes (135 a 120 Ma) y otro tardío (120 a 110 Ma).

El Lacolito Compuesto de Rangel fue originalmente datado por el método Rb-Sr en  $123 \pm 6$  y  $129 \pm 8$  Ma (Halpern y Latorre 1973). Menegatti *et al.* (1997) obtuvieron edades K-Ar en biotitas de  $146 \pm 1,6$  y  $122 \pm 1,5$  Ma. Finalmente, Zappettini y Santos (2011) obtuvieron una edad U-Pb SHRIMP en circón de la facies sienítica más antigua del lacolito, de  $135 \pm 2$  Ma. Por lo tanto, se asume un rango de edades entre 135 y 122 Ma para el emplazamiento de las diversas facies y, si bien se extiende algo más del límite de 130 Ma, se asume que el inicio de la actividad magmática se corresponde con las primeras evidencias de rifting en la región. Se asigna a este evento el conjunto de carbonatitas de las sierras de Cobres y Quepente.

El Complejo Alto de las Salinas fue datado por el método K-Ar en  $128 \pm 5$  Ma,  $119 \pm 15$  Ma (riolita) y  $112 \pm 10$  Ma (traquita a traquiandesita); coladas de la sección superior arrojaron edades de  $103 \pm 10$  a  $97 \pm 5$  Ma (Bossi y Wampler 1969), por lo que se interpreta que representan el segundo evento magmático. Moreno Espelta *et al.* (1976) identificaron volcanitas equivalentes intercaladas en los conglomerados de la Formación La Yesera en el arroyo El Cedral de la sierra de la Candelaria.

El Basalto Puerta de San José, localizado en la provincia de Catamarca, fue datado por el método K-Ar en  $131 \pm 4$  Ma por Rosello *et al.* (1999).

Incluye también el Basalto Periquillo (Porto 1981) correspondiente a coladas basálticas olivínicas datadas en  $115 \pm 5$  Ma. Seggiaro y Becchio (2011a) identificaron en el río Matancillas diques de basalto alcalino que dataron en 112 Ma (Ar-Ar en flogopita), en tanto Lucassen *et al.* (2007) obtuvieron edades K-Ar en biotita de  $109 \pm 3$  y  $108 \pm 2$  Ma.

El Stock Taire, que había sido previamente asignado al Granito famatiniano Tanque, fue diferenciado a partir de su caracterización petrográfica, y fue datado por U-Pb en circón, obteniéndose una edad de  $115 \pm 0,4$  Ma (Seggiaro *et al.* 2002).

El *segundo evento magmático sin-rift* comprende las coladas del Basalto Isonza datadas por Valencio *et al.* (1976), entre  $114 \pm 5$  Ma y  $96 \pm 5$  Ma (K-Ar, roca total), si bien la edad más antigua fue atribuida al

primer evento considerándola equivalente a la de las coladas superiores del Complejo Alto de las Salinas. Lucassen *et al.* (2007) dataron las basanitas de Finca El Rodeo en  $95 \pm 3$  y  $98 \pm 3$  Ma (K-Ar, roca total).

Este evento se extiende a Bolivia, donde el Complejo alcalino de Cerro Sapo fue datado por el método K-Ar en flogopita en  $97,7 \pm 2,8$  Ma (Kennan *et al.* 1995).

El *tercer evento magmático sin-rift* comprende el volcanismo denominado Basalto de Las Conchas (Reyes y Salfity 1973), con edades K-Ar en roca total entre 76 Ma y 78 Ma (Valencio *et al.* 1976, Reyes *et al.* 1976).

Se asimila a este tercer evento la intrusión del Complejo Hornillos, que fue datado por el método K-Ar entre 108 y 66 Ma (Rubiolo 2007), si bien la actividad magmática se inició durante el segundo evento y se extendió a la etapa post-rift. Del mismo modo se asignan a este evento los diques de tinguaita y sannaita descriptos por Rubiolo *et al.* (1994) en la región de Maiguasi.

### Paleoceno (75-41 Ma)

Coincide temporalmente con la depositación de las secuencias Balbuena 1 a 3, Santa Bárbara 1 a 3 y Lumbra 1 (Hernández *et al.* 2008) y corresponde a la fase de post-rift.

Las volcanitas de Palmar Largo fueron datadas en  $70 \pm 5$  Ma (Carlé *et al.* 1991). Rubiolo *et al.* (1997) obtuvieron edades K-Ar de  $59 \pm 4$  y  $71 \pm 9$  Ma en diques lamprofíricos asociados al Complejo Hornillos. El sill lamproítico de La Salamanca, intruido en la Formación Los Blanquitos, arrojó edades K-Ar de  $65 \pm 2$  y  $60 \pm 2$  Ma (Omarini *et al.* 1987). Marquillas *et al.* (2011) han interpretado que las tobas intercaladas en la Formación Yacoraite, con edades U-Pb en circones de  $71,9 \pm 0,4$  y  $68 \pm 0,7$  Ma, corresponden a material alóctono vinculado con el volcanismo de arco desarrollado en territorio chileno, de acuerdo con sus características geoquímicas.

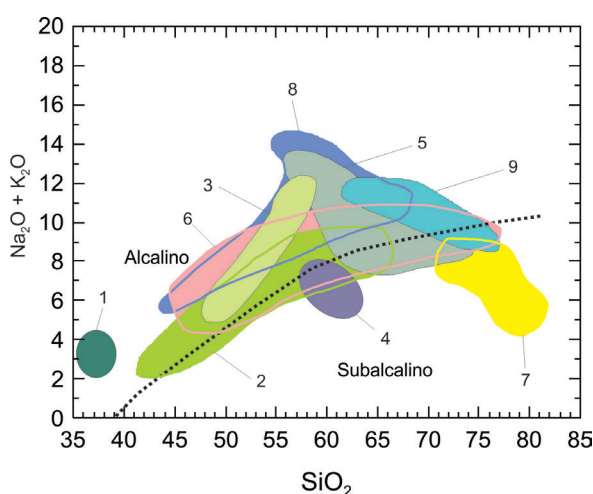
## GEOQUÍMICA

### Plutones

Las características petrográficas y geoquímicas de los cuerpos plutónicos considerados permiten su separación en dos grandes grupos (Zappettini 1989, Viramonte *et al.* 1999): plutonismo peraluminoso y plutonismo alcalino, respondiendo ambos a diferentes condiciones tectónicas de emplazamiento y fuentes magmáticas diversas. En el primero predomina el carácter subalcalino en tanto los

otros cuerpos se agrupan en el campo alcalino en el diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Figura 7); si bien algunos plutones con características alcalinas en sus términos menos evolucionados involucran rocas subalcalinas en sus términos más evolucionados, estas se encuentran relacionadas genéticamente y se explican a partir de un modelo geoquímico de diferenciación por cristalización fraccionada (Menegatti 2001, Omarini *et al.* 2013).

**Plutonismo peraluminoso.** Comprende la Granodiorita Puirra, el Batolito de Tusaquillas, el Plutón Abra Laite y los términos más evolucionados del Plutón Aguilar.



**Figura 7.** Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  según Irvine y Baragar (1971) para las rocas plutónicas mesozoicas del noroeste argentino. 1. Gabro Taire; 2. Stock Castro Tolay; 3. Lamprófiros Sierra de Tusaquillas; 4. Granodiorita Puirra; 5. Stocks Santa Julia y Fundición; 6. Granitos Aguilar y Abra Laite; 7. Batolito Compuesto de Tusaquillas; 8. Lacolito Hornillos; 9. Lacolito Compuesto de Rangel. Datos a partir de las publicaciones citadas en el texto.

El carácter aluminoso de estas rocas ya fue indicado por Zappettini (1989) quien señaló para su génesis la anatexis de materiales siálicos. Muestras representativas de estos cuerpos se agrupan en el campo de los granitoides sincolisionales, en concordancia con lo señalado por Cristiani *et al.* (1999) para las rocas del Batolito de Tusaquillas.

La distribución de ETR muestra un limitado enriquecimiento en tierras raras livianas y una pronunciada anomalía negativa en Eu (Figura 8a), similar en las rocas de Tusaquillas y Abra Laite y menos pronunciado en los términos más ácidos de Aguilar.

**Plutonismo alcalino de ambiente extensional.** Está representado por los intrusivos de Fundición y Castro Tolay, el Lacolito Compuesto de Rangel, el Lacolito de Hornillos, los diques alcalinos identificados al sur de Cobres y en Maiguasi, así como por los cuerpos carbonatíticos vinculados con el

Lacolito Compuesto de Rangel. Se asimilan a este grupo las rocas más antiguas del Stock Aguilar, correspondientes a una asociación diorita-monzonita-tonalita.

Muestras correspondientes al Stock Castro Tolay se distribuyen siguiendo un tren de enriquecimiento alcalino desde gabros a sienitas. En ese campo se localizan muestras representativas de la Granodiorita Puirra, de la Formación Fundición y de las facies diorítica-granodiorítica más antigua de Aguilar, así como los diques lamprofíricos del área de la sierra de Tusaquillas. Las facies alcalinas del Lacolito de Rangel se ubican en el mismo campo.

Los contenidos en elementos traza indican que las rocas del Stock Castro Tolay, así como las de Rangel (Menegatti 2001) se agrupan en el campo de los granitoides de intraplaca y anorogénicos, característico de los complejos emplazados en un ambiente de rift intracontinental o rift de retroarco.

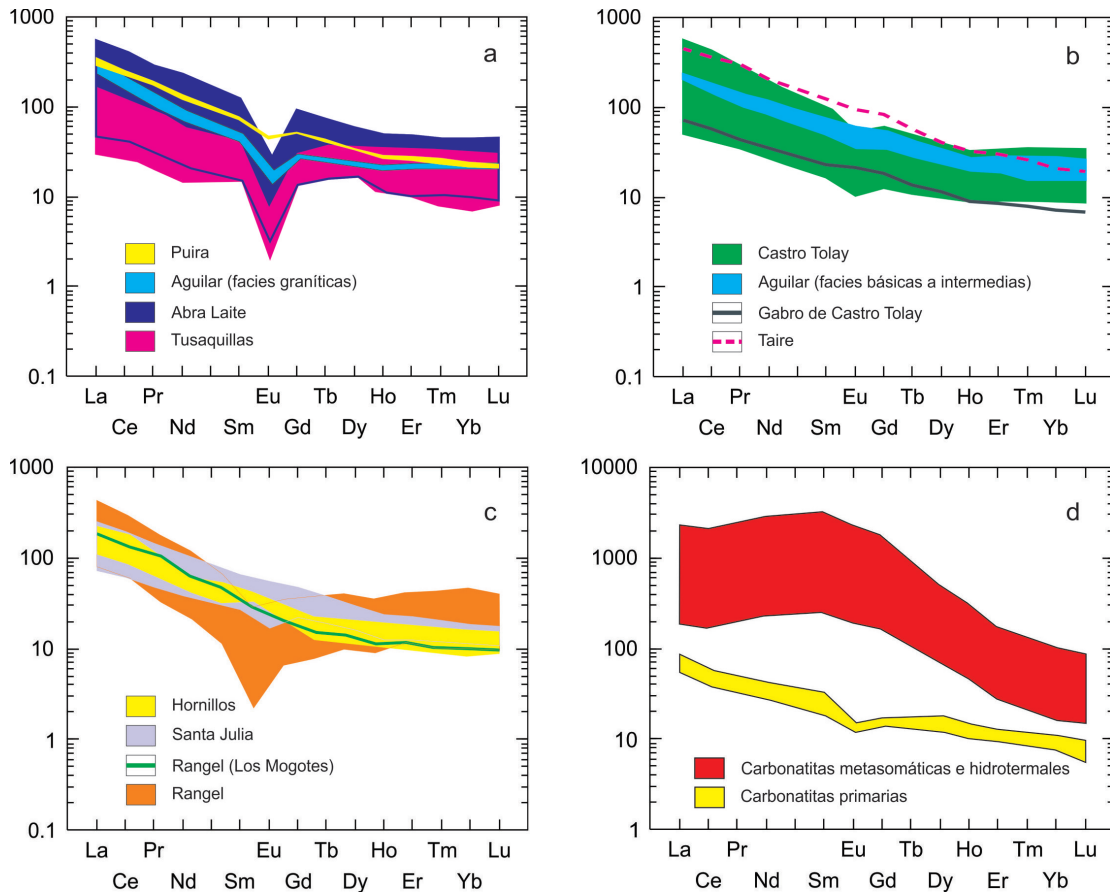
La distribución de ETR muestra que todos los intrusivos alcalinos están enriquecidos en tierras raras livianas (Figura 8b y c), siendo la anomalía en Eu inexistente en los términos básicos y levemente negativa en los términos alcalinos más evolucionados (sienitas y traquitas), probablemente debido a la remoción de plagioclasa.

Asociados al Lacolito de Rangel hay diques carbonatíticos cuyo contenido en ETR y Th tiende a aumentar desde las carbonatitas primarias a las metasomáticas e hidrotermales (Figura 8d). En estas últimas el contenido en ETR alcanza valores de hasta 1,5%, 1% Th y 0,2% Sr.

Las relaciones  $\text{Sm}/\text{Yb}$ ,  $\text{Ce}/\text{Yb}$  y  $\text{Ba}/\text{Yb}$  de las rocas plutónicas indican una fuente mantélica enriquecida, similar a la descrita para las volcanitas asociadas a la etapa del rift cretácico por Viramonte *et al.* (1999), quienes interpretan para el manto litosférico subcontinental pre-cretácico una constitución química y mineralógica heterogénea, consistente en proporciones variables de lherzolita, wherlita, harzburgita y en cantidades menores de piroxenita y dunita, así como una corteza media e inferior consistente en granulitas ácidas y máficas respectivamente.

### Volcanitas y diques subvolcánicos

Las monchiquitas de Río Grande, que representan la etapa de pre-rift, se caracterizan por altos contenidos HFSE, LILE y ETRL así como anomalías negativas de Sr y K y levemente positivas de Ta y Nb (Hauser *et al.* 2010), en tanto las basanitas de la etapa sin-rift tienen menores contenidos en LILE, HFSE y ETRL respecto de las monchiquitas. Las fonotefritas de Matancillas, por otra parte, son



**Figura 8.** Distribución de ETR normalizadas a condrito de rocas plutónicas jurásico-cretácicas. Se incluye la distribución de ETR en carbonatitas del distrito Rangel. Datos de Zappettini (1989, 2008), Viramonte *et al.* (1999), Menegatti (2001), Cristiani *et al.* (2005) y Omarini *et al.* (2013).

fuertemente potásicas con altos contenidos en K y Rb (Lucassen *et al.* 2007).

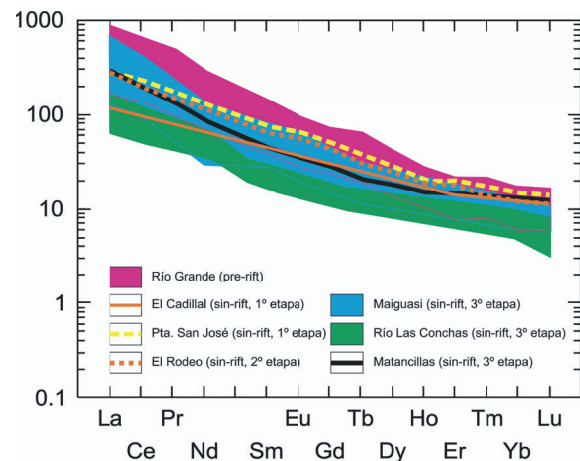
En general todas las volcanitas cretácicas muestran un carácter alcalino en el diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O y presentan enriquecimiento en elementos incompatibles en relación al MORB, en particular Rb, Ba, Sr, K, Nb y Ce (Viramonte *et al.* 1999), así como un fuerte enriquecimiento en ETRL (Figura 9).

### DATOS ISOTÓPICOS – ORIGEN DE LOS MAGMAS

Cristiani *et al.* (2005) obtuvieron valores <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de 0,70320 a 0,70587 y εNd<sub>t</sub> de 3,82 a 1,51 para el Stock Castro Toley y <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr entre 0,70868 y 0,72267 y εNd<sub>t</sub> entre -3,85 y -1,77 para los plutones Tusaquillas y Abra Laite. Los datos isotópicos presentados son compatibles con una derivación mantélica para el Stock Castro Toley y un origen anatéctico cortical para el Batolito de Tusaquillas. Por otra parte, los resultados εHf obtenidos en circón para la edad de cristalización de la diorita Castro Toley (Zappettini y Santos 2011), varían entre +2,5 a +5,00 con una edad modelo Hf (T<sub>DM<sup>c</sup></sub>) = 0,92

Ga. Estas diferencias genéticas y su diferente edad justifican su separación como unidades formales independientes que no constituyen un único episodio magmático. El rango de valores εHf en la diorita es muy restringido, lo que sugiere una fuente homogénea.

Los datos isotópicos de <sup>11</sup>B presentados por Kasemann *et al.* (2000) sobre turmalina de los gra-



**Figura 9.** Diagrama de ETR normalizadas a condrito para las volcanitas cretácicas (a partir de datos de Rubiolo *et al.* 1994, Viramonte *et al.* 1999, Lucassen *et al.* 2007, Hauser *et al.* 2010).

nitos de Abra Laite y Tusaquillas varían entre -5,1 y -12,0. Para comparación, el dato correspondiente a una muestra de granito del Lacolito Compuesto de Rangel dio un valor de -9,9. Los valores son comparables con el rango obtenido para turmalinas de rocas metamórficas del Proterozoico superior-Cámbrico inferior, valores que, en ambos casos, son independientes del contenido en B en roca total. Estos datos indican una derivación de los granitoides a partir del basamento metamórfico, siendo el reciclado de corteza el proceso dominante en la formación de magmas graníticos para la región tanto para el Paleozoico como para el Mesozoico (Kasemann *et al.* 2000).

Las rocas del Plutón Aguilar presentan relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,703198 y 0,704601 y  $\epsilon\text{Nd}_t$  de -1,06 a 3,82, calculado a 149 Ma (Omarini *et al.* 2013). Su formación es explicada por estos autores por cristalización fraccionada de magma de origen mantélico y por procesos de contaminación cortical.

Las rocas del Lacolito de Rangel muestran valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,704563 y 0,719899 y valores  $\epsilon\text{Nd}_t$  entre 0,96 y 1,58 (Menegatti 2001). Estas relaciones isotópicas fueron interpretadas por Menegatti (2001) como indicativas de una fuente mantélica modificada por contaminación cortical.

Más recientemente, Zappettini y Santos (2011) presentaron para la sienita de Rangel valores  $\epsilon\text{Hf}$  variables entre -1,17 y -22,30 con una edad modelo  $\text{Hf} (T_{\text{DM}}^{\epsilon}) = 1,36$  Ga. De manera similar, la sienita Santa Julia arrojó valores  $\epsilon\text{Hf}$  variables entre -0,01 y -12,28 con una edad modelo  $\text{Hf} (T_{\text{DM}}^{\epsilon}) = 1,48$  Ga. Un aspecto destacable de los resultados obtenidos es el amplio espectro de valores  $\epsilon\text{Hf}$  obtenidos en las muestras de sienitas (hasta 20 unidades  $\epsilon$ ), atribuibles a procesos magmáticos en sistemas abiertos (Kemp *et al.* 2007). En estos casos, los magmas presentan características híbridas, registradas en las variaciones isotópicas en circones de un mismo cuerpo, que indican una progresiva incorporación de fundido cortical ya predominante en la facies sienítica del Lacolito de Rangel.

Los datos isotópicos de las carbonatitas de Rangel se caracterizan por un estrecho rango de valores  $\delta^{13}\text{C}$ , entre -3,2 y -6,1 y una gran variabilidad de contenidos en  $\delta^{18}\text{O}$ , con una dispersión entre 12,9 y 22,2, superiores a los del manto. De manera general los valores más bajos de  $\delta^{18}\text{O}$  corresponden a variedades calcíticas y los más altos a términos de ankerita-siderita. Hay además una correlación positiva entre  $\delta^{18}\text{O}$  y contenido en ETR (Zappettini *et al.* 1998). Los datos de manera general corroboran las observaciones petrográficas e indican que se formaron por cris-

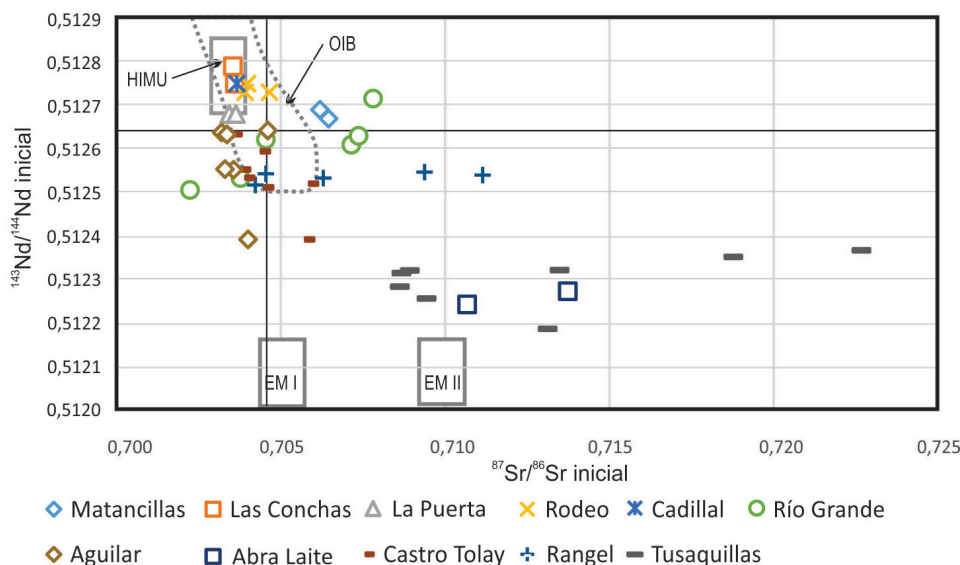
talización de un magma carbonático con subsecuente formación de variedades metasomáticas e hidrotermales.

Los intrusivos estudiados se localizan en el área limítrofe entre los terrenos Pampia y Antofalla. Las edades modelo  $\text{Hf} (T_{\text{DM}}^{\epsilon})$  disponibles asignables al sustrato no aflorante en esta región (en volcanitas de Niño Muerto y Río Blanco) obtenidas por Hauser *et al.* (2011) varían entre 1,27 y 1,62 Ga. Las edades modelo  $\text{Hf} (T_{\text{DM}}^{\epsilon})$  en las sienitas de Rangel y Santa Julia (1,36 y 1,48 Ga) se encuentran en el mismo rango, lo que sugiere, junto con el predominio de valores  $\epsilon\text{Hf}$  negativos, la presencia, en el sustrato, de corteza reciclada de edad mesoproterozoica. Por otra parte, la edad modelo 0,92 Ga y los valores  $\epsilon\text{Hf}$  positivos en las dioritas apuntan a la existencia de rocas subaflorantes de edad toniana con características juveniles (mantélicas) generadas en un régimen extensional. Se destaca en este contexto la influencia de las fuentes y sus heterogeneidades, puestas de relieve a partir de los datos isotópicos de Hf, en el comportamiento geoquímico y petrogenético del magmatismo que de ellas se deriva.

Es aceptado que las anisotropías y zonas de debilidad generadas en el basamento han sido frecuentemente reutilizadas y condicionaron la geometría de estructuras más jóvenes (Seggiaro 2009). La presencia de magmatismo de tipo extensional no aflorante de edad toniana, sugiere la existencia en el área estudiada de una zona de debilidad cortical, hipótesis que permite explicar a través de su reactivación la localización de eventos geológicos ocurridos en el transcurso de la historia geológica de la región considerada. Esa reactivación en sucesivas épocas pudo primero dar origen a la separación del terreno Arequipa de Pampia, posteriormente, una vez amalgamados estos terrenos, condicionar localmente el emplazamiento del magmatismo correspondiente a la Faja Eruptiva de la Puna Oriental y, finalmente, controlar uno de los segmentos del rift mesozoico donde se emplazaron los plutones analizados.

Para el Basalto Las Conchas Viramonte *et al.* (1999) indican relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,703074 y 0,703544 y relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512794 a 0,512885 (Figura 10), sugiriendo su formación por fusión parcial limitada de un manto litosférico subcontinental deprimido afectado por episodios de enriquecimiento metasomático.

Lucassen *et al.* (2007) presentan datos isotópicos de diversas volcanitas cretácicas: en Matancillas, indican relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,707118 y 0,707424 y relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512730 a 0,5127556; para el Basalto de La Puerta de San José, relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,703601 y 0,703799 y relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512775 a 0,5127753. En el diagra-



**Figura 10.** Diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  iniciales, con delimitación de los campos MORB, OIB, HIMU y EM I. Datos a partir de las fuentes citadas en el texto.

ma  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  iniciales las relaciones isotópicas, corregidas por decaimiento radioactivo *in situ* utilizando las edades presentadas en la Tabla 1, plotean en el campo de manto deprimido (Figura 10). Las muestras de Finca El Rodeo con relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,703986 y 0,704698 y relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512800 a 0,512818, también son indicativas de manto deprimido, al igual que una muestra de El Cadillal que presentó relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0,703694 y 0,704698 y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512830. El conjunto de datos permitió a Lucassen *et al.* (2007) sugerir la presencia de un manto litosférico deprimido metasomatizado, en coincidencia con lo planteado por Viramonte *et al.* (1999) para el Basalto Las Conchas.

Hauser *et al.* (2010) analizaron las monchiquitas de Río Grande, Jujuy y obtuvieron relaciones isotópicas iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0,70377 y 0,70781 y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  de 0,512506 a 0,512716, con  $\epsilon\text{Nd}_i$  entre +1,5 y +5,6 (Figura 10). Estos resultados le permitieron concluir, al igual que los autores anteriores, que las rocas se formaron a partir de un manto litosférico enriquecido por metasomatismo, en tanto que las variaciones observadas sugieren una fuente mantélica heterogénea.

De acuerdo con Omarini *et al.* (2016) la subducción prolongada de la placa Pacífica bajo el margen occidental de Gondwana pudo haber sido responsable del enriquecimiento metasomático del manto superior, evidenciado por las características de los xenolitos mantélicos presentes en las lavas basaníticas y lamprófiros representantes de volcanismo mesozoico. De acuerdo con el modelo de Niu *et al.* (2012), un proceso como el indicado puede llevar a un enriquecimiento en

elementos incompatibles, con la consecuente signatura HIMU para las rocas volcánicas mesozoicas en el dominio andino central.

## REFERENCIAS

- Amengual, R. y Zanettini, J. 1974. Geología de la Quebrada de Humahuaca entre Uquía y Purmamarca (provincia de Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 30-40.
- Arias, J.E., Chalabe, E. y Moreno Espelta, C. 1980. Geología del área termal de Cachipunco, departamento de Santa Bárbara, provincia de Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(4): 557-569.
- Bercowski, F. 1987. Colada basáltica en la Formación Yacoraite, (Cretácico Superior), pozo Caimancito, Norte Argentino. III Simposio del Cretácico de América Latina y X Congreso Geológico Argentino, PIGC-Proyecto 242. Resúmenes: 36-41, Tucumán.
- Bianucci, H., Acevedo, O. y Cerdán, J. 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la Subcuenca Lomas de Olmedo (provincias de Salta y Formosa). VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 159-172, San Luis.
- Bossi, G.E. y Wampler, M. 1969. Edad del Complejo Alto de las Salinas y Formación El Cadillal según el método K-Ar. *Acta Geológica Lilloana* X: 141-160.
- Brodtkorb, M.K. de, Lanfranco, J.J. y Sureda, R. 1978. Asociaciones minerales y litología del yacimiento Aguilar, provincia de Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(4): 277-298.
- Carlé, R.J., Di Persia, O.E. y Belotti, H.J. 1991. Geología del sector noroeste de la provincia de Formosa. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3° época 7(26): 2-26.
- Cristiani, Ch. 1998. Studio petrografico e geoquímico del Complesso intrusivo giurassico di Tusaquillas (Altiplano della Puna, NW Argentina). Tesis de Laurea, Università degli Studi di Pisa (inérita), 111 pp, Pisa, Italia.

- Cristiani, Ch. 2003. Il plutonismo anorogenico Mesozoico nell'Altipiano della Puna (Argentina Nord-occidentale, Ande Centrali): implicazioni petrogenetiche e geodinamiche. Tesis Doctoral, Università degli Studi di Pisa (inédita), 229 pp, Pisa, Italia.
- Cristiani, Ch., Del Moro, A., Matteini, M., Mazzuoli, M. y Omarini, R. 1999. The Tusaquillas plutonic complex, Central Andes. Age, petrology and geodynamic significance. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas 1: 34-35, Carlos Paz.
- Cristiani, Ch., Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R. y Villa, I.M. 2005. Petrology of late Jurassic-Early Cretaceous Tusaquillas and Abra Laite-Aguilar Plutonic Complexes (Central Andes, 23° 05' S - 66° 05' W): A comparison rift-related magmatism of NW Argentina and E Bolivia. En: Comin-Chiaromonte, P. y Gomes, C.B. (Eds.), Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. Sao Paulo: Editora da Universidade de Sao Paulo, 213-240.
- Cristiani, Ch., Omarini, R.H., Matteini, M. y Mazzuoli, R. 2008. SHRIMP U-Pb zircon age of the Abra Laite granite: New evidence of the late Jurassic rift-related plutonism in NW-Argentina. VI South American Symposium on Isotope Geology, Actas CD, Buenos Aires.
- Galliski, M. y Viramonte, J. 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrologic approach. Journal of South America Earth Sciences 1(4): 329-342.
- Galliski, M.A., Yague, A.A., Risso, C., Viramonte, J.G. y Saavedra, V.A. 1989. Contribución a la petrología y geoquímica de los xenolitos y basaltos alcalinos cretácicos de la quebrada de las Conchas, provincia de Salta, República Argentina. Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista 20 (1-4): 71-87.
- Gebhard, J.A., Giudice, A.R. y Oliver, G.J. 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo Las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39(3): 359-375.
- Gemmel, J.B., Zantop, H. y Meinert, L.D. 1992. Genesis of the Aguilar zinc-lead-silver deposit, Argentina-Contact metasomatic vs. sedimentary exhalative. Economic Geology 87: 2085-2112.
- Gorustovich, S.A., Sánchez, M.C. y Rubiolo, D.G. 1996. Formación Fundición: un intrusivo posordovícico de la Cordillera Oriental argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51(2): 185-188.
- Grosso, S., Lopez, R., Vergani, G. y O'Leary, S. 2013. Reservorios carbonáticos naturalmente fracturados en el Yacimiento Caimancito (Formación Yacoraité), Cuenca Cretácica del Noroeste Argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 70(1): 53-69.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. y Uliana, M.A. 1985. Associated Middle to Late Jurassic Volcanism and Extension in Southern South America. Tectonophysics 116: 223-253.
- Haapala, I., Frindt, S. y Kandara, J. 2007. Cretaceous Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe stocks in Namibia: Topaz-bearing A-type granites related to continental rifting and mantle plume. Lithos 97: 174-192.
- Halpern, M. y Latorre, C.O. 1973. Estudio geocronológico inicial de las rocas del noroeste de la República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28: 195-205.
- Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R.H. y Pimentel, M.M. 2010. Constraints on metasomatized mantle under Central South America: evidence from Jurassic alkaline lamprophyre dykes from the Eastern Cordillera, NM Argentina. Mineralogy and Petrology 100: 153-184.
- Hauser, N., Matteini, M., Omarini, R. y Pimentel, M.M. 2011. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope data on turbidites of the Paleozoic basement of NW Argentina and petrology of associated igneous rocks: Implications for the tectonic evolution of western Gondwana between 560 and 460 Ma. Gondwana Research 19: 100-127.
- Hernández, R.M., Gomez Mil, R. y Boll, A. 2008. Estratigrafía, tectónica y potencial petrolero del Rift Cretácico en la provincia de Jujuy. En: Coira, B. y Zappettini, E.O. (Eds.), Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino: 207-232, Jujuy.
- Insel, N., Grove, M., Haschke, M., Barnes, J.B., Schmitt, A.K. y Strecker, M. 2012. Paleozoic to early Cenozoic cooling and exhumation of the basement underlying the eastern Puna plateau margin prior to plateau growth. Tectonics 31, TC6006, doi:10.1029/2012TC003168.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.
- Kasemann S., Erzinger J. y Franz G. 2000. Boron recycling in the continental crust of the Central Andes from Palaeozoic to Mesozoic, NW Argentina. Contributions to Mineralogy and Petrology 140: 328-343.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Pateron, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M. y Whitehouse, M.J. 2007. Magmatic and crustal differentiation. History of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. Science 315: 980-983.
- Kennan, L., Lamb, S. y Rundle, C. 1995. K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. Journal of South American Earth Sciences 8: 163-186.
- Kirschbaum, A., Hongn, F. y Menegatti, N. 2006. The Cobres Plutonic Complex, eastern Puna (NW Argentina): Petrological and structural constraints for Lower Paleozoic magmatism. Journal of South American Earth Sciences 21: 252-266.
- Kittl, E. y Kittl, P. 1968. Sobre las wolframitas de Liquinaste, Jujuy. Revista Minera 29: 42-46, Buenos Aires.
- Lagorio, S.L. 1998. Geoquímica y petrogénesis de volcanitas cretácicas de la sierra Chica de Córdoba (Argentina). X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 31-320, Buenos Aires.
- Lagorio, S.L. 2003. El volcanismo cretácico alcalino de la Sierra Chica de Córdoba: geoquímica, petrogénesis e implicancias geodinámicas. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita), 400 pp, Buenos Aires.

- Lagorio, S.L. 2008. Early Cretaceous alkaline volcanism of the Sierra Chica de Córdoba (Argentina): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 26(2): 152-171.
- Lagorio, S.L. y Vizán, H. 2011. El volcanismo de Serra Geral en la provincia de Misiones: Aspectos geoquímicos e interpretación de su génesis en el contexto de la Gran Provincia Ígnea Paraná-Etendeka-Angola. Su relación con el volcanismo alcalino de Córdoba (Argentina). *Geoacta* 36: 27-53.
- Lagorio, S.L., Vizán, H., Geuna, S.E. 2016. Early Cretaceous Volcanism in Central and Eastern Argentina During Gondwana Break-Up. *Springer Briefs in Earth System Sciences*. doi 10.1007/978-3-319-29593-0
- Lafranco, J.J. 1972. Estudio de la intrusión en la falda oriental de la Sierra de Aguilar y metamorfitas del área de contacto. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), Córdoba.
- Linares, E. y Latorre, C. 1975. La edad del granito de Aguilar, Provincia de Jujuy, Argentina. II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 91-98, Buenos Aires.
- Lucassen, F., Lewerenz, S., Franz, G., Viramonte, J.G. y Mezger, K. 1999. Metamorphism, isotopic age and composition of lower crustal granulite xenoliths from the Cretaceous Salta rift, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 325-341.
- Lucassen, F., Franz, G., Romer, R.L., Schultz, F., Dulski, P. y Wemmer, K. 2007. Pre-Cenozoic intra-plate magmatism along the Central Andes (17-34°S): Composition of the mantle at an active margin. *Lithos* 99: 312-338.
- Mädel, F. 1984. Estratigrafía del tramo inferior del pozo descubridor Palmar Largo x-1. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3° época 1-2: 109.
- Marquillas, R.A., del Papa, C.E. y Sabino, I. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94(1): 94-113.
- Marquillas, R.A., Salfity, J.A., Matthews, S.J., Matteini, M. y Dantas, E. 2011. U-Pb zircon age of the Yacoraite Formation and its significance to the Cretaceous-Tertiary boundary in the Salta basin, Argentina. En: Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: Salta, Argentina*. SCS Publisher 227-246.
- Martín, J.L. 1989. Estudio geológico en los depósitos metalíferos de la sierra de Aguilar. Departamento de Humahuaca, Provincia de Jujuy, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 178 pp, Salta.
- Marzoli, A., Melluso, L., Morra, V., Renne, P.R., Sgrosso, I., D'Antonio, M., Duarte Morais, L. Morais, E.A.A. y Ricci G. 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná-Etendeka continental flood basalt province. *Journal of Geodynamics* 28: 341-356.
- Méndez, V. 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30' oeste, hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39(4): 391-424.
- Méndez, V., Turner, J.C., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, O. 1979. Geología de la región Noroeste, provincia de Salta y Jujuy. Dirección General de Fabricaciones Militares, 118 pp, Buenos Aires.
- Menegatti, N. 2001. El Complejo Alcalino Sierra de Rangel, Provincia de Salta, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 153 pp, Salta.
- Menegatti, N., Omarini, R., Del Moro, A. y Mazzuoli, R. 1997. El granito alcalino de la Sierra de Rangel (Cretácico Inferior) Provincia de Salta, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1379-1384, Antofagasta.
- Monaldi, C.R., Salfity, J.A. y Kley, J. 2008. Preserved extensional structures in an inverted Cretaceous rift basin, northwestern Argentina: Outcrop examples and implications for fault reactivation. *Tectonics* 27, TC1011.
- Morello, O. y Zappettini, E.O. 1992. Hallazgo de lauhunita y grunnerita pegmatíticas en la República Argentina. I Reunión de Mineralogía y Metalogénia y I Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénia de Rocas Ultrabásicas. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación 2, Actas: 193-204.
- Morello, O., Rubinstein, N., Hongn, F., Ferreira, L., Anesa, J. y Arias, A. 2011. Modelo metalogénico del yacimiento de uranio Las Termas, Fiambalá, Catamarca, Argentina. *Boletín Geológico y Minero* 122(3): 325-332.
- Moreno Espelta, C., Arias, J.E. y Chávez Manrique, A. 1976. Nuevos afloramientos de vulcanitas cretácicas (Grupo Salta) en la sierra de La Candelaria, Salta. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 137-138.
- Niu, Y., Wilson, M., Humphreys, E.R., Michael, J. y O'Hara, M.J. 2012. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML). *Episodes* 35: 310-327.
- Omarini, R.H., Salfity, J.A., Linares, E., Viramonte, J.G. y Gorustovich, A.S. 1987. Petrología, geoquímica y edad de un filón lamproítico en el Subgrupo Pirgúa (Alemania-Salta). *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas* 7: 89-99, Jujuy.
- Omarini, R.H., Gioncada, A., Vezzoli, L., Mazzuoli, R., Cristiani C. y Sureda, R.J. 2013. The Aguilar pluton (23°12' S-65°40' W; NW Argentina): Petrological implications on the origin of the Late Jurassic intra-plate magmatism in the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 47: 55-71.
- Omarini, R.H., Gasparon, M., De Min, A. y Comin-Chiaromonti, P. 2016. An overview of the Mesozoic-Cenozoic magmatism and tectonics in Eastern Paraguay and central Andes (western Gondwana): implications for the composition of mantle sources, 19 pp. <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Omarini2016.pdf>
- Porto, J. 1981. Geología de las Cumbres de Periquillo, provincia de Tucumán. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán (inédita), 135 pp, Tucumán.
- Ramos, V.A. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz

- Filho, A. y Campos D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, Río de Janeiro. 31<sup>o</sup> International Geological Congress: 635-685.
- Reyes, F.C. y Salfity, J.A. 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del norte argentino. VI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 205-223, Buenos Aires.
- Reyes, F.C., Salfity, J.A., Viramonte, J.G. y Gutiérrez, W. 1976. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el norte argentino. VI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 205-223, Bahía Blanca.
- Risso, C. y Viramonte, J.G. 1992. Xenolitos de lherzolitas espinélicas, piroxenitas y granulitas como herramientas de aproximación en la modelización de la litósfera precretácica del noroeste Argentino, Quebrada de Las Conchas, Salta. I Reunión de Mineralogía y Metalogenia de Rocas Ultrabásicas, Actas 2: 449-463.
- Rosello, E.A., Mozetic, M.E. y López De Luchi, M.G. 1999. El Basalto La Puerta de San José (Belén, Catamarca): Un nuevo testimonio del rifting cretácico en el noroeste argentino. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 194-199, Salta.
- Rubiolo, D.G. 1992. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Alkali-Magmatite der Sierra de Santa Victoria (E-Kordillere, NW Argentinien). Clausthaler Geowiss. Diss., 41: 145 pp, Clausthal-Zellerfeld.
- Rubiolo, D.G. 2007. The Hornillos laccolite in the Eastern Cordillera of Argentina: A way to explain A-type magmatism in the Central Andes. 20<sup>o</sup> Colloquium on Latin American Earth Sciences, Resúmenes: 33-34, Kiel.
- Rubiolo, D.G., Shwab, K., Sureda, R.J. y Viramonte, J.G. 1994. Relación petrogenética entre sannaitas y tinguaitas en la comarca de Maiguasi (Departamento Iruya; provincia de Salta, Argentina). VII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1189-1193, Concepción.
- Rubiolo, D.G., Seggiaro, R., Gallardo, E., Disalvo, A., Sanchez, M., Turel, A., Ramallo, E., Sandruss, A. y Godeas, M. 1997. Hoja Geológica 2366-II/2166-IV. La Quiaca, Provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 246, Buenos Aires, 113 pp.
- Sabino, I.F. 2004. Estratigrafía de la Formación La Yesera (Cretácico): Base del relleno sin-rift del Grupo Salta, noroeste argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59(2): 341-359.
- Salfity, J.A. 1979. Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del norte de Argentina. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 505- 515, Neuquén.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1986. Marco tectónico y correlaciones del Grupo Salta (Cretácico-Eoceno), República Argentina. En: Spalletti, L. A. (Ed.), Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América Latina, A: Eventos y Registro Sedimentario, GSGP-IGCP 242: 174-188, La Paz.
- Salfity, J.A. y Monaldi, C.R. 2006. Hoja Geológica 2566-I Metán. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 319, Buenos Aires, 74 pp.
- Seggiaro, R. 2009. Rasgos estructurales de los Andes en el NOA: su control en la localización de recursos minerales. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales 32: 37 pp, Buenos Aires.
- Seggiaro, R. y Becchio, R. 2011a. Hoja Geológica Susques, Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino (inédito).
- Seggiaro, R. y Becchio, R. 2011b. Hoja Geológica 2366-22 Sierra Aguilar, Provincia de Jujuy. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino (inédito).
- Seggiaro, R., Becchio, R. y Zappettini, E. 2002. Inversión tectónica del rift cretácico en la Puna Septentrional: Magmatismo y mineralizaciones asociadas. XV Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM, El Calafate.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas, S. y Jiménez, N. 2002. Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. Tectonophysics 345: 153-181.
- Sgrosso, P. 1943. Contribución al conocimiento de la minería y geología del Noroeste Argentino. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección de Minas y Geología, Boletín 53, Buenos Aires, 180 pp.
- Spencer, F.N. 1950. The geology of the Aguilar lead - zinc mine, Argentine. Economic Geology 45(5): 405-433.
- Tannhäuser, F. 1906. Petrographische Untersuchungen an jungvulcanischen Gesteine aus der argentinischen Republik. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Abhandlungen 22: 555-638.
- Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Patagonia, main tectonic events, magmatic activity, and depositional trends. En: McKenzie, G.D. (Ed.), Gondwana VI: Structure, Tectonics, and Geophysics. AGU Monograph, Washington, D.C.: 271-286.
- Valencio, D.A., Giudice, A., Mendia, J. A. y Oliver, G. 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pirgua, Provincia de Salta, República Argentina. VI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 527-542, Bahía Blanca.
- Vegas, N., Hongn, F.D., Tubía, J.M. y Menegatti, N. 2008. Estructura del complejo alcalino de Rangel (Salta, Argentina). Geogaceta 45: 3-6.
- Viramonte, J.G., Kay, S., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America: Journal of South American Earth Sciences 12(2): 109-121.
- Zappettini, E.O. 1989. Geología y metalogénesis de la región comprendida entre las localidades de Santa Ana y Cobres, provincia de Jujuy y Salta. República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 180 pp, Buenos Aires.
- Zappettini, E.O. 1990. Carbonatitas de la Puna Oriental, provincias de Jujuy y Salta. Primeras Jornadas de Tierras Raras, sin numeración, Córdoba.
- Zappettini, E.O. 1998. El Complejo Alcalino Santa Julia, Provincia de Jujuy, República Argentina. X Congre-

- so Latinoamericano de Geología, Actas 2: 289-294, Buenos Aires.
- Zappettini, E.O. 1999. Depósitos de tierras raras y torio de la Puna y Cordillera Oriental, Jujuy y Salta. En: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 979-985.
- Zappettini, E.O. 2008. El plutonismo mesozoico en Jujuy. En: Coira, B. y Zappettini, E. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de Jujuy. Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy: 244-253.
- Zappettini, E.O. y Santos, J.O.S. 2011. El plutonismo alcalino de intraplaca mesozoico en la Puna argentina: edades U-Pb SHRIMP en circones, relaciones isotópicas Lu-Hf e implicancias geodinámicas. XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas CD-ROM, 2 pp, Neuquén.
- Zappettini, E.O., Hubberten, H.W. y Rubiolo, D. 1998. Isótopos de carbono y oxígeno en carbonatitas de la Puna Oriental, provincias de Jujuy y Salta, República Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 295-299, Buenos Aires.