

GEOLOGÍA DEL PROSPECTO VICUÑA MUERTA: EMPLAZAMIENTO MÚLTIPLE Y CONTROL ESTRUCTURAL DE CUERPOS SUBVOLCÁNICOS MIOCENOS EN EL BORDE ORIENTAL DE LA PUNA AUSTRAL, SALTA

Néstor O. SUZAÑO^{1,2}, Raúl A. BECCHIO^{1,2}, Alfonso SOLA^{1,2}, Marcelo ARNOSIO² y Alexis I. NIEVES^{1,2}

¹ INENCO-CONICET, Salta. E-mail: nestor_music100@hotmail.com

² Instituto GEONORTE. Universidad Nacional de Salta, Salta.

RESUMEN

En el borde oriental de la Puna Austral, noroeste argentino, se emplazan numerosos intrusivos subvolcánicos de edad miocena inferior a medio con desarrollo de alteración hidrotermal y concentración de minerales de interés económico. Vicuña Muerta forma parte de una serie de intrusivos riolítico-dacíticos porfídicos (Formación Inca Viejo) dispuestos en dirección N-S y emplazados al este de una estructura cenozoica de rumbo N-S con herencia paleozoica inferior desarrollada sobre el borde occidental de las cumbres de Luracatao. Vicuña Muerta ($18,9 \pm 0,5$ Ma K/Ar en sanidina) está conformado por tres cuerpos subvolcánicos porfídicos de composición riolítica emplazados en granitos y gabros ordovícicos (Complejo Eruptivo Oire). Vicuña Muerta está delimitado en sus bordes norte y sur por fallas de geometría anastomosada que definen una estructura anular conspicua. Estas estructuras son el resultado de la reactivación andina (20 a 16 Ma según trazas de fisión en apatita) de zonas de deformación dúctil regionales del Paleozoico inferior (fase Oclóyica) de rumbo N-S que delimitan las cumbres de Luracatao y zonas locales NO-SE en Vicuña Muerta. La reactivación tectónica generó un sistema tipo *pop-up* regional y fallas transtensivas sinistral con desarrollo de fracturas R, R' y P en la zona del prospecto. La geometría de las fallas y el movimiento relativo de bloques proporcionaron un ambiente tectónico propicio para el ascenso y emplazamiento de múltiples pulsos de magmas contemporáneo con el levantamiento regional evidenciado por tasas de enfriamiento elevadas. Además, las estructuras controlaron la circulación de fluidos hidrotermales, la distribución de alteraciones en las rocas y la mineralización asociada.

Palabras clave: *Reactivación tectónica, emplazamiento múltiple, control estructural, alteración hidrotermal*

ABSTRACT

Geology of the Vicuña Muerta prospect: Structural control and multiple emplacement of Miocene subvolcanic bodies in the eastern border of Southern Puna, Salta

On the eastern edge of the southern Puna, northwest Argentina, several Lower-Medium Miocene subvolcanics intrusions with hydrothermal alteration and economic mineral concentrations are located. Vicuña Muerta is part of a group of rhyolitic-dacitic porphyries (Inca Viejo Formation) arranged in a N-S direction and emplaced to the east of a N-S Cenozoic structure with lower Paleozoic inheritance and development on the western edge of the cumbres de Luracatao. Vicuña Muerta comprises three porphyric subvolcanic bodies of rhyolitic composition dated at 18.9 ± 0.5 Ma (K/Ar in Sanidine) and emplaced in Ordovician granites and gabbros (Oire Eruptive Complex). Vicuña Muerta is bounded on its northern and southern edges by anastomosed faults defining an annular geometry structure. These structures are the result of the Andean reactivation (20-16 Ma according to Apatite Fission Tack dating) of lower Paleozoic (Oclóyic phase) regional ductile deformation zones with N-S direction that demarcate cumbres de Luracatao and, also, NW-SE local zones that surround Vicuña Muerta. Tectonic reactivation generated a regional pop-up system and sinistral transtensional faults that developed R, R' and P fractures in the prospect zone. The geometry of the faults and relative movement of tectonic blocks provided a suitable tectonic environment for ascent and emplacement of multiple coeval magma pulses with regional uplift evidenced by high cooling rates. Moreover, structures controlled the circulation of hydrothermal fluids, the alteration distribution of the rocks and the associated mineralization.

Keywords: *Tectonic reactivation, multiple emplacement, structural control, hydrothermal alteration*

INTRODUCCIÓN

En el borde oriental de la Puna Austral se emplazan numerosos cuerpos subvolcánicos con desarrollo de alteración hidrotermal y concentración mineral de interés

económico. Son producto del magmatismo cenozoico que se manifiesta a partir del Mioceno medio (15-19 Ma), representado en la región por secuencias piroclásticas intercaladas con sedimentitas de la

Formación Catal y una serie de cuerpos subvolcánicos de composición riolítico-dacíticos que integran la Formación Inca Viejo (González 1984). En el prospecto Vicuña Muerta aflora un cuerpo subvol-

cánico asignado a la Formación Inca Viejo, emplazados antes de la fase de mayor deformación y engrosamiento cortical en la Puna (fase Quechua) a partir de magmas que evolucionaron en niveles intermedios de la corteza (Hongn y Seggiaro 2001). Los intrusivos que constituyen la Formación Inca Viejo afloran en forma aislada y están alineados según rumbo N-S. Los intrusivos están emplazados en rocas graníticas del Complejo Eruptivo Oire (Blasco y Zappetini 1996) y metamorfitas de bajo a mediano grado del Complejo Metamórfico Río Blanco (Hongn y Seggiaro 2001) que afloran en el borde occidental de las cumbres de Luracatao (Fig. 1) y en la sierra de Inca Viejo. Se trata de los prospectos Vicuña Muerta, Inca Viejo ($15,0 \pm 0,2$ Ma, González 1984), Cerro Blanco y Cerro Bayo, de norte a sur respectivamente (Fig. 1). El emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos de la Formación Inca Viejo (Hongn 1995) y como de aparatos volcánicos de mayor envergadura de la región, calderas, estratovolcanes, conos de escoria (Kay *et al.* 1994, Coira *et al.* 1993, Riller *et al.* 2001, Schreiber y Schwab 1991, Matteini *et al.* 1997, 2002, Seggiaro y Hongn 1999, Petrino *et al.* 1999, 2010, Acocella *et al.* 2011, Norini *et al.* 2013) han sido vinculadas a estructuras andinas regionales retrovergentes de rumbo meridiano de ambiente compresivo (orógeno paralelo) y a lineamientos de rumbo NO-SE sinistral (orógeno oblicuo) (Allmendinger *et al.* 1983, Salfity 1985, Coira *et al.* 1993). Las zonas de intersección de estructuras de rumbo meridiano y NO-SE representan blancos para la exploración de depósitos tipo pórfido, epitermal y alteraciones hidrotermales asociadas (ej., Kay *et al.* 1999, Richards *et al.* 2001, 2006, Chernicoff *et al.* 2002). Hongn *et al.* (2010, 2007 y referencias allí citadas) propusieron que las estructuras de rumbo meridiano, retrovergentes en el borde oriental de la Puna Austral y su transición a Cordillera Oriental, son el resultado de la reactivación de anisotropías previas del basamento (fajas de cizallas del Paleozoico inferior y estructuras cretácicas, variaciones litológicas). La estructu-

ración paleozoica inferior del basamento controló la orientación de fallas andinas (piel gruesa) y la evolución de cuencas de antepaís paleógenas (tipo cuenca de antepaís segmentada, Hongn *et al.* 2007, del Papa *et al.* 2013). Los primeros estadios en la evolución del antepaís andino durante el Paleógeno de la Puna y Cordillera Oriental no son del todo conocidos. Recientes estudios demostraron que el inicio de la deformación y sedimentación tuvo lugar a partir del Eoceno medio (ej., del Papa *et al.* 2004, Hongn *et al.* 2007). Esta edad ha sido confirmada mediante edades de exhumación a partir de trazas de fisión en apatita en las cuencas de Pastos Grandes valle de Luracatao (Coutand *et al.* 2001, Insel *et al.* 2012, DeCelles *et al.* 2003, Deeken *et al.* 2006, Carrapa y DeCelles 2008, Carrapa *et al.* 2005, 2008, 2011a, 2013), registros fosilíferos en la Formación Geste de la depresión de Pastos Grandes en la Puna (Alonso 1992, Powell *et al.* 2006) y estratos de crecimiento con fósiles de la Formación Quebrada Los Colorados en el valle de Luracatao (Hongn *et al.* 2007, Payrola *et al.* 2006, 2009).

Esta contribución presenta los resultados de estudios estructurales, petrográficos y geoquímicos de intrusivos subvolcánicos miocenos que afloran en la zona del prospecto Vicuña Muerta. Estos estudios permitieron definir y clasificar diferentes facies dentro del intrusivo y alteraciones hidrotermales asociadas. Además, se interpreta la cronología relativa y control estructural de emplazamiento y posterior evolución del sistema magmático.

GEOLOGÍA REGIONAL

El prospecto Vicuña Muerta se localiza en el ámbito del borde oriental de la Puna Austral (Alonso *et al.* 1984). Intruye a granitoides de basamento de edad Paleozoico inferior asignados al Complejo Eruptivo Oire (Blasco y Zappetini 1996). Estos granitoides son aquellos que Turner (1964) denominó como Formación Oire y que posteriormente Méndez *et al.* (1973) agruparon con el nombre de "Faja Eruptiva de la Puna Oriental". Tiene una extensión longitudinal de unos 600 km, rum-

bo aproximado N-S y representa uno de los arcos del magmatismo ordovícico (ciclo Famatiniano) de la Puna. El Complejo Eruptivo Oire comprende un conjunto de rocas ígneas intrusivas entre los paralelos 24° y 25° de latitud sur y aproximadamente entre los meridianos $66^\circ 20'$ y $66^\circ 45'$ de longitud oeste. Viramonte *et al.* (2007), a partir de datos U/Pb en circones, indicaron que el magmatismo del Complejo Eruptivo Oire se llevó a cabo en varios pulsos discretos. Un pulso volcánico representado por riolitas y riodacitas intercaladas en metasedimentitas de bajo grado con edades de 485 y 472 Ma (secuencia originalmente asignada al Complejo Ígneo Metamórfico Salar Centenario de edad neoproterozoico-eocámbrica por Blasco y Zappetini 1996), seguido de un período de intrusiones graníticas de dimensiones batolíticas entre 462 y 475 Ma. Los rasgos comunes más importantes de estos intrusivos son fajas miloníticas, fenocristales de feldespatos potásicos de gran tamaño (hasta 7 cm) y cristales de cuarzo de tonalidad azul.

En el filo de Copalayo, borde occidental del salar Centenario, el basamento ordovícico está representado por unidades metamórficas de bajo a muy bajo grado, pelitas-grauvacas con intercalaciones de vulcanitas ácidas y básicas de la Formación Falda Ciénaga (Llanvirniano-Llandeiliano, Aceñolaza *et al.* 1976). En contacto tectónico (Mon y Hongn 1988, 1991, 1996, Hongn 1992), se apoyan unidades de mediano a alto grado metamórfico de la Formación Copalayo (Aceñolaza 1973, Viramonte *et al.* 1976, 1993, Becchio *et al.* 1999b, Domínguez *et al.* 2006) compuestas por micaesquistos, ortogneises granítico-granodiorítico-tonalíticos con edad de cristalización 467 ± 10 Ma (U/Pb en circones, Domínguez *et al.* 2006).

Sobre el basamento neoproterozoico-paleozoico inferior se apoyan secuencias cenozoicas continentales (Formaciones Catal, Geste, Pozuelos y Sijes) con intercalaciones potentes de vulcanitas y evaporitas de interés económico. La Formación Catal (Alonso y Gutiérrez 1986) aflora en el borde oriental del filo de Copalayo y está compuesto por conglomerados

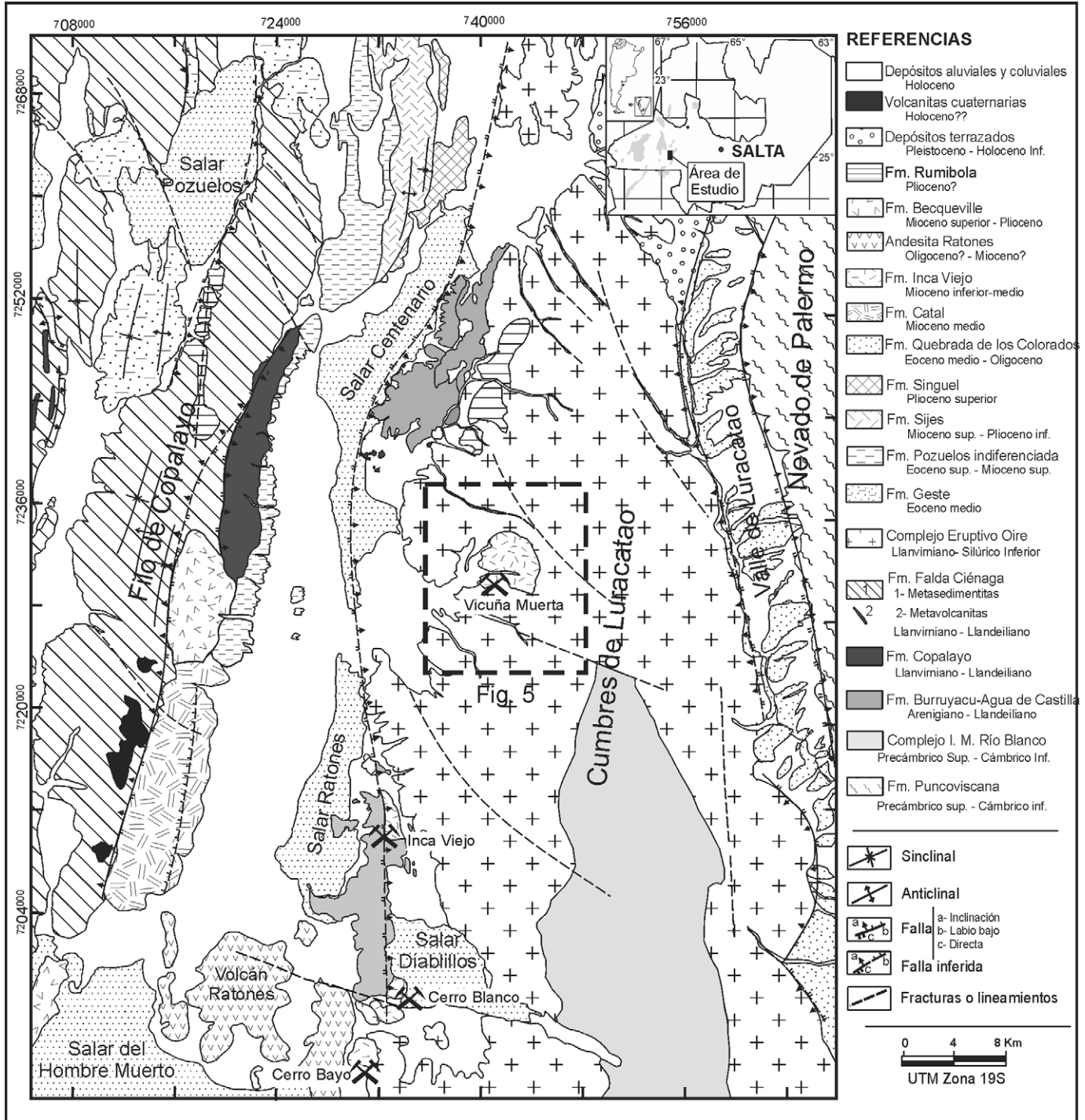


Figura 1: Mapa geológico regional de la zona de estudio. Se observan las relaciones de los intrusivos de Vicuña Muerta (Formación Inca Viejo) con rocas graníticas del Paleozoico inferior aflorantes en la región (recuadro) y algunas estructuras mayores. Modificado de Hongn y Seggiaro (2001), Domínguez *et al.* (2006) y Viramonte *et al.* (2007).

dos y piroclastitas con edades de $15,0 \pm 2,4$ a $7,2 \pm 1,4$ Ma (Alonso *et al.* 1991). Las Formaciones Geste, Pozuelos y Sijes fueron reconocidas por Turner (1964) en la cuenca de nombre homónimo y define el Grupo Pastos Grandes (Mio-Plioceno).

Alonso (1992) sobre la base de registros fosilíferos y dataciones, indicó una edad eocena para la Formación Geste y miocena superior para las Formaciones Pozuelos ($7,6 \pm 1,1$ Ma) y Sijes ($6,81 \pm 0,20$ Ma en la base de la secuencia). Trabajos recientes

de DeCelles *et al.* (2007) y Carrapa y DeCelles (2008) sobre la base de procedencia en circones detríticos de la Formación Geste, determinaron una edad máxima de depositación eocena ($39,8 \pm 0,6$ Ma). Concomitante con la sedimentación con-

tinental de la Puna, tuvo lugar en la región una intensa actividad volcánico-subvolcánica registrada en distintas unidades miocenas y pliocenas (Andesita Ratones, Formaciones Rumibola, Becqueville e Inca Viejo). Los basaltos cuaternarios y los depósitos evaporíticos de los salares actuales también son unidades que caracterizan la Puna.

En el faldeo oriental de las cumbres de Luracatao, en el ámbito de Cordillera Oriental, el basamento está representado por leptometamorfitas neoproterozoico-eocámbricas de la Formación Puncoviscana con intrusiones de granitos de edad neoproterozoico-paleozoico inferior (Hongn y Seggiaro 2001). En discordancia se apoyan depósitos de *riff* del Grupo Salta (Cretácico superior-Paleógeno) y secuencias de arenas y conglomerados fluviales de la Formación Quebrada Los Colorados, base del Grupo Payogastilla (Payrola *et al.* 2009, Hongn y Seggiaro 2001). El marco estructural del basamento del borde oriental de la Puna Austral y su transición a Cordillera Oriental está caracterizado por la superposición compleja de eventos de deformación del Neoproterozoico-Paleozoico inferior, Cretácico y movimientos tectónicos Andinos (ej., Mon y Salfity 1995, Allmendinger *et al.* 1997, Hongn y Seggiaro 2001, Carrera *et al.* 2006, Oncken *et al.* 2006, Hongn *et al.* 2007, Hongn y Riller 2007, Hongn *et al.* 2010, Carrapa *et al.* 2013 entre otros). Para la zona de estudio y aledañas se registran eventos de deformación, metamorfismo y magmatismo del Neoproterozoico-Paleozoico inferior que definen fajas de deformación dúctil de rumbo N-S dominante (Viramonte *et al.* 1993, Méndez *et al.* 1973, Hongn 1994, Hongn y Mon 1999, Becchio *et al.* 1999a, Lucassen *et al.* 2000, Hongn y Seggiaro 2001, Lucassen y Becchio 2003, Domínguez *et al.* 2006, Viramonte *et al.* 2007, Hongn y Riller 2007, Hongn *et al.* 2010, Lucassen *et al.* 2011). A las estructuras del basamento se superponen eventos de deformación relacionados con la extensión cretácica y al ciclo compresivo Andino (ej., Cristallini *et al.* 1997, Hongn *et al.* 2007, Kley *et al.* 2005, Pearson *et al.* 2013). Durante este último, se generaron estruc-

turas de doble vergencia que delimitan los altos topográficos de la región, por ejemplo las que delimitan las cumbres de Luracatao (Fig. 2) y Calchaquíes hacia el este (Hongn *et al.* 2007, del Papa *et al.* 2013). Mon y Hongn (1996) y Hongn *et al.* (2008, 2010 y referencias allí citadas) brindan un resumen completo sobre las unidades litotectónicas de la región.

Estructuras de edad neoproterozoico-paleozoica inferior del basamento

Lucassen *et al.* (2000, 2011) y Lucassen y Becchio (2003) indicaron que la estructuración de los complejos ígneo-metamórficos neoproterozoico-eocámbricos (Complejo Metamórfico Río Blanco y Formación Pachamama) es debida a un evento de metamorfismo-deformación regional de alta temperatura y baja presión datado en 508 Ma. Las estructuras ordovícicas son atribuidas a las fases Guandacol a fines del Arenigiano (Salfity *et al.* 1984) y Oclóyica ubicada en el límite Ordovícico-Silúrico (Turner y Méndez 1975, Mon y Hongn 1987, Hongn 1992). Las estructuras de la Formación Falda Ciénaga son las que mejor registran la fase Oclóyica (Hongn y Seggiaro 2001). Las fajas de cizalla dúctil registradas en el Complejo Eruptivo Oire son atribuidas a la fase Guandacol (Lork y Bahlburg 1993). El desarrollo de estructuras dúctiles del basamento estuvo influenciado por una anomalía térmica regional de larga duración durante el Cámbrico tardío y el Ordovícico (Becchio *et al.* 1999a, Lucassen y Becchio 2003, Hongn y Riller 2007). En general, las fajas de deformación dúctil son de geometría anastomosada, de rumbo meridiano y delimitan unidades litotectónicas de basamento. Mon y Hongn (1988, 1991) propusieron que el basamento neoproterozoico-paleozoico inferior está sobrecorrido sobre la Formación Falda Ciénaga (Llanvirniano-Llan-deiliano) a través de un sistema de fallas paleozoicas de rumbo meridiano y vergencia occidental denominado corrimiento oclóyico (Fig. 3).

De esta manera, el borde oriental de la Puna Austral es el que mejor registra las heterogeneidades del basamento con superposición de estructuras (Aceñolaza

y Toselli 1976) de variada naturaleza tales como fajas de deformación dúctil de geometría anastomosada y alternancias litológicas a diferentes escalas que varían desde diques (Riller y Hongn 2003) hasta cinturones magmáticos de alcance regional (Faja Eruptiva de la Puna Oriental, Hongn *et al.* 2010). La geometría y disposición de dominios delimitados por las estructuras ordovícicas sugieren un modelo transpresivo relacionado a una convergencia oblicua (Fig. 3) (Bahlburg 1990, Hongn *et al.* 1996, Hongn y Mon 1999, Coira *et al.* 1999).

Estructuras cenozoicas

En el borde oriental de la Puna Austral y su transición a Cordillera Oriental, las estructuras cenozoicas están definidas por láminas de corrimiento y plegamiento de doble vergencia tipo *pop up* (Figs. 2 y 4) (Hongn *et al.* 2010, Coutand *et al.* 2001), fajas de deformación frágil y frágil-dúctil de rumbo N-S dominante y basculamiento hacia el este de las cuencas cenozoicas (Alonso 1992, Hongn 1995, Hongn y Seggiaro 2001, Hongn *et al.* 2007, Carrera *et al.* 2006, Oncken *et al.* 2006, Hongn *et al.* 2010, Santimano y Riller 2012, Pearson *et al.* 2013).

Estudios recientes han argumentado que la deformación, la sedimentación y el acortamiento cortical cenozoico comenzaron en la región durante el Eoceno medio a Oligoceno (fase Incaica, del Papa *et al.* 2004, Haschke *et al.* 2005, Deeken *et al.* 2006, DeCelles *et al.* 2007, Hongn *et al.* 2007, Payrola *et al.* 2009). La fase Incaica estuvo relacionada a la convergencia oblicua (ONO a NE) rápida de la placa y a un acortamiento horizontal NE (Marret *et al.* 1994). Esta estructuración generó un relieve positivo (sierra de Macón y protocumbres de Luracatao) a partir del cual se depositó la Formación Geste en la Puna y Quebrada Los Colorados en Cordillera Oriental (proto-Cordillera Oriental de Andriessen y Reutter 1994 y Coutand *et al.* 2001). Sin embargo, algunos autores (ej., Carrapa y DeCelles 2008, Carrapa *et al.* 2008) sobre la base de dataciones de trazas de fisión en apatita, proveniencia y dataciones U/Pb en circones detríticos de la

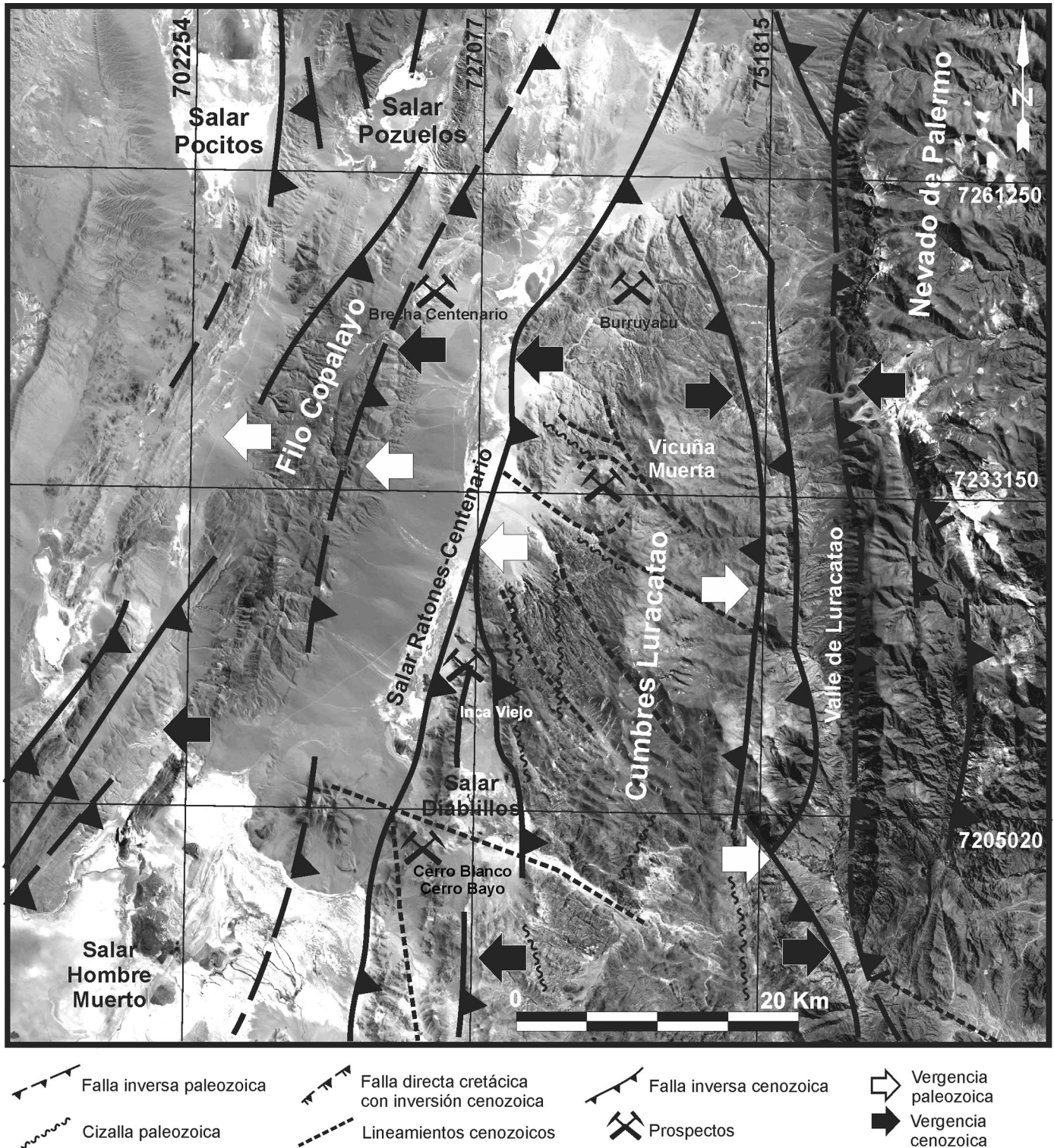


Figura 2: Principales estructuras paleozoicas, cretácicas y cenozoicas del borde oriental de la Puna Austral y su transición a Cordillera Oriental. Proyección UTM, Zona 19S. Tomado de Hongn y Seggiaro (2001) y Hongn *et al.* (2010).

Formación Geste, propusieron que la deformación comenzó en el área de Pastos Grandes durante el Paleoceno (~65 Ma) con un pico en la tasa de exhumación en-

tre los 40 y 35 Ma. Las ignimbritas de 17 Ma de la Formación Catal y los cuerpos subvolcánicos de la Formación Inca Viejo fueron vinculadas

a la fase Pehuenche (~25 Ma) por Hongn y Seggiaro (2001) y Sureda *et al.* (1986). Con los intrusivos Inca Viejo, Cerro Blanco de Diablillos y Cerro Bayo ubicados al sur

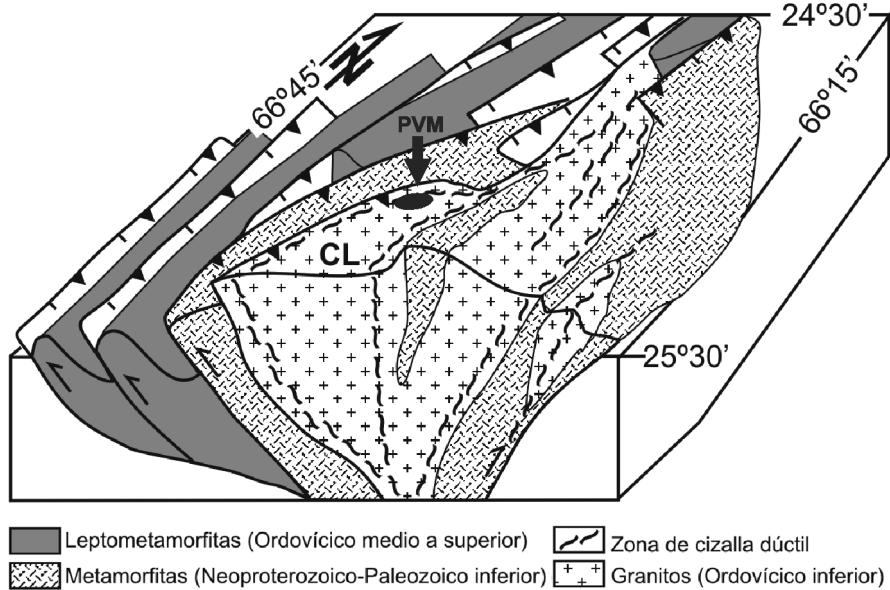


Figura 3: Esquema de las principales estructuras paleozoicas del borde oriental de la Puna Austral entre 24°30' y 25°30' de latitud sur. Notar las cumbres de Luracatao (CL) delimitadas por zonas de deformación dúctil de buzamiento opuesto. Se indica la posición relativa del prospecto Vicuña Muerta (PVM). Tomado de Hongn *et al.* (2010).

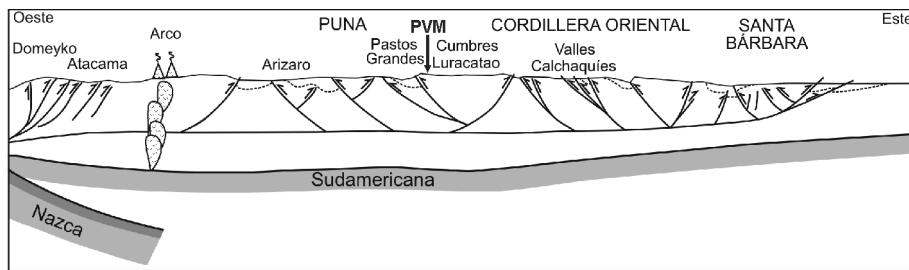


Figura 4: Sección esquemática regional a los 25,5° de latitud entre la cordillera de Domeyko y el Sistema de Santa Bárbara. Se observan los principales dominios de vergencia cenozoica y se indica la posición del prospecto Vicuña Muerta (PVM). Tomado de Hongn *et al.* (2010).

de Vicuña Muerta, se vinculan manifestaciones del tipo pórfido y epitermal con mineralizaciones de Cu-Au-Mo. El emplazamiento de estos intrusivos ha sido asociado a intersecciones de estructuras N-S del borde occidental de las cumbres de Luracatao y lineamientos transversales de rumbo NO-SE (tramo Diablillos-Ratones, Fig. 2, Allmendinger *et al.* 1982, Hongn y Seggiaro 2001, Chernicoff *et al.* 2002).

METODOLOGÍA

Para la identificación, clasificación y caracterización de los intrusivos Vicuña Muerta se utilizó como principal parámetro la textura de la pasta (observada en ta-

reas de campo y análisis petrográfico de detalle) y análisis geoquímicos de roca total. Los análisis geoquímicos fueron realizados por el método de espectrometría de fluorescencia de rayos X, en el Laboratorio de la Universidad Nacional de Salta. Este laboratorio consta de un equipo Rigaku 2000, dispersivo en longitud de onda, con tubo de Rh, detector de centelleo y flujo gaseoso y cristales monocromadores LIF, PET, TAP y GE. Los elementos mayores (% en peso) fueron determinados a partir de pastillas fundidas con tetraborato de litio. La fusión se realizó en un perlator semiautomático marca *Claisse Fluxy*. Las concentraciones de elementos traza (ppm) fueron determinadas sobre pastillas prensadas, con agregado de aglome-

rante (elvacite/acetona-20/80) a una presión de 1,400 kg/cm². Se utilizaron curvas de calibración medidas sobre patrones de roca standard del Servicio Geológico de Japón y de Estados Unidos. Como herramienta indirecta para la identificación de unidades litológicas y alteraciones asociadas, se utilizaron técnicas de procesamiento digital (ej., combinaciones RGB, cocientes de bandas) y fotointerpretación a partir de imágenes satelitales del sensor *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER).

INTRUSIVOS VICUÑA MUERTA

En el área del prospecto Vicuña Muerta afloran rocas intrusivas de composición riolítica dominante. Los cuerpos intrusivos están emplazados en granitoides de dimensiones batolíticas (U/Pb SHRIMP 481,9±4,2 Ma, Insel *et al.* 2012 y 462 a 475 Ma, Viramonte *et al.* 2007) del Complejo Eruptivo Oire (Fig. 5). La edad de Vicuña Muerta es de 18,9±0,5 Ma determinada por el método K/Ar en sanidina (JICA/MMAJ 2002). Vicuña Muerta está delimitado al norte y sur por fallas que definen una estructura anular de aproximadamente 6 km de diámetro con quebradas que rodean el cuerpo y que atraviesan la zona central del mismo, separándolo en dos serranías: una norte y otra sur. Las rocas que componen Vicuña Muerta han sido afectadas por distintos tipos y grado de alteración hidrotermal. En general, la alteración hidrotermal de los cuerpos de Vicuña Muerta y su encajonante está asociada a fallas y fracturas (Fig. 6).

Teniendo en cuenta las observaciones de campo (Figs. 7 y 8), la mineralogía y los diferentes arreglos texturales (Fig. 9) se reconocieron tres grupos litológicos principales: pórfidos riolíticos, diques riolíticos y brechas y vetas hidrotermales.

Pórfidos riolíticos

Se identificaron tres facies de pórfidos riolíticos sobre la base de observaciones de campo y rasgos texturales al microscopio (Fig. 9): de grano medio, de grano fino y finalmente de grano muy fino (Figs.

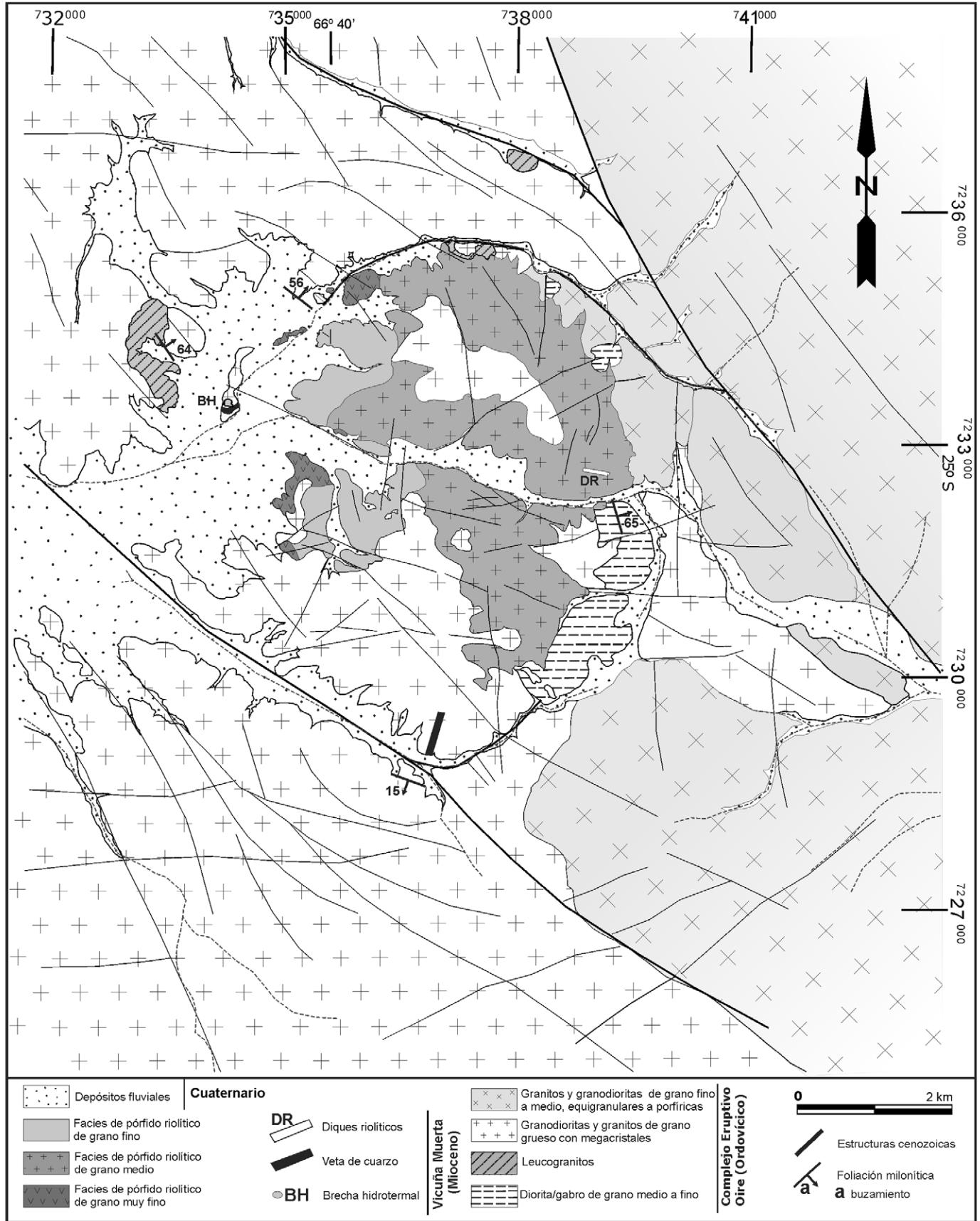


Figura 5: Mapa geológico del prospecto Vicuña Muerta. Proyección UTM, Zona 19S.

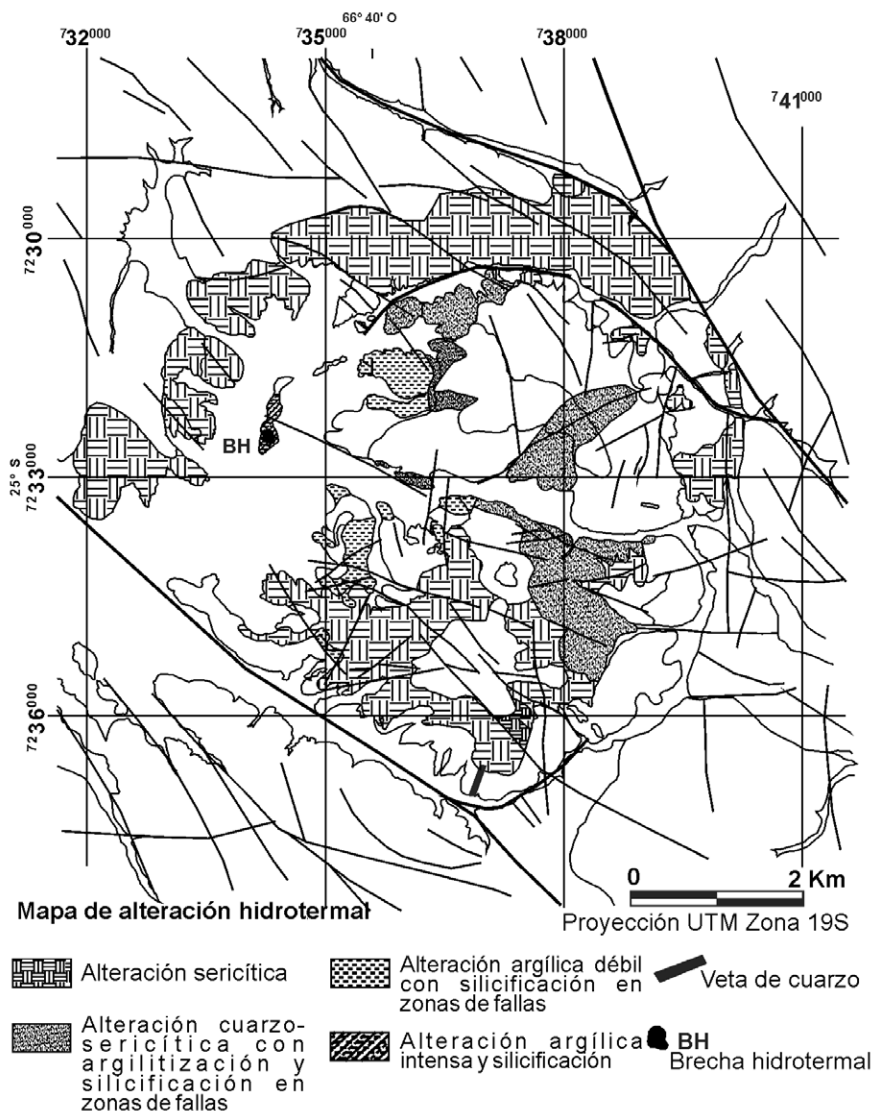


Figura 6: Mapa de alteraciones hidrotermales identificadas en el prospecto Vicuña Muerta sobre la base del análisis de imágenes satelitales ASTER, tareas de campo y petrografía. La distribución de las alteraciones hidrotermales está vinculada a la traza de fallas y fracturas que definen un sistema transnortado sinistral. Tomado de Suzaño *et al.* (2011).

5 y 7a). En general, predomina la textura porfídica con algunas características comunes entre los fenocristales de las distintas facies del prospecto. Varían muy poco en cuanto a la composición mineralógica y la diferencia principal radica en la textura de la pasta. En este sentido, el adjetivo textural de las denominaciones corresponden al tamaño de los minerales que conforman la pasta (medio, fino, muy fino, Hibbard 1955). Las abreviaturas utilizadas para la denominación de los minerales identificados en el análisis petrográfico son las propuestas por Whitney y Evans (2010).

Facies de grano medio: Corresponde a la facies de mayor distribución areal y aflora en los sectores norte y central del prospecto (Fig. 5). El contacto con el pórfido riolítico de grano fino es transicional. En las serranías norte y sur, la facies de grano medio está en contacto con granitoides del Complejo Eruptivo Oire y éstos conforman el techo del intrusivo. En el borde oriental del prospecto, el contacto con gabros y granitoides es del tipo intrusivo y neto (Figs. 5, 7a, b). En algunos sectores se observa un intenso fracturamiento y desarrollo de fracturas y fallas subverticales con escaso desplazamiento. A es-

tas estructuras se asocian venillas y venas abiertas rellenas de cuarzo (drusas) de hasta 10 cm de espesor. En la parte central del prospecto, el pórfido de grano medio (Fig. 8a) está atravesada por numerosas fracturas que exhiben un patrón de alteración hidrotermal zonal: drusa de cuarzo en el centro que pasan a una zona de argilitización y sericitización hacia los bordes más externos. El espesor de estas zonas varía desde el orden del centímetro hasta el metro. En sectores con sistemas de fracturas en flor, el tamaño de grano del pórfido riolítico es más fino y presentan intensa alteración hidrotermal con cristales diseminados de pirita y molibdenita subordinada.

Desde el punto de vista petrográfico, la facies de grano medio tiene textura holocristalina porfídica de grano medio a grueso con fenocristales de plagioclasa, ortoclasa y cuarzo como minerales esenciales. Los minerales accesorios son biotita, titanita, circón y minerales opacos. La pasta está compuesta por albita, ortoclasa, cuarzo y minerales opacos. La pasta (1 a 2 mm) es de grano medio con escasas texturas de desmezcla e intercrecimientos de cuarzo-feldespatos potásico (Fig. 9a). Los fenocristales de ortoclasa (5,4 a 6,0 mm) tienen forma subhedral a anhedral, maclados y algunos con textura micropertítica e inclusiones de feldespato potásico y plagioclasa. Los fenocristales de albita (1,0 a 2,0 mm) tienen forma subhedral, maclados, zonados y están en menor proporción que el feldespato potásico. El cuarzo (4 a 5 mm) tiene forma subredondeada a redondeada, extinción ondulosa, límpido y con engolfamiento y fracturas. La biotita es el mafito más abundante y está totalmente alterada y reemplazada por minerales opacos, rutilo y muscovita, aunque conserva la forma típica en tablillas. Dentro de esta facies, se reconoce un grupo de rocas que exhibe variaciones texturales principalmente visibles en la pasta (de grano más fino) respecto del cuerpo arriba descrito. La pasta de éste grupo de rocas se caracteriza por la ocurrencia de abundantes texturas de desmezcla tales como mirmequitas y textura gráfica (Fig.

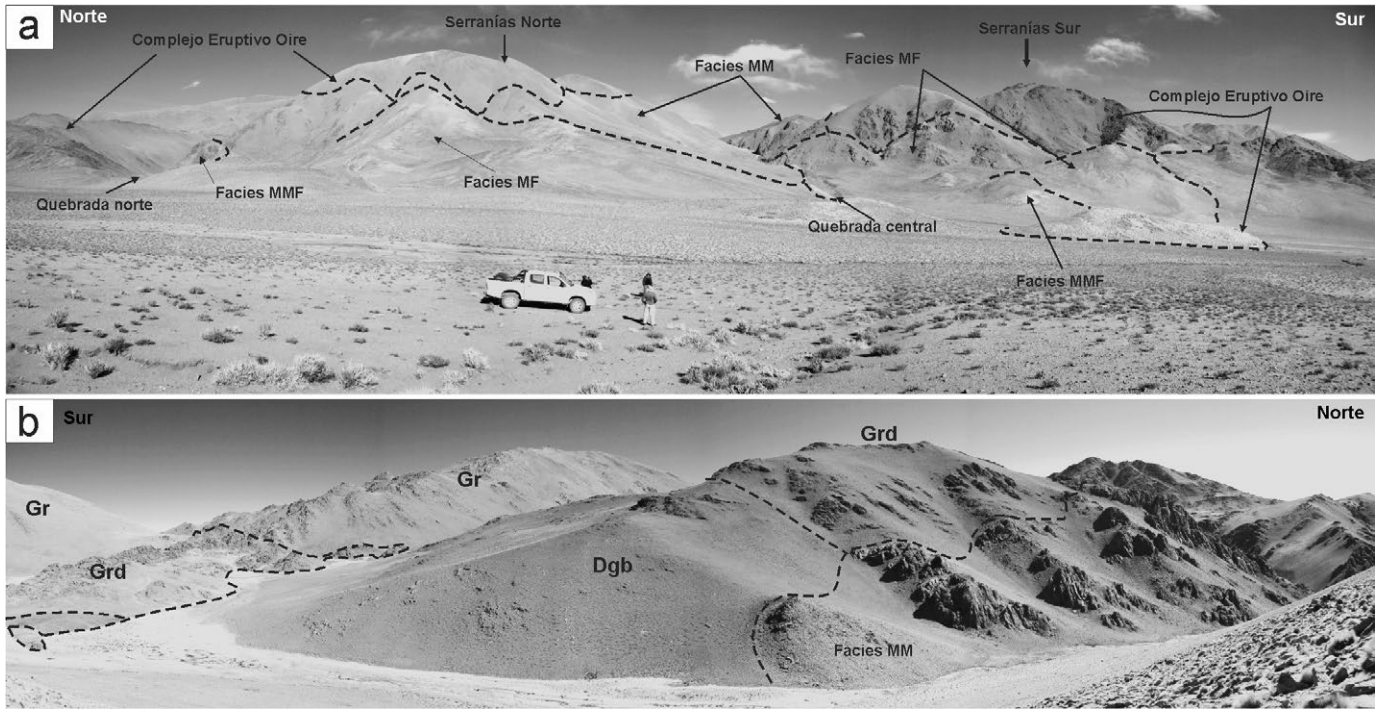


Figura 7: Vista general de los afloramientos del prospecto Vicuña Muerta. a) Vista panorámica hacia el este (plano norte-sur) donde se observan las relaciones entre las tres facies de pórfidos y granitoides del Complejo Eruptivo Oire que constituyen la roca de caja. Facies MM: facies de pórfido riolítico de grano medio, Facies MF: de grano medio y Facies MMF: de grano fino; b) Vista panorámica hacia el oeste (borde oriental del intrusivo) donde se observan las relaciones de las distintas unidades litológicas. Gr: granitos y granodioritas de grano medio a fino; Grd: granodiorita; Dgb: Diorita/gabros.

9b). Además, el tamaño de grano de los fenocristales (de 1,5 a 4,8 mm) es ligeramente más fino.

Facies de grano fino: Aflora en el borde occidental del prospecto y en la entrada de la quebrada que atraviesa la parte central del mismo (Fig. 5). La facies de grano fino está en contacto con la facies de grano medio, de grano muy fino y con granitoides ordovícicos de caja. El contacto con la facies de grano medio es transicional, con la de grano muy fino está cubierto y es neto con la roca de caja. En las proximidades al contacto con la roca de caja, ésta última exhibe alteración hidrotermal del tipo sericitica leve. Al igual que la facies de grano medio, los afloramientos están fracturados (con pátinas de hematita) debido a fallas locales de rumbo E-O y atravesados por venillas de cuarzo gris de rumbo NE-SO. En zonas de fallamiento, la roca constituye cataclitas y está atravesada por un sistema de venillas de cuarzo paralelas a la traza de falla.

Es importante destacar la presencia de cuerpos desmembrados (enclaves) de rocas dacíticas (Fig. 8b). Los enclaves son

escasos, de forma subredondeada, tamaño desde 10 a 50 cm y están en contacto neto con el hospedante.

La textura bajo el microscopio de la facies de grano fino es holocristalina porfídica compuesta por fenocristales de albita, ortoclasa, cuarzo y biotita inmersos en una pasta felsítica de grano fino (0,2 a 0,4 mm) con texturas gráficas y mirmecíticas. Minerales opacos y biotita están presentes como minerales accesorios (Fig. 9c). Los fenocristales de albita tienen formas anhedral a subhedral, maclado polisintético característico y alterados a sericita-minerales arcillosos. Se reconocieron dos poblaciones de fenocristales de albita (1,2 a 1,8 mm): una de cristales individuales y otra que conforman glomero-cristales. Los fenocristales de ortoclasa (0,5 a 1,0 mm) tienen formas anhedral a subhedral, están maclados y alterados a minerales arcillosos. Los fenocristales de cuarzo (0,6 a 1,5 mm) tienen forma subredondeada y en algunos casos con engolfamientos. Se observan sobrecrecimientos de cuarzo que engloba parcialmente la pasta, semejante a lo

descrito para los fenocristales de cuarzo de la facies de grano medio (Figs. 9a, b).

Los cuerpos desmembrados y enclaves de composición dacítica asociados a esta facies tienen textura holocristalina, porfídica a equigranular. Esta dacita está constituida por fenocristales de plagioclasa, biotita y escaso anfíbol inmersos en una pasta de grano fino (0,2 a 0,4 mm) compuesta de plagioclasa zonal, escasa ortoclasa, cuarzo y abundante anfíbol de hábito acicular (Fig. 9d). Contiene titanita, circón, minerales opacos y apatita como minerales accesorios. Los fenocristales de plagioclasa (0,6 a 2,8 mm) tienen formas subhedral a euhedral, frecuentemente con bordes de crecimiento y texturas cribadas. Los fenocristales de anfíbol (0,4 a 1,6 mm) son escasos y se reconocen por su característica sección basal romboédrica, color verde a nicoles paralelos y por su clivaje. El anfíbol de la pasta es de hábito acicular y en algunos casos está parcial a totalmente reemplazado por biotita. Los fenocristales de biotita (0,6 a 1,6 mm) están parcialmente reemplazados por minerales opacos. La relación entre la daci-

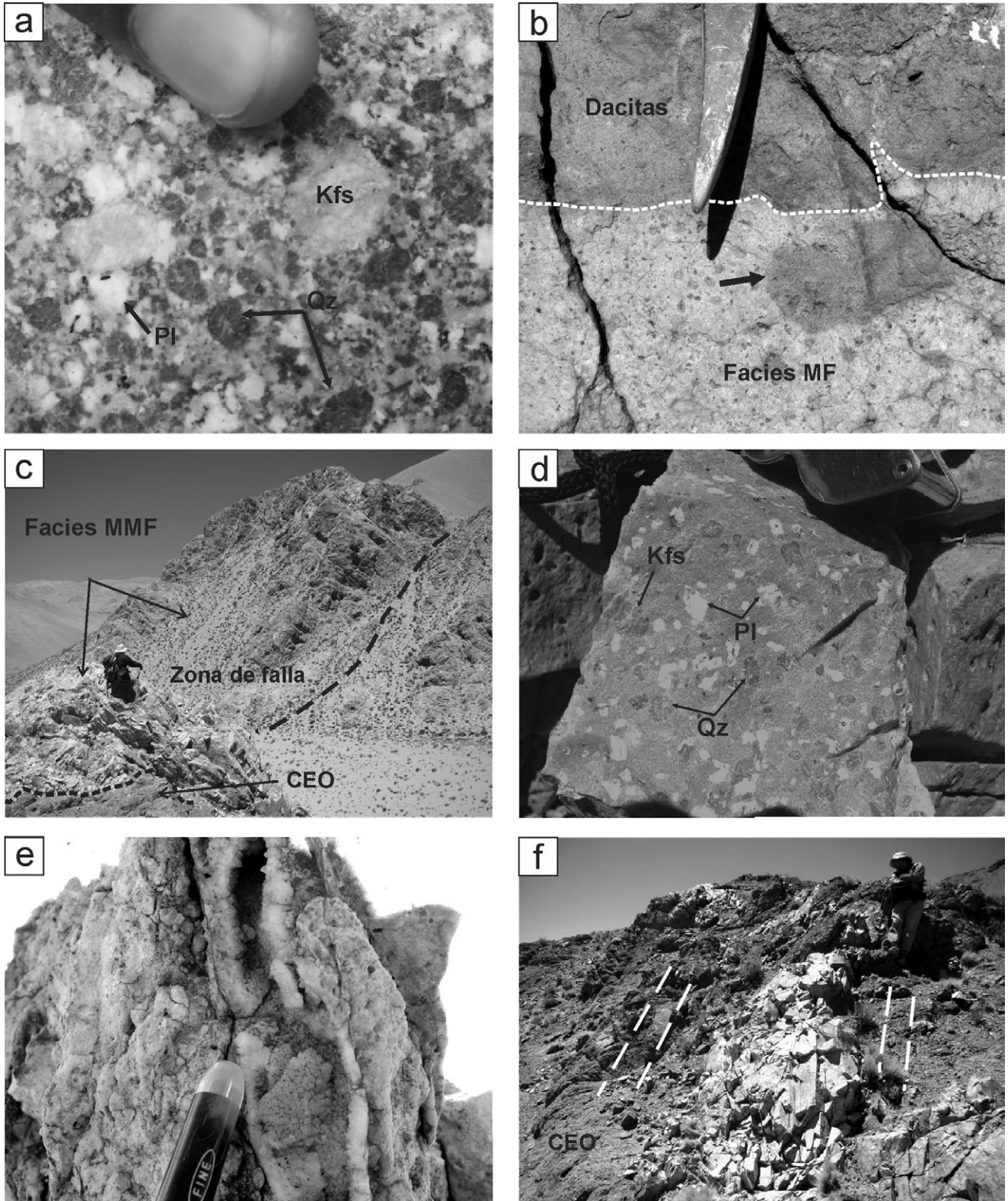


Figura 8: Aspecto en muestra de mano y afloramiento de las distintas facies de pórfidos riolíticos que constituyen el prospecto Vicuña Muerta. a) Facies de grano medio con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo inmersos en una pasta de grano medio de similar mineralogía; b) Dacita asociada a la facies de grano fino. Detalle de un enclave desmembrado con forma subredondeada (flecha); c) Facies de grano muy fino en contacto con granitoides de la caja del Complejo Eruptivo Oire. Se observa una zona de falla que atraviesa las facies de grano fino con alteración hidrotermal; d) Aspecto general de las facies de grano medio con fenocristales de sanidina, plagioclasa y cuarzo en una pasta afanítica; e) Drusa de cuarzo en zona de fracturas abiertas de la facies de grano fino; f) Dique riolítico intruido en granitoides. CEO: Complejo Eruptivo Oire; Facies MF: facies de grano fino; Facies MMF: facies de grano muy fino.

ta y la facies de pórfidos riolítico de grano fino es de mezcla de magmas del tipo mecánico (*mingling*). Se observan contactos del tipo transicional a neto indicando la contemporaneidad de los magmas. Además, se reconocieron microdiques y microenclaves de dacitas en el pórfido riolítico hospedante.

Facies de grano muy fino: Aflora en el borde oriental del prospecto y corresponde a la facies de menor extensión areal. Está en contacto con la roca de caja y con la facies de pórfidos riolíticos de grano medio (Fig. 5). En la ladera oriental del sector norte, esta facies desarrolla *boxwork* de pirita y está en contacto neto con granitoides de caja (Fig. 8c). En algunos sectores de la facies de grano muy fino se observa un fuerte fracturamiento debido a fallas locales de rumbos E-O y N-S (Fig. 8c). Se reconocieron alteración del tipo cuarzo-sericitica de distribución irregular, frecuentemente asociados a zonas de fallas (Fig. 6). Al igual que en las demás facies, se observa una zonación en la alteración hidrotermal: venas abiertas con desarrollo de drusas de cuarzo (Fig. 8e) y hematita ± óxidos de manganeso en el centro; una zona intermedia con alteración cuarzo-argílica y una zona externa con alteración cuarzo-sericitica ± hematita. Además, la facies de grano muy fino está atravesada por venillas de cuarzo gris del orden del milímetro de espesor y de rumbo NE-SO dominante. Los granitoides ordovícicos que constituyen la roca de caja, también presentan alteración hidrotermal del tipo argílica y silicificación intensa. Los feldespatos están reemplazados por minerales arcillosos y en muchos casos lixiviados resultando en granitoides un aspecto oqueroso.

En algunos sectores de la facies de grano muy fino, es notable el tamaño de los fenocristales de sanidina de hasta 1,5 cm de longitud (Fig. 8d).

Bajo el microscopio tiene textura holocrystalina porfídica con fenocristales de albita, sanidina, cuarzo y biotita inmersos en una pasta microcristalina de grano muy fino (< 0,1 mm) (Fig. 10e) constituida por un agregado de feldespato, cuarzo y minerales opacos. Los fenocristales de albita (1,0 a 2,6 mm) están en me-

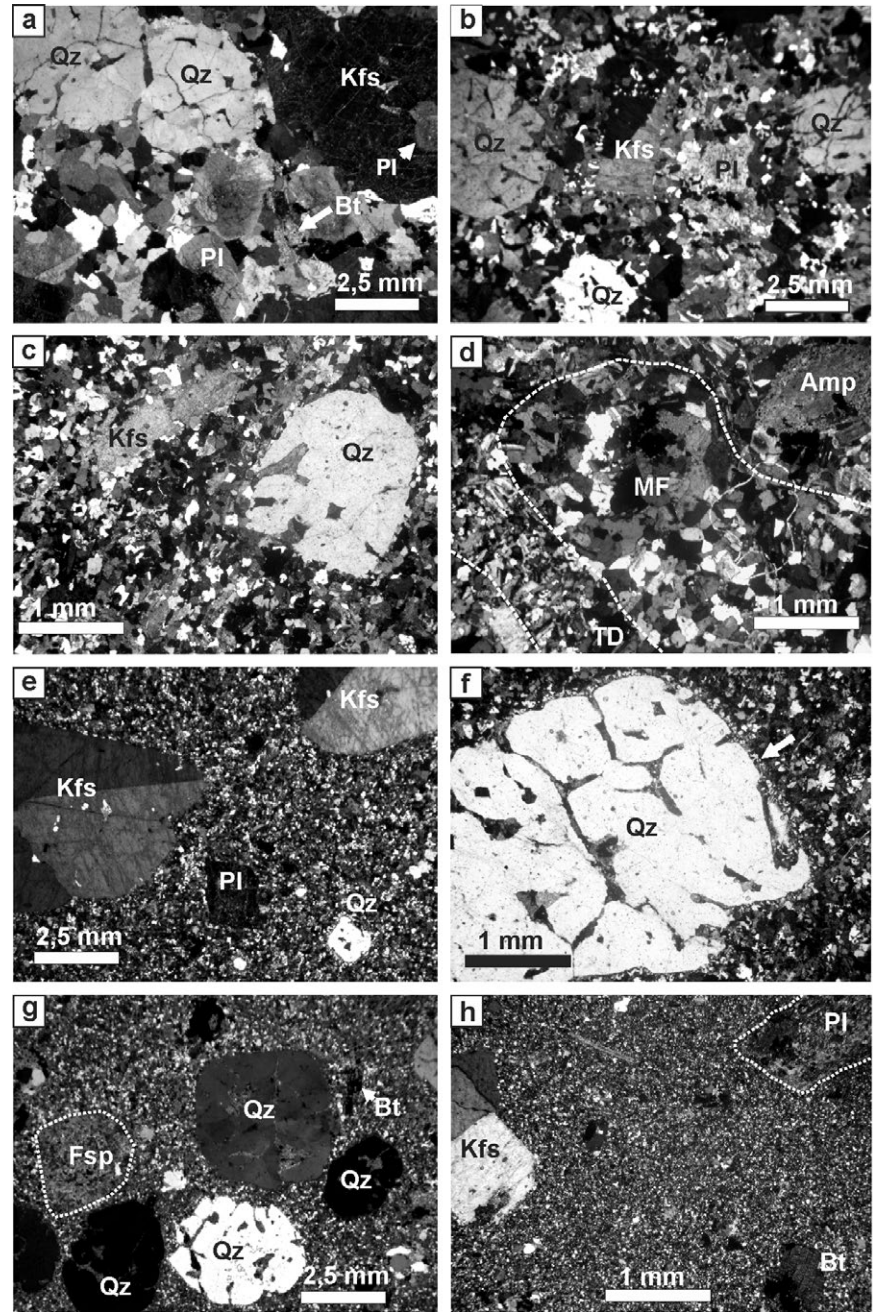


Figura 9: Fotomicrografías de secciones delgadas de las facies que componen el prospecto Vicuña Muerta a nicoles cruzados. Se utiliza las abreviaturas propuestas por Whitney y Evans (2010) para indicar las fases minerales. a) Facies de grano medio de textura porfídica con fenocristales de Kfs, Pl, Qz y Bt inmersos en una pasta de similar mineralogía y de grano medio; b) Variación textural facies de grano medio con fenocristales de Kfs y Qz con sobrecrecimientos; c) Facies de grano fino con fenocristales de Qz con engolfamientos, Kfs y Pl alterada inmersos en una pasta de grano fino; d) Contacto entre la facies de grano fino y una dacita. Se observa un microdique de dacita en la riolita. Notar la sección romboédrica de un fenocristal Amp. TD: Dacita; MF: facies de grano fino; e) Facies de grano muy fino con fenocristales de Kfs, Qz y Pl inmersos en una pasta felsítica; f) Detalle de un fenocristal de Qz de la facies de grano muy fino con engolfamientos y concentración de cuarzo de grano muy fino en los bordes (flecha blanca); g) Pórfido riolítico con alteración hidrotermal: matriz cuarzo-sericitica y fenocristales de Qz euhedral, Bt y Fsp (pseudomorfo) intensamente alterado a sericitita-minerales arcillosos; h) Dique riolítico con fenocristales de Kfs, Pl y Bt inmersos en una pasta microcristalina.

nor proporción que sanidina, de forma subhedral, maclados y alterados a sericitita-minerales arcillosos. También confor-

man glomero-cristales asociados con biotita alterada. Los fenocristales de sanidina (3,6 a 15 mm) ocurren como agregados de

crisales de hasta 1,5 cm de tamaño, subredondeados y maclados. Están alterados a minerales arcillosos y presentan bordes corroídos por la pasta. Los fenocristales de cuarzo tienen distribución bimodal (0,5 a 2,0 mm y de 3,6 a 5,0 mm), ocurren con forma subredondeada y en algunos casos tienen engolfamientos con apariencia de cuarzo esqueletal. En algunos casos los fenocristales de cuarzo tienen sobrecrecimientos de cuarzo muy fino (Fig. 9f), característica que también se advierte en fenocristales de las facies antes descritas. La biotita está totalmente alterada y reemplazada por agregados minerales opacos, rutilo de grano muy fino y muscovita. Los minerales opacos llegan hasta 0,8 mm de tamaño y están diseminados en la pasta.

Las muestras que exhiben alteración hidrotermal contienen fenocristales de cuarzo y pseudomorfo de feldespato y biotita inmersos en una pasta compuesta por cuarzo, sericita y minerales arcillosos (Fig. 9g). Los fenocristales de cuarzo (de 2,4 a 5,0 mm) tienen formas anhedral a subhedral. Además, se observan parches de cuarzo policristalino. Los fenocristales de feldespato están totalmente alterados a una masa de muscovita de grano fino (sericita) y minerales arcillosos. La biotita conserva la forma en tablillas y está alterada a sericita y contiene exsolución de óxidos de hierro.

Diques riolíticos

Se reconocieron diques riolíticos emplazados en granitoides ordovícicos del borde noroccidental del prospecto (Figs. 5 y 8f) y diques que intruyen a la facies de pórfidos riolíticos de grano medio en el borde oriental. Los diques de la zona noroccidental están en contacto neto con granitoides porfídicos foliados (ONO-ESE) y tienen espesores del orden del metro. En algunos sectores los diques se disponen en forma paralela a la foliación milonítica de los granitoides, pero en general es discordante. El cuerpo principal de cada dique está acompañado por un conjunto de venillas que se emplazan en la roca granítica. Los diques del borde oriental son numerosos y no poseen

orientación preferencial. El espesor es variado y miden hasta los 30 cm.

Bajo el microscopio, tienen textura holocristalina porfídica con fenocristales de albita, sanidina, cuarzo y biotita inmersos en una pasta microcristalina felsítica con minerales opacos diseminados (Fig. 9g). Se reconocieron dos poblaciones de fenocristales de albita (0,6 a 2,4 mm): una formada por albita alterada a sericita-minerales arcillosos y otra constituida por cristales subhedrales lípidos, maclados y algunos con zonación. Los fenocristales de sanidina (0,9 a 4,5 mm), en menor proporción que albita, ocurren con formas anhedral a euhedral, maclados y sin alteración. Los fenocristales de cuarzo (0,5 a 2,8 mm) tienen forma subredondeada y con engolfamientos. Numerosas venillas de cuarzo de aproximadamente 0,1 mm de espesor en promedio atraviesan la roca y cuando cortan a los feldespatos, exhiben un halo de alteración del tipo sericítica. La biotita tiene forma subhedral, parcialmente alterada y reemplazada por minerales opacos.

En la zona de contacto de los diques riolíticos con la facies de grano medio, se observa una variación textural de la pasta; es criptocristalina en las proximidades del contacto, mientras que es microcristalina en las zonas más alejadas.

Brechas, venas y vetas hidrotermales

Brechas: Afloran en el borde occidental del prospecto y se alojan en granitos porfídicos (Fig. 6). Presenta alteración argílica intensa y un fuerte venilleo de cuarzo gris. Los afloramientos conforman lentes aislados de no más de 2 m de espesor. Es una brecha polimítica compuesta por clastos subredondeados a subangulosos de agregados de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos alterados (de 1-3 cm), todos inmersos en una pasta de grano muy fino de color gris blanquecino producto de la alteración argílica intensa.

Venillas, drusas y vetas: Tienen amplia distribución en todo el prospecto, frecuentemente asociadas a zonas de fallas o fracturas con desarrollo de drusas de cuarzo. Las venillas son del orden del milímetro y se advierten principalmente a las facies

de grano fino, de grano muy fino y diques riolíticos. Las drusas son de poco espesor y alcanza como máximo 10 cm. Las vetas hidrotermales son escasas y la más importante aflora en el borde sur del prospecto, sobre la margen derecha de la quebrada sur (Fig. 6). Está emplazada en granitoides foliados, aprovechando una zona de fractura previa (presencia de harina de falla). Tiene un espesor aproximado 30 cm y está constituida de cuarzo masivo y bandedado, con inclusiones de fragmentos líticos angulosos de la roca de caja (de hasta 5 cm de tamaño) con alteración intensa. Los fragmentos de roca de caja actúan como núcleos de precipitación de sílice en capas (textura en escarapela). La primera capa es de calcedonia con crecimiento radial a partir de la superficie de los fragmentos de rocas de caja, la segunda capa es de cuarzo masivo de color marrón claro y la tercera capa corresponde a cuarzo cristalino de variedad amatista (colores violáceos claros) y cristal de roca (incoloro).

ESTRUCTURA LOCAL

El cuerpo intrusivo de Vicuña Muerta se encuentra emplazado en el faldeo occidental de las cumbres de Luracatao. Esta última corresponde a un cordón montañoso de rumbo N-S delimitado en sus flancos por fallas inversas de rumbo meridiano y buzamientos opuestos que resultan en una estructura tipo *pop up* (Hongn *et al.* 2010). La geometría *pop up* es el resultado del control de zonas de cizalla previas de edad paleozoica en la estructuración andina (Hongn y Seggiaro 2001, Riller y Hongn 2003, Hongn *et al.* 2007, 2010). La estructura del borde occidental de las cumbres de Luracatao tiene vergencia hacia el oeste (Figs. 2 y 3) y sobrepone el basamento ígneo del Complejo Eruptivo Oire sobre sucesiones cenozoicas del valle que alberga los salares Pastos Grandes-Centenario-Ratones. La estructura del faldeo oriental de las cumbres de Luracatao, en el valle homónimo (depresión tectónica), tiene buzamiento hacia el oeste (45°-65°) y sobrepone granitos del Complejo Eruptivo Oire sobre el subgrupo Santa Bárbara y Formación Quebrada

Los Colorados (Payrola *et al.* 2009). El emplazamiento de magmas miocenos vinculados a estructuras del Paleozoico inferior del basamento, reactivadas durante el ciclo Andino, ha sido propuesto en primer término por Hongn (1995) y posteriormente por Hongn y Seggiaro (2001). Para la zona de estudio, la distribución, orientación y geometría de las fallas que involucran la roca de caja y Vicuña Muerta, sugieren un sistema estructural transensivo sinistral con componente de rumbo NO-SE (Figs. 10a, b). La dirección de las fallas principales de rumbo NO-SE que delimitan los bordes de Vicuña Muerta, coincide con el rumbo de la foliación milonítica de los granitoides de caja (Figs. 10c, d). Asociadas al sistema transensivo sinistral, se observan fallas y fracturas con rumbo OSO-ENE a las que se vinculan rellenos de drusas y venillas de cuarzo. Las estructuras de rumbo OSO-ENE fueron afectadas por un nuevo juego de fallas de rumbo aproximadamente SSO-NNE. Finalmente se observa un tercer grupo de fallas de rumbo NO-SE (Fig. 10a). En un sistema de fallas conjugadas tipo Riedel, las fallas de rumbo OSO-ENE corresponderían a las sintéticas (R), las fallas de rumbo SSO-NNE a las antitéticas (R') y las fallas de rumbo NO-SE corresponderían a las P (Fig. 10d). Las fracturas con relleno en drusas y venillas de cuarzo tienen dirección ONO-ESE dominante (Fig. 10e). En principio podrían corresponder a un sistema de fracturas P y representarían la última etapa evolutiva tanto del sistema tectónico como magmático (etapa hidrotermal). Para el juego de venillas de cuarzo se ajustaría muy bien; sin embargo para las fracturas de relleno con drusas de cuarzo, el modelo propuesto sugiere fracturas abiertas en dirección NO-SE. Son escasas las fracturas abiertas registradas en esa dirección, en general predominan las fracturas con dirección NNO-SSE (Fig. 10e). Probablemente, debido a que el sistema de rumbo alcanzó un grado evolutivo importante, las fracturas abiertas con drusas de cuarzo estarían rotadas en sentido antihorario hasta su posición actual. La alteración hidrotermal en la mayoría

CUADRO 1: Análisis geoquímico de elementos mayoritarios y traza de las distintas facies del Prospecto Vicuña Muerta. Fe total como FeOt.

muestras	VM-12-1	VM-45	VM-22	VM-42	VM-44-C
Óxidos (% p)	MM	MM	MMF	MF	D
SiO ₂	77,36	76,62	75,87	76,28	64,27
Al ₂ O ₃	12,22	12,19	12,84	12,40	16,85
FeOt	0,58	0,67	0,68	0,62	3,68
MnO	0,05	0,03	0,02	0,06	0,17
MgO	0,18	0,21	0,20	0,16	1,02
CaO	0,69	0,70	0,48	0,62	3,76
Na ₂ O	3,26	3,17	2,83	3,51	3,66
K ₂ O	4,72	4,84	4,99	5,00	4,34
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,19
TiO ₂	0,07	0,74	0,07	0,06	0,40
PPC	0,71	0,83	1,57	0,78	0,98
Total	99,86	100,02	99,58	99,51	99,32
Elementos traza (ppm)					
Ba	175	116	149	123	813
Rb	250	248	243	293	145
Sr	60	84	106	33	784
Zr	99	88	120	81	216
Y	29	28	21	39	36
Nb	32	28	29	39	27
U	4	4	3	15	n/d
Th	19	14	15	23	7
Co	149	107	82	146	80
Ni	6	4	7	7	7
Cr	1	3	n/d	1	n/d
V	4	7	n/d	n/d	65

de los casos se asocia a zonas de falla o de fuerte diaclasamiento (Fig. 6). Así, las fracturas debido al fallamiento o fracturación hidráulica, fueron el principal medio de migración de fluidos hidrotermales debido a la permeabilidad primaria casi nula de las rocas de caja. Se destaca que la edad de Vicuña Muerta es consistente con los datos de trazas de fisión obtenidos por Deeken *et al.* (2006) (CO1, CO4 y CO7 de la Fig. 10). Sin embargo, los datos de algunos puntos registran una edad más antigua (56,4±0,2 Ma, punto CO7), tanto como Eoceno temprano (Fig. 10). La edad eocena temprana está de acuerdo con los datos de exhumación obtenidos por DeCelles *et al.* (2007) y Carrapa y DeCelles (2008) para las sierras de Macón y filo de Copalayo.

GEOQUÍMICA

Con la finalidad de clasificar las facies asociadas a los intrusivos de Vicuña Muerta,

se analizaron los elementos mayoritarios y trazas de 5 muestras: cuatro corresponden a las facies riolíticas y una a las dacítica (cuadro 1). Las muestras VM-12-1 y VM-45 corresponden a la facies MM, la muestra VM-42 a la facies MF y la muestra VM-22 a la facies MMF. La muestra VM-44-C es una dacita (enclave) asociadas a la facies MF y la muestra VM-45 pertenece a la facies MM que exhibe variaciones texturales en la pasta. En general, las rocas analizadas del prospecto Vicuña Muerta tienen altos contenidos de SiO₂ (75,87 a 77,36 %p) con poca variación entre las distintas facies. En el diagrama TAS (álcalis totales vs sílice, LeBas *et al.* 1986) las facies del intrusivo clasifican como riolitas y los enclaves como traquidacitas (Fig. 11a). Todas pertenecen a la serie calcoalcalina alta en potasio según el diagrama SiO₂ vs K₂O de Peccerilo y Taylor (1976) (Fig. 11b). Tanto enclaves como las facies riolíticas tienen altos contenidos de K₂O y Na₂O.

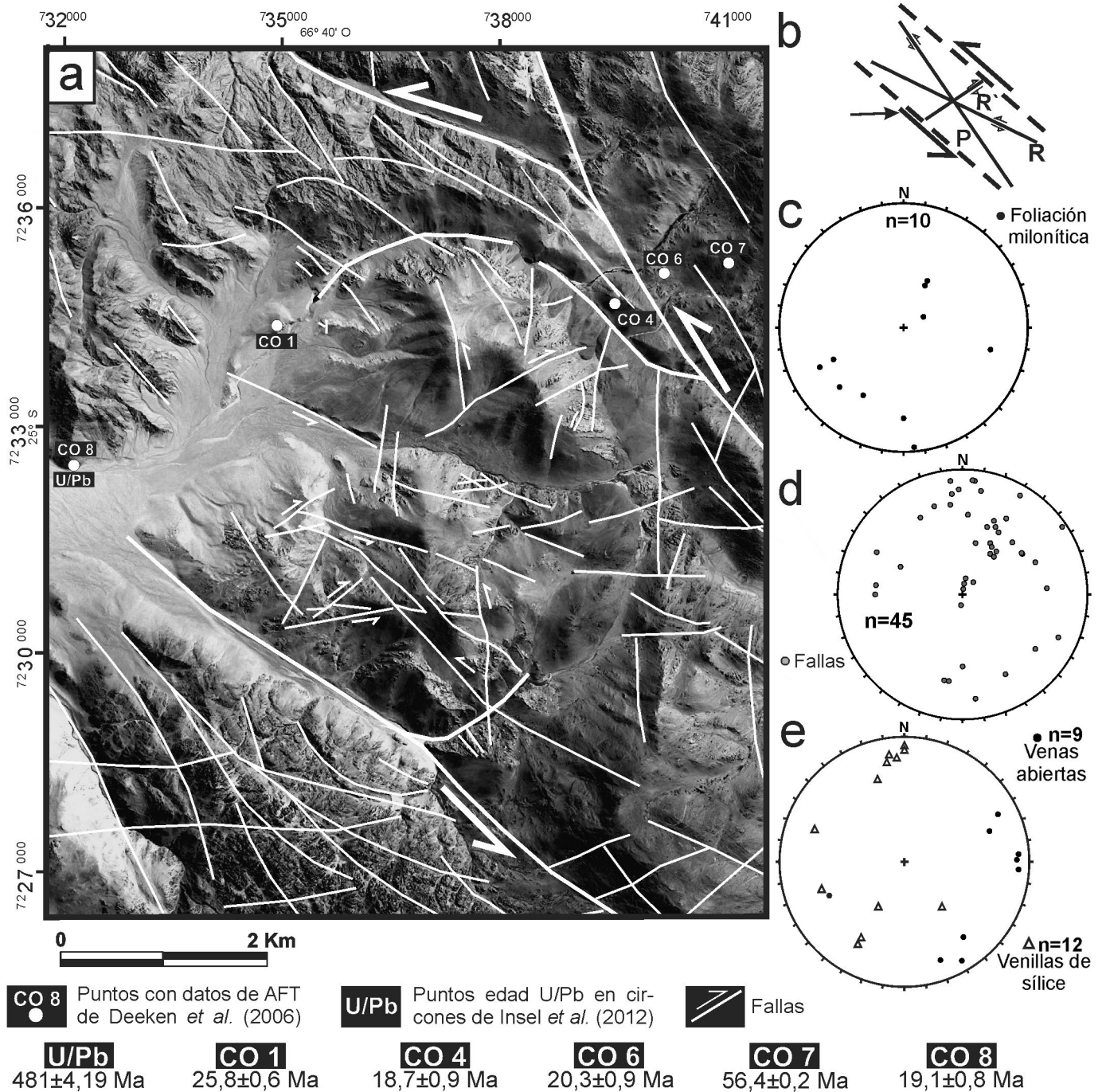


Figura 10: Estructuras en el prospecto Vicuña Muerta, proyecciones estereográficas según hemisferio sur e igual-área y puntos con dataciones de trazas de fisión en apatita y U/Pb (Deeken *et al.* 2006 e Insel *et al.* 2012). a) Mapa de estructuras del prospecto Vicuña Muerta sobre la base de observaciones de campo y foteointerpretación de imágenes satelitales. Se indica el sentido de movimiento de algunas fallas; b) Modelo estructural propuesto para la zona de estudio. Sistemas de fallas Riedel (R), antiriedel (R') y P con un sigma uno (σ_1) desde el oeste; c) Proyección estereográfica de foliación milonítica de la roca de caja; d) Proyección de fallas y diaclasas; e) Venillas de cuarzo gris y venas abiertas.

DISCUSIÓN

Estructuración cenozoica y emplazamiento del prospecto Vicuña Muerta

La evolución tectónica cenozoica del noroeste argentino es el resultado del acor-

tamiento cortical relacionado a la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana (Jordan *et al.* 1983). Estudios previos han demostrado que la deformación, sedimentación y acortamiento cortical del Eoceno-Oligoceno tuvieron

lugar en distintas localidades de la Puna (Coutand *et al.* 2001, Carrapa *et al.* 2005, del Papa *et al.* 2013, Insel *et al.* 2012) a través de una amplia franja de 250 km, desde la cordillera de Domeyko (Arriagada *et al.* 2006) hasta el Valle Calchaquí (Hongn *et*

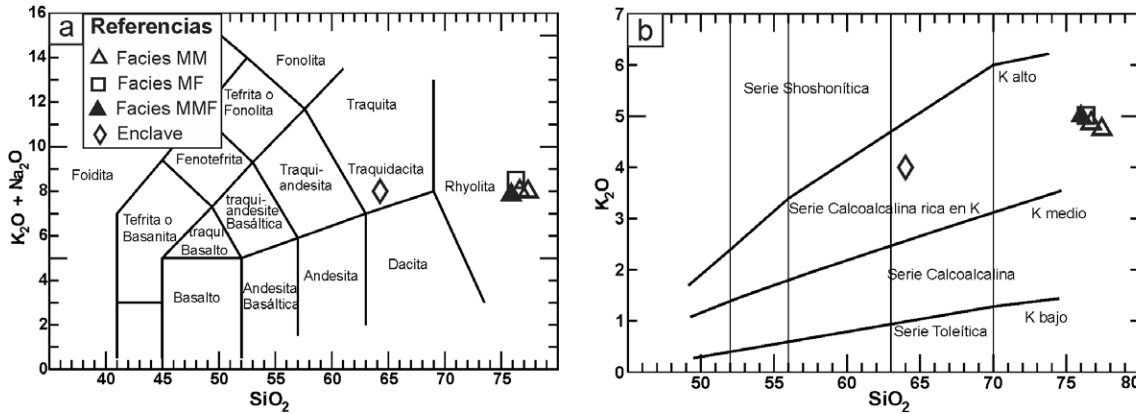


Figura 11: Características geoquímicas de los pórfidos riolíticos y enclaves. a) Diagrama TAS (LeBas *et al.* 1986) donde se grafican las muestras analizadas; b) Diagrama SiO_2 vs K_2O (Peccerillo y Taylor 1976). Las muestras se ubican en el campo de la serie calcoalcalina rica en potasio.

al. 2007, Payrola *et al.* 2009). Para la zona de estudio, borde oriental de la Puna Austral y su transición a Cordillera Oriental, sobre la base de datos de termocronómetros (ej., trazas de fisión en apatita y sistema U-Th/He, Deeken *et al.* 2006, Haschke *et al.* 2005, Carrapa *et al.* 2005), se han documentado periodos con altas tasas de exhumación para un mismo lapso de tiempo en distintas localidades (Fig. 12). El inicio del levantamiento de la sierra de Macón (Jordan y Mpodozis 2006, Carrapa y DeCelles 2008, Carrapa *et al.* 2009), cumbres de Luracatao (Haschke *et al.* 2005, Payrola *et al.* 2009) y Colomé (Deeken *et al.* 2006) en el Valle Calchaquí tuvo lugar durante el Eoceno. La evolución de las cuencas de antepaís también ha sido compleja en estilo (Hongn *et al.* 2007). Se han propuesto cuencas de antepaís con avance hacia el este de la deformación (ej., DeCelles y Horton 2003, Carrapa y DeCelles 2008, Carrapa *et al.* 2011b) y del tipo segmentada (ej., Coutand *et al.* 2001, Hongn *et al.* 2007, del Papa *et al.* 2004, 2013, Hain *et al.* 2011). La estructuración de la cuenca segmentada contempla levantamiento asimétricos, rotación de bloques, depocentros localizados, controlados parcialmente por la reactivación de heterogeneidades (ej., zonas de cizalla) pre-existentes del basamento (Hongn *et al.* 2007, 2010, Carrapa *et al.* 2013, Insel *et al.* 2012). La reactivación de zonas de deformación dúctil y frágil heredadas podría explicar las diferencias en cronologías y magnitud de la exhumación, como ya ha sido manifestado en investigaciones previas (ej., Coutand *et al.* 2001, Haschke *et al.* 2005,

Hongn *et al.* 2007, DeCelles *et al.* 2007, Hongn *et al.* 2010, Insel *et al.* 2012). Uno de los aspectos en los que la gran mayoría de las investigaciones coinciden es el comienzo del levantamiento Eoceno a Oligoceno para la zona de estudio. Para esos tiempos (~ 65 -45 Ma) se habría producido la exhumación de la sierra de Macón y un relieve incipiente de las cumbres de Luracatao (proto-límite Cordillera Oriental-Puna, Deeken *et al.* 2006). Esto implica que para el Paleoceno-Eoceno temprano, la zona de Pastos Grandes ya estaba sometida a acortamiento mientras que en el valle de Luracatao, las depresiones generadas por las estructuras extensionales relacionadas al *rift* cretácico todavía estaban activas. Durante el Eoceno medio se depositan las Formaciones Geste en la Puna y Quebrada Los Colorados en Cordillera Oriental (Hongn *et al.* 2007, Payrola *et al.* 2009). Al mismo tiempo, el filo de Copalayo se habría exhumado parcialmente a través de una estructura ciega interpretada sobre la base de procedencia y estratos de crecimiento vinculados a una cuenca del tipo *wedge-top basin* (Carrapa y DeCelles 2008) (Fig. 13a). La composición de clastos líticos de los conglomerados y la dirección de paleocorriente (Carrapa y DeCelles 2008) de la Formación Geste indican un área de aporte principalmente desde la sierra de Macón, hecho que permite interpretar que las cumbres de Luracatao no representaba un elemento positivo importante. El incipiente levantamiento de las cumbres de Luracatao ($56,4 \pm 0,2$ Ma, Figs. 5 y 12) entre los 55 y 30 Ma (Haschke *et al.* 2005, Deeken *et al.* 2006) con bajas

tasas de exhumación ($< 0,1$ mm/año, Deeken *et al.* 2006, Coutand *et al.* 2006) permitió la depositación de la Formación Geste en un ambiente húmedo (Alonso 1992) con áreas de aporte principalmente desde el oeste (sierra de Macón). Por otro lado, se habrían depositado los sedimentos de base de la Formación Quebrada Los Colorados en el Valle de Luracatao en un ambiente de llanura de inundación con canales de arena y grava (del Papa *et al.* 2013). Estos sedimentos exhiben estratos de crecimiento y áreas de proveniencia principalmente desde el este (granitoides del Complejo Eruptivo Oire y metamorfitas de bajo grado, Payrola *et al.* 2009). Según los datos obtenidos por Haschke *et al.* (2005) y Deeken *et al.* (2006) sobre la base de edades de trazas de fisión en apatita en granitos del Complejo Eruptivo Oire próximos a Vicuña Muerta, indican que la deformación en las cumbres de Luracatao comenzó a los 26 Ma con un período de rápido enfriamiento y tasa de exhumación ($0,44$ a $0,60$ mm/año) entre los 20 y 16 Ma (Figs. 12, 13b y 14). En este último lapso tuvo lugar el emplazamiento de las facies que componen Vicuña Muerta ($18,9 \pm 0,5$ Ma) a través de una estructura de rumbo NO-SE, parcialmente controlada por la traza de una faja de cizalla paleozoica inferior. Similares edades de exhumación han sido registradas para la zona de Angastaco (Coutand *et al.* 2006), borde oriental de las cumbres de Luracatao, Colomé, Nevado de Palermo (Pearson *et al.* 2012, Deeken *et al.* 2006) y en la zona de Tin Tin (del Papa *et al.* 2013). Con el rápido levantamiento de las cumbres

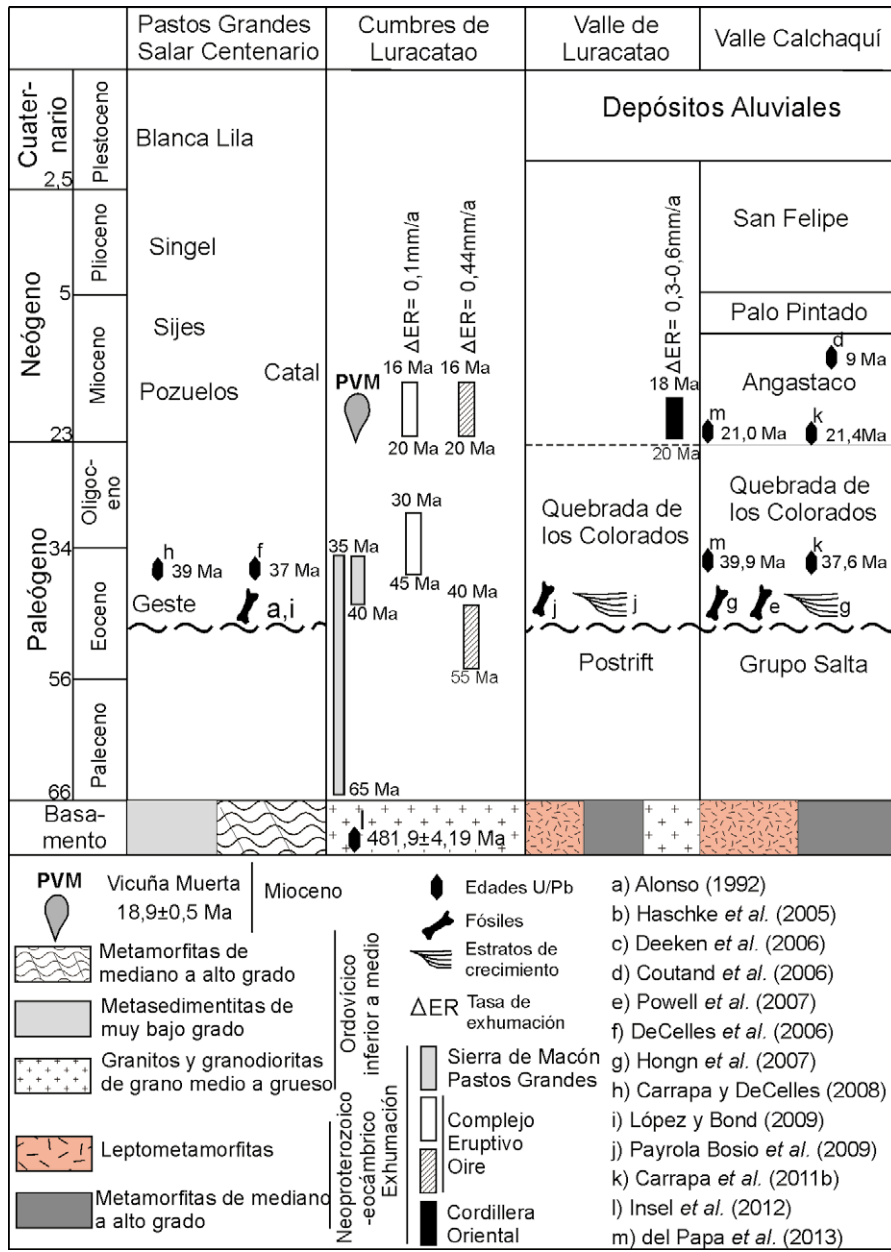


Figura 12: Cuadro litoestratigráfico de las principales unidades de la cuenca de Pastos Grandes, valles de Luracatao y Calchaquí. Se grafican datos de exhumación en granitos del Complejo Eruptivo Oire y zonas aledañas. Modificado de Payrola *et al.* (2009) y del Papa *et al.* (2013).

de Luracatao (barrera orográfica de más de 2000 m, Vandervoort *et al.* 1995, Sobel y Strecker 2003, Coutand *et al.* 2006) se produce una serie de eventos en la región: (1) fallamiento de rumbo y emplazamiento de los pórfidos de Vicuña Muerta; (2) depositación de la Formación Catal e instauración de un drenaje interno en la Puna con depositación de extensos mantos salinos de la Formación Pozuelos (Alonso 1992); (3) fin de la depositación de la Formación Quebrada Los Colorados en

el Valle de Luracatao (segmentación de la cuenca, Coutand *et al.* 2006, Deeken *et al.* 2006) y depositación de la base de la Formación Angastaco constituido por conglomerados basales provenientes de granitoides del Complejo Eruptivo Oire (Deeken *et al.* 2006, Coutand *et al.* 2006, del Papa *et al.* 2013, Carrapa *et al.* 2011b).

Eventos magmáticos e hidrotermales. Relación con la evolución tectónica

En base a observaciones de campo, pe-

trográficas, estructurales y estudios previos de trazas de fisión en apatita y modelos termales de la roca de caja circundante al prospecto Vicuña Muerta (Fig. 10) obtenidos por Deeken *et al.* (2006), se interpretó y determinó la secuencia temporal de los eventos de intrusión para las distintas facies de pórfidos riolíticos reconocidos. En este sentido, se reconocieron tres etapas principales. Debido a la posición cercana entre los intrusivos de Vicuña Muerta y los puntos con datos de trazas de fisión en apatita (Fig. 10), se considera que las trazas de fisión de éstos últimos experimentaron un proceso de sutura parcial (temperatura de cierre ~110 °C) por transferencia de calor desde los intrusivos o bien por la actividad hidrotermal posterior. Casos similares han sido registrados por Tosdal *et al.* (2003) y Filip *et al.* (2007); de hecho los datos de trazas de fisión han sido utilizados para la ubicación temporal de eventos hidrotermales. En este sentido, los datos de trazas de fisión y modelos termales obtenidos por Deeken *et al.* (2006) son válidos y aplicables para Vicuña Muerta.

El total de rocas erosionadas (tasa de erosión general 0,1 a 0,6 mm/a, Deeken *et al.* 2006 y Haschke *et al.* 2005) de las cumbres de Luracatao entre los 20 y 16 Ma es de 1600-2500 m (ΔH) para una densidad de flujo calórico de 50 mW/m² (Deeken *et al.* 2006). Una rápida exhumación de las cumbres de Luracatao se registra entre los 22,5 y 20 Ma evidenciada por altas tasas de enfriamiento según los modelos termales obtenidos a partir de trazas de fisión (Fig. 13b, Deeken *et al.* 2006). Durante este período de tiempo, se habría producido un fallamiento de rumbo NO-SE transtensivo sinistral, de geometría anastomosada (Fig. 10) y controlada parcialmente por la traza de una zona de cizalla paleozoica inferior (Fig. 13b). La dirección y la cinemática de la falla es consistente con los grandes lineamientos en el ámbito de la Puna, por ejemplo Calama-Olapato-El Toro ubicado al norte (Allmendinger *et al.* 1983, Jordan *et al.* 1983, Acocella *et al.* 2011, Petrinovic *et al.* 2010, Norini *et al.* 2013, entre otros) y Molinos-Ratones-Cerro Navarro al

sur (Allmendinger *et al.* 1982, Alonso *et al.* 1984, Salfity 1985, Hongn y Seggiaro 2001). La geometría y cinemática de la falla de rumbo favoreció a la intrusión de la totalidad de las facies riolíticas de Vicuña Muerta. La continuidad en el tiempo del régimen tectónico (22,5 a 16 Ma según edades y modelos termales de trazas de fisión), donde se registran altas tasas de exhumación, permitió el ascenso y emplazamiento de múltiples pulsos de magmas de composición riolítica dominante en condiciones cambiantes del entorno.

Primera etapa: Se inicia con la intrusión de la facies porfídica de grano medio en dos pulsos magmáticos (Fig. 14a) consecutivos en granitoides y gabros del Complejo Eruptivo Oire. El primer pulso conforma un stock en niveles superiores de la corteza, aproximadamente a 2-4 km de profundidad. Inmediatamente, el primer pulso de la facies de grano medio es intruida por un segundo pulso magmático (Fig. 14b) de similar composición. El segundo pulso, al intruirse en un medio con temperaturas similares permitió por un lado una continuidad en el crecimiento de fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, y por otro lado, el desarrollo de una pasta de grano medio (Fig. 10a). Se asume la existencia de un remanente de fundido sin cristalizar (similar a un estadio de *mush*) para ambos pulsos magmáticos de la facies de grano medio. Es probable que previo a la intrusión de la facies de grano medio, haya ocurrido una cristalización temprana de fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en una cámara magmática profunda. Los fenocristales continuaron su crecimiento en desequilibrio bajo nuevas condiciones de P-T, luego del emplazamiento de los intrusivos.

En un lapso de tiempo breve ($t_1 = 19,1 \pm 0,8$ Ma sobre la base de trazas de fisión en apatita, Fig. 10, Deeken *et al.* (2006), Insel *et al.* (2012)), se produce una nueva etapa de exhumación del basamento paleozoico-intrusivos (parcialmente cristalizado) y erosión de una porción de las rocas suprayacentes (ΔH_1 , Fig. 14b) producto de la evolución del sistema estructural regional y local. La diferencia del nivel estructural (ΔH) y el enfriamiento propio del sistema

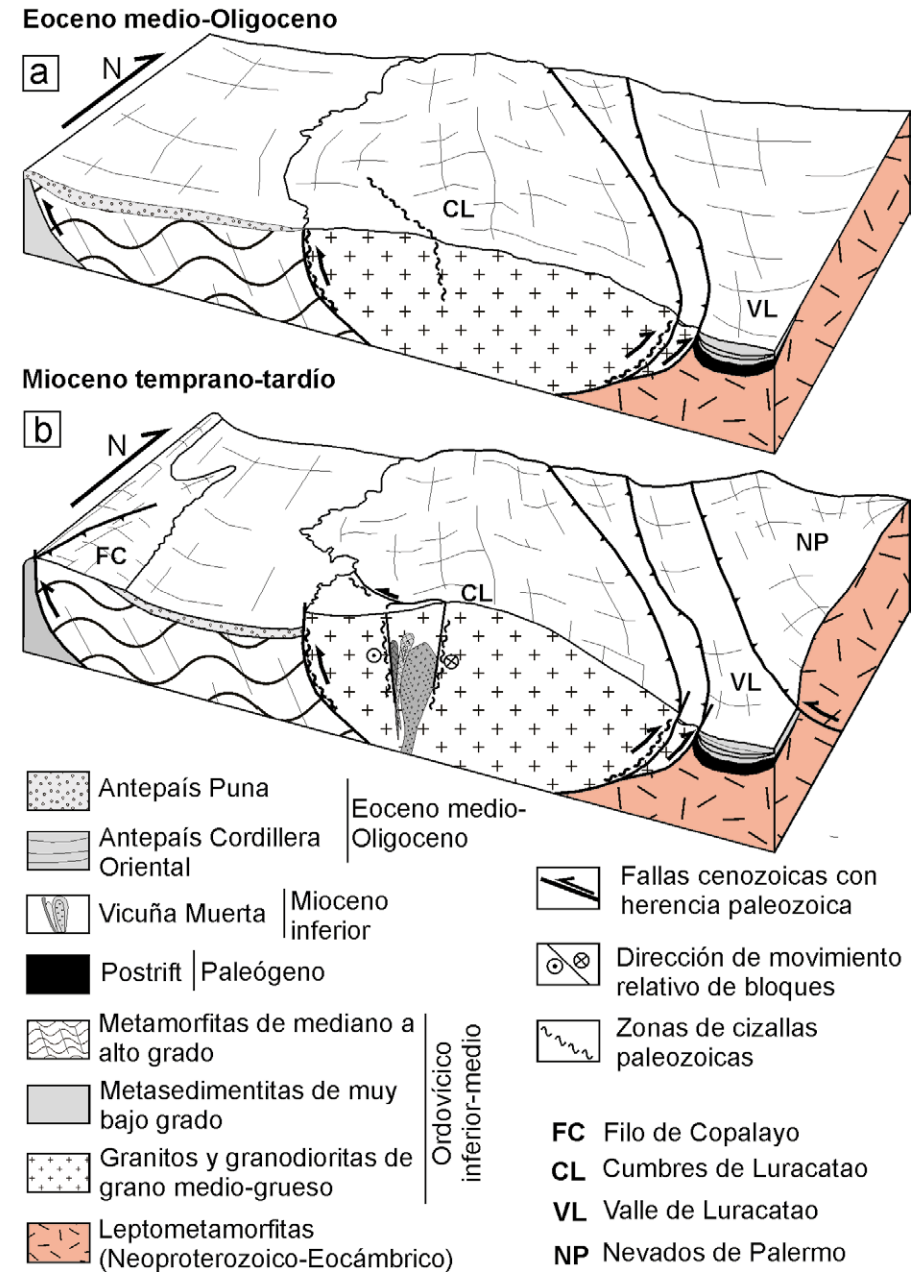


Figura 13: Bloque-diagrama esquemático OSO-ENE aproximadamente a los 25° de latitud donde se interpreta la evolución tectónica y magmática del prospecto Vicuña Muerta durante el Eoceno - Mioceno inferior. a) Deformación eocena, reactivación de estructuras paleozoicas retrovergentes, sedimentación de la Formación Geste en la Puna y Formación Quebrada Los Colorados en Cordillera Oriental; b) Deformación miocena inferior, reactivación y generación de fallas. Instauración de un sistema transensivo sinistral parcialmente controlada por una zona de cizalla NO-SE, ascenso y emplazamiento de cuerpos magmáticos del prospecto Vicuña Muerta, estructuración y alteración hidrotermal asociadas. Interpretaciones basadas en Alonso (1992), Deeken *et al.* (2006), Carrapa y DeCelles (2008), Payrola *et al.* (2009), Hongn *et al.* (2010) y del Papa *et al.* (2013).

magmático (estadio de *mush*), produjeron una nueva variación en las condiciones ($\Delta P_1 - \Delta T_1$ en t_1) de cristalización afectando principalmente al primer pulso de la facies de grano medio. La respuesta a las nuevas condiciones P-T del sistema

magmático se observa principalmente en el primer pulso a través de la ocurrencia de fenocristales en desequilibrio, abundante texturas de desmezclas y variación textural de la pasta (de grano más fino). Esto último resulta de una mayor nuclea-

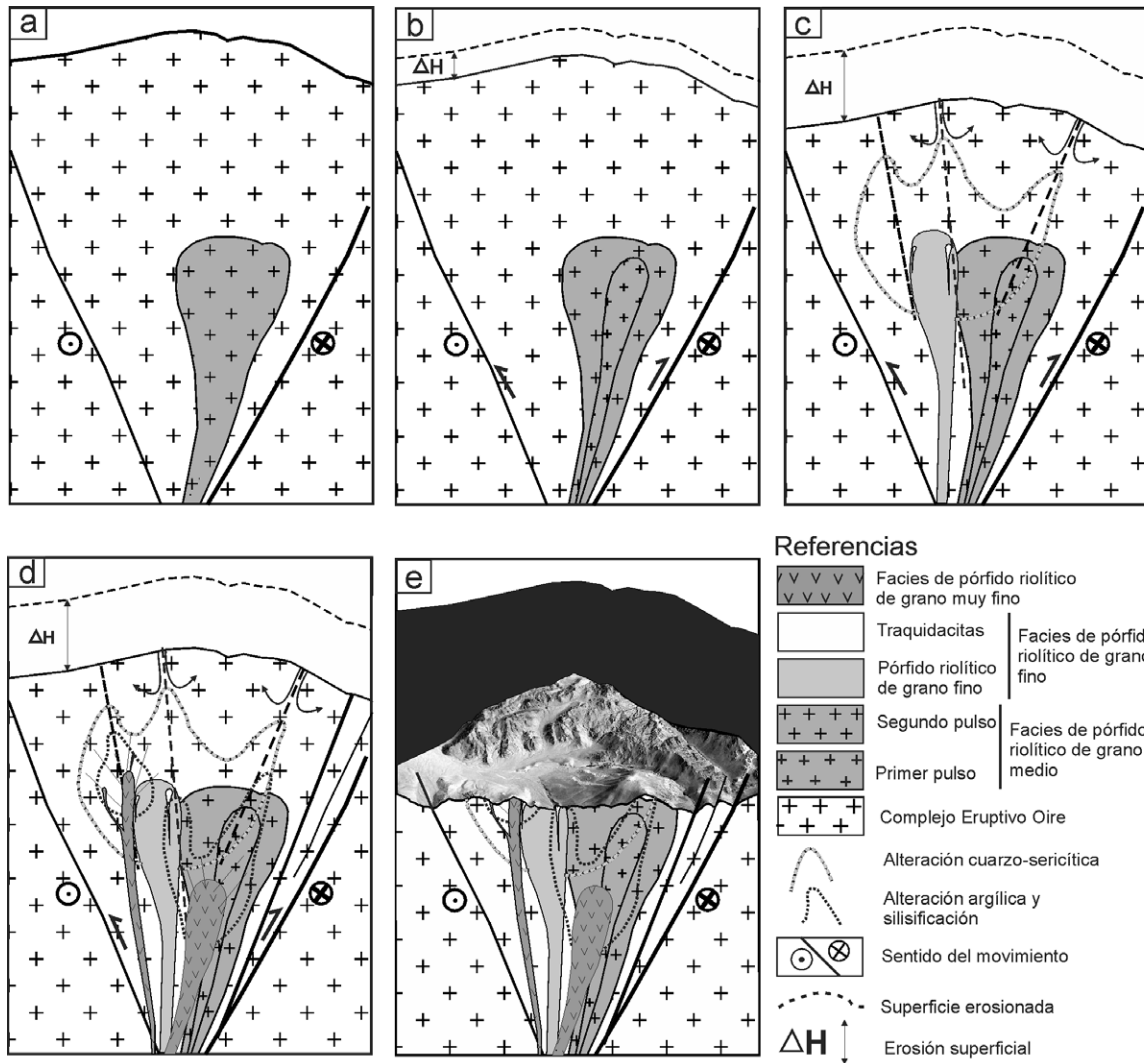


Figura 14: Sección esquemática donde se observa la evolución tectono-magmática del prospecto Vicuña Muerta. a y b) Primera etapa: intrusión de un stock porfídico riolítico (facies MM) en dos pulsos consecutivos y posterior levantamiento ΔH_1 y erosión de una porción de las rocas suprayacentes; c) Segunda etapa: intrusión de la facies de grano fino en la zona oeste del sistema, posterior levantamiento ΔH_2 y erosión de una porción de las rocas suprayacentes; d) Tercera etapa: intrusión del pórfido riolítico de grano muy fino y diques riolíticos asociados en el borde occidental del sistema y en zonas más profundas en el borde centro-este del sistema. Alteración argílica y silicificación e intrusión de venillas, brechas y vetas de cuarzo; e) Correlación de los eventos magmáticos con la configuración geomorfológica actual (imagen DEM - superposición con imagen satelital).

ción y menor desarrollo de cristales. Las escasas texturas de desmezcla advertidas en el segundo pulso de la facies de grano medio respecto del primero, sugiere que el segundo pulso no fue afectado en forma importante por las nuevas condiciones. Se estima que la tasa de transferencia térmica de este pulso fue menor que la del primer pulso, probablemente debido a que no se encontraba en contacto directo con la roca de caja (Figs. 5, 14b, c). El levantamiento continuo estaría relacionado al mismo sistema de esfuerzos que controló el emplazamiento del primer stock. Las cumbres de Luracatao se comportarían a nivel regional como un sistema tipo *pop-up* (Hongn *et al.* 2010) con fallamiento inverso de buzamientos y vergencias opuestas en sus flancos (Figs. 2, 4 y 13).

Probablemente, la intrusión de las facies de grano medio produjo una leve alteración de tipo sericítica incipiente en el borde norte del prospecto (Fig. 6). La zona de alteración sericítica incipiente tiene forma de arco concéntrico y está restringida al borde norte de Vicuña Muerta. La distribución de la alteración sericítica habría estado controlada por las primeras fallas generadas al momento de la intrusión, es decir, aquellas que rodean a Vicuña Muerta.
Segunda etapa: Intrusión de las facies de pórfido riolítico de grano fino con escaso contenido de enclaves dacíticos en el borde occidental del sistema (Fig. 14c). La relación y distribución de ambas litologías sumadas a las características texturales bajo el microscopio, indican procesos de mezcla de magmas de tipo mecánico

(*mingling*). Un nuevo movimiento tectónico ($18,7 \pm 0,9$ Ma sobre la base de trazas de fisión, Fig. 10, Deeken *et al.* 2006) produjo un levantamiento (ΔH_2) de las cumbres de Luracatao y del sistema magmático en conjunto resultando en un cambio en las condiciones de cristalización de la facies de grano fino. Esto explicaría el desarrollo de una textura de grano más fino de la pasta de la facies de grano fino y la presencia de abundantes fenocristales en desequilibrio con la misma. No se descarta que la tasa de enfriamiento (ΔT_2) aumentara rápidamente, ya que la facies de grano fino se intruye entre las facies de grano medio y la roca de caja relativamente fría (110-120 °C basado en modelos termales de trazas de fisión con un gradiente geotérmico $\sim 18^\circ\text{C}/\text{km}$, Deeken *et al.* 2006). A medida que el sistema

transcurrente evolucionaba, se generaron fallas y fracturas que permitieron la migración y alteración hidrotermal de tipo filica en la parte superior del sistema.

Tercera etapa: Intrusión de un nuevo pulso de magma riolítico dando lugar a la facies de grano muy fino y diques riolíticos asociados (Fig. 14d). El desarrollo de fenocristales del orden del centímetro (hasta 1,5 cm, Figs. 10e, f) sugiere un tiempo de residencia mayor en la cámara magmática antes de su ascenso y posterior emplazamiento. Además, el desequilibrio de los fenocristales con la pasta y la presencia de una población de menor tamaño de fenocristales, son evidencias de un estadio inicial relativamente profundo y posterior evolución en zonas más someras. En la última etapa del sistema se produjeron fracturamiento, brechamiento, formación de venillas y vetas de cuarzo, alteración hidrotermal argílica y silicificación en el borde occidental de Vicuña Muerta (Fig. 6). Hasta el momento no hay datos suficientes para asignar estos procesos hidrotermales a la intrusión de las facies de grano muy fino. Sin embargo, el hecho que la facies de grano muy fino está alterada hidrotermalmente, atravesada por venillas de cuarzo gris y debido a que su posición es cercana con zonas de alteración hidrotermal de la roca de caja (argílica y silicificación), brechas y vetas de cuarzo permiten vincular genéticamente la facies de grano muy fino con los procesos de alteración hidrotermal mencionados. En general, las alteraciones hidrotermales se restringen a zonas de fallas locales (Figs. 6 y 10).

Finalmente, en la figura 14e se presenta un esquema con las relaciones espaciales de los distintos eventos intrusivos y el estado actual.

CONCLUSIONES

La integración de distintas metodologías utilizadas en forma complementaria: tratamiento de imágenes satelitales, trabajo de campo, estudios petrográficos, geoquímicos y análisis estructural, permitieron alcanzar un conocimiento integral del sistema magmático silíceo y alteracio-

nes hidrotermales asociada al prospecto Vicuña Muerta.

Se identificaron tres cuerpos porfídicos subvolcánicos independientes y emplazados en tres estadios denominados en este trabajo como facies de grano medio, fino y muy fino. Se reconocieron alteraciones hidrotermales del tipo cuarzo-sericitica, argílica y silicificación. Las alteraciones tienen una distribución espacial irregular y en la mayoría de los casos están asociadas a zonas de falla o de fuerte diaclasamiento. Las fracturas fueron el principal medio de migración de fluidos hidrotermales ya que las características de la roca de caja no permitieron otro tipo de migración (permeabilidad primaria casi nula). La mineralización de molibdenita-pirita es diseminada y sólo se registró en las proximidades de zona de fallas vinculadas a las facies de grano medio, en la parte central del prospecto.

La configuración geométrica heterogénea pre-andina del basamento del borde oriental de la Puna Austral, jugó un papel fundamental en la estructuración del las cumbres de Luracatao en distintas etapas del ciclo Andino. En este sentido, el tipo de sistema estructural que controló el emplazamiento de los magmas asociados al prospecto Vicuña Muerta fue a través de una falla de geometría anastomosada y de rumbo NO-SE transtensivo sinistral, cuya traza es coincidente con la traza de una zona de cizalla paleozoica inferior. La estructuración debido a la tectónica regional y local (22-16 Ma), ocurrió en forma contemporánea con el emplazamiento de los distintos pulsos magmáticos que componen el prospecto Vicuña Muerta (18,9 Ma) que resultan en variaciones locales en el nivel de emplazamiento (relieve positivo). Estos procesos, continuados en el tiempo, están reflejados en las características texturales de las distintas facies. Asociado al sistema transtensivo, se produjeron fallas del tipo cola de caballo en la roca de caja y sistemas de fallas R, R' y P en el cuerpo intrusivo. Probablemente la falla de rumbo habría actuado como una zona de transferencia de cabalgamientos que superponen a los granitoides del Complejo Eruptivo Oire sobre la co-

bertura terciaria hacia el este (Figs. 2 y 3) en el valle de Luracatao.

Los hechos cronológicos tectónicos y la sedimentación en la transición Puna-Cordillera Oriental no son del todos comprendidos debido a la evolución compleja de las cuencas (Hongn *et al.* 2007) y al control de estructuras heredadas en la configuración tectónica desde el Eoceno hasta la actualidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer al CIUNSa y a la Facultad de Ciencias Naturales, Escuela de Geología, UNSa, por el apoyo brindado durante el desarrollo del trabajo de Tesis Profesional (NS), al SEGEMAR por proveer las imágenes satelitales ASTER. Al Geólogo Ricardo Pereyra y Alejandro Nieves de la UNSa por el procesamiento de las muestras y por los excelentes análisis geoquímicos. A la empresa Borax S.A. por el apoyo prestado durante las tareas de campo. A los árbitros anónimos, a los editores Dr. Eduardo Zappettini y Dra. Carmen Martínez Dopico por las pertinentes observaciones que mejoraron sustancialmente la calidad de la versión final del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G. 1973. Sobre la presencia de trilobites en las cuarcitas del Grupo Mesón en Potrerillos, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 309-311.
- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del noroeste argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Geología, *Memorias* 2: 755-764, Caracas.
- Aceñolaza, F.G., Durand, F. y Díaz Taddei, R. 1976. Geología y contenido paleontológico del basamento metamórfico de la región de Cachi, provincia de Salta. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino* 1: 319-333.
- Acocella, V., Gioncada, A., Omarini, R., Riller, U., Mazzuoli, R. y Vezzoli, L. 2011. Tectonomagmatic characteristics of the back-arc portion of the Calama-Olacapato-El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonics* 30: TC3005, doi:10.1029/2010TC002854.

- Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, R. y Ramos, V. 1982. Perfil estructural en la Puna catamarqueña (25-27°), Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas 1: 499-518. Buenos Aires.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M., y Isacks, B.L. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics* 2: 1-16.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. y Isacks, B. 1997. The evolution of the Altiplano - Puna Plateau of the central Andes. *Annual Review Earth Planetary Sciences* 25: 139-174.
- Alonso, R.N. 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la cuenca de Pastos Grandes (Puna Salteña) con énfasis en la Formación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47: 189-199.
- Alonso, R.N. y Gutiérrez, R. 1986. Litoestratigrafía del Neógeno terminal, Puna sudoriental argentina. *Revista del Instituto de Geología y Minería de Jujuy, Universidad Nacional de Jujuy* 6: 29-47.
- Alonso, R.N., Gutiérrez R. y Viramonte, J. 1984. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 25-42, Buenos Aires.
- Alonso, R.N., Jordan, T., Tabbut, K. y Vandervoort, D. 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology* 19: 401-404.
- Andriessen, P.A. y Reutter, K.J. 1994. K-Ar and fission track mineral age determination of igneous rocks related to multiple magmatic arc systems along the 23° S latitude of Chile and NW Argentina. En: Reutter, K.J., Scheuber, E. y Wigger, P.J. (eds.) *Tectonics of the southern central Andes*, Springer Berlin Heidelberg: 141-153, Berlin.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., y Roperch, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25: TC1008, doi:10.1029/2004TC001770.
- Bahlburg, H. 1990. The Ordovician Basin in the Puna of NW Argentina and N Chile: Geodynamic evolution from back-arc to foreland basin. *Geotektonische Forschungen* 75: 1-77, Stuttgart.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J. y Wemmer, K. 1999a. El basamento Paleozoico inferior del noroeste de Argentina (23°-27°S) - Metamorfismo y geocronología. En: Bonorino, G.G., Omarini, R., Viramonte, J. (eds.) *Geología del noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino 1: 58-72, Salta.
- Becchio, R., Lucassen, F., Kasemann, S., Franz, G. y Viramonte, J. 1999b. Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico inferior. Noroeste de Argentina y Norte de Chile (21°-27°S). *Acta Geológica Hispana, Barcelona*, 34: 273-300.
- Blasco, G. y Zappettini, E. 1996. Hoja geológica San Antonio de los Cobres, 2566-1, Programa Nacional de Cartas Geológicas, escala 1: 250.000. *Boletín* 217, 126 p., Buenos Aires.
- Carrapa, B. y DeCelles, P.G. 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics*, 27: TC1015, doi:10.1029/2007TC002127.
- Carrapa, B., Adelman, D., Hilley, G.E., Mortimer, E., Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics* 24: TC4011, doi: 10.1029/2004TC001762.
- Carrapa, B., Hauer, J., Schoenbohm, L., Strecker, M.R., Schmitt, A.K., Villanueva, A. y Gomez, J.S. 2008. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambalá basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 120: 1518-1543.
- Carrapa, B., DeCelles, P.G., Reiners, P.W., Gehrels, G.E. y Sudo, M. 2009. Apatite triple dating and white mica ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history. *Geology* 37: 407-410.
- Carrapa, B., Trimble, J.D. y Stockli, D.F. 2011a. Patterns and timing of exhumation and deformation in the Eastern Cordillera of NW Argentina revealed by (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics* 30: TC3003, doi: 10.1029/2010TC002707.
- Carrapa, B., Reyes-Bywater, S., DeCelles, P.G., Mortimer, E. y Gehrels, G. 2011b. Cenozoic synorogenic basin evolution in the Eastern Cordillera of northwestern Argentina (25°-26°S): Regional implications for Andean orogenic wedge development. *Basin Research* 23: 1-20.
- Carrapa, B., Reyes-Bywater, S., Safipour, R., Sobel, E.R., Schoenbohm, L.M., DeCelles, P.G. y Stockli, D. 2013. The effect of inherited paleotopography on exhumation of the Central Andes of NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 126: 66-77.
- Carrera, N., Muñoz, J.A., Sàbat, F., Roca, E. y Mon, R., 2006. The role of inversion tectonics in the structure of the Cordillera Oriental (NW Argentinean Andes). *Journal of Structural Geology* 28: 1921-1932.
- Chernicoff, C.J., Richards, J.P. y Zappettini, E.O. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21: 127-155.
- Coira, B., Kay, S.M. y Viramonte, J.G. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna. A model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 35: 677-720.
- Coira, B., Kay S.M., Perez B., Woll B., Hanning M. y Flores P. 1999. Magmatic sources and tectonic setting of Gondwana margin Ordovician magmas, northern Puna of Argentina and Chile. *Geological Society of America Special Paper* 336: 145-170.
- Coutand, I., Cobbold, P., De Urreiztieta, M., Gauthier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E. y López Gamundi O. 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics* 20: 210-234.
- Coutand, I., Carrapa, B., Deeken, A., Schmitt, A.K., Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2006. Propagation of orographic barriers along an active range front: insights from sandstone petrography and detrital apatite fission-track thermochronology in the intramontane Angastaco basin, NW Argentina. *Basin Research* 18: 1-26.
- Cristallini, E., Domínguez, A.H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-Guachipas region: tectonic inversion in North western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 110: 403-421.
- DeCelles, P. G. y Horton, B.K. 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin* 115: 58-77.
- DeCelles, P.G., Carrapa, B. y Gehrels, G.E. 2007. Detrital zircon U-Pb ages provide provenance and chronostratigraphic information from Eocene synorogenic deposits in northwestern Argentina. *Geology* 35: 323-326.
- Deeken, A., Sobel, E.R., Coutand I., Haschke M., Riller U. y Strecker M.R. 2006. Development

- of the southern Eastern Cordillera, NW Argentina, constrained by apatite fission track thermochronology: From early Cretaceous extension to middle Miocenes shortening. *Tectonics* 25: TC6003, doi:10.1029/2005TC001894.
- del Papa, C.E., Hongn, F.D., Petrinovic, I.A. y Domínguez, R. 2004. Evidencias de deformación pre-miocena media asociada al antepaís andino en la Cordillera Oriental (24° 35' S-66° 12' O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 506-509.
- del Papa, C., Hongn, F., Powell, J., Payrola, P., Do Campo, M., Strecker, M.R. y Pereyra, R. 2013. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaqui Valley, NW Argentina: insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research* 25: 574-593.
- Domínguez, F., Becchio, R., Viramonte, J.G., Martino, R. y Pimentel, M. 2006. El basamento ígneo-metamórfico del borde occidental del salar Centenario: Petrografía y estructura. *Puna Austral*. Salta. *Avances en microtectónica y geología estructural*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina Serie D (9)*: 161-168.
- Filip, J., Ulrych, J., Adamovic, J. y Balogh, K. 2007. Apatite fission track implications for timing of hydrothermal fluid flow in Tertiary volcanics of the Bohemian Massif. *Journal of Geosciences* 52: 211-220.
- González, O.E. 1984. Las ignimbritas «Ojo de Ratones» y sus relaciones regionales. *Provincia de Salta*. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 206-220, Buenos Aires.
- Hain, M.P., Strecker, M.R., Bookhagen, B., Alonso, R.N., Pingel, H. y Schmitt, A.K. 2011. Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25 S). *Tectonics* 30: TC2006, doi:10.1029/2010TC002703.
- Haschke, M., Deeken, A., Insel, N., Sabel, E., Grave, M., y Schmitt, E.A. 2005. Growth pattern of the Andean Puna plateau constrained by apatite fission track, apatite (U-Th)/He, K-feldspar ⁴⁰Ar/³⁹Ar, and zircon U-Pb geochronology. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 360-363, Barcelona.
- Hibbard, M. 1995. *Petrography to petrogénesis*. Editorial Prentice Hall, 587p. New Jersey.
- Hongn, F.D. 1992. *Tectónica y microtectónica del basamento predevónico de la Puna*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta (inédito), 228 p., Salta.
- Hongn, F.D. 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 256-268.
- Hongn, F.D. 1995. Zonas de cizalla precámbrico-paleozoicas y su vinculación con magmatismo cenozoico de posible interés económico. *Puna de Salta y Catamarca*. 5° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 264-280, San Juan.
- Hongn, F.D. 1998. Estratigrafía, Neoproterozoico-Eopaleozoico. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250 000. SEGEMAR. Buenos Aires.
- Hongn, F.D. y Mon, R. 1999. La deformación orodivórica en el borde oriental de la Puna. En: Bonorino, G.G., Omarini, R., Viramonte, J. (eds.) *Geología del noroeste Argentino*, 14° Congreso Geológico Argentino 1: 316-328, Salta.
- Hongn, F. y Riller, U. 2007. Tectonic evolution of the western margin of Gondwana inferred from syntectonic emplacement of Paleozoic granitoid plutons in Northwest Argentina. *Journal of Geology* 115: 163-180.
- Hongn, F.D. y Seggiaro, R.E. 2001. Hoja Geológica 2566-III, Cachi, 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 248, 96 p., Buenos Aires.
- Hongn F.D., Mon R., Cuevas J. y Tubia J.M., 1996. Zones de cisaillement calédoniennes à haute température dans la Quebrada Barranquilla (Puna orientale, Argentine): données structurales et cinématiques. *Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* 323: 809-815.
- Hongn, F.D., del Papa, C., Powell, J., Petrinovic, I., Mon, R. y Deraco, V. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26°S): Control by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology* 35: 271-274.
- Hongn, F., Mon, R. y Seggiaro, R. 2008. Evolución estructural en el lapso neoproterozoico-paleozoico inferior. En: Coira, B. y Zappettini, E. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Jujuy*. 17° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 37-49, Jujuy.
- Hongn, F.D., Mon, R., Petrinovic, I., del Papa, C. y Powell, J. 2010. Inversión y reactivación tectónicas cretácico-cenozoicas en el noroeste argentino: influencia de las heterogeneidades del basamento Neoproterozoico-paleozoico inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 38-53.
- Insel, N., Grove, M., Haschke, M., Barnes, J. B., Schmitt, A.K. y Strecker, M.R. 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.
- JICA/MMAJ. 2002. Report on regional survey for mineral resources in the northwest area the Argentine Republic. Japan International Cooperation Agency (Inédito), 280 p., Tokyo.
- Jordan, T.E. y Mpodozis, C. 2006. Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca Paleógena de Arizaro-Pocitos, Puna occidental (24-25 S). 11° Congreso Geológico Chileno 2: 57-60.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94: 341-361.
- Kay, S. M., Coira, B., Viramonte, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99: 24323-24339.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). En: Skinner, B.J. (ed.) *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Special Publications, 7: 27-59, Littleton.
- Kley, J., Rossello E.A., Monaldi C.R., y Habighorst B. 2005. Seismic and field evidence for selective in version of Cretaceous normal faults, Salta Rift, northwest Argentina. *Tectonophysics* 399: 155-172.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27: 745-750.
- Lork, A. y Bahlburg, H. 1993. Precise U-Pb ages of monazites from the faja eruptiva de la Puna oriental, and the Cordillera Oriental, NW Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 1-6, Mendoza.
- Lucassen, F. y Becchio, R. 2003. Timing of high-

- grade metamorphism: Early Paleozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26°-29°S). *Journal of Metamorphic Geology* 21: 649-662.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J. y Wemmer, K. 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18-26° S)-a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences* 13: 697-715.
- Lucassen, F., Becchio, R., y Franz, G. 2011. The Early Palaeozoic high-grade metamorphism at the active continental margin of West Gondwana in the Andes (NW Argentina/N Chile). *International Journal of Earth Sciences* 100: 445-463.
- Marrett, R., Allmendinger, R., Alonso, R. y Drake, R. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 179-207.
- Matteini, M., Mazzuoli, R. y Omarini, R. 1997. The volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro transversal fault system in the Central Andes: the Tultul, del Medio and Pocitos volcanoes (Puna, Argentina). 8° Congreso Geológico Chileno, Actas: 159-163. Antofagasta.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. y Maas, R. 2002. The geochemical variations of the upper cenozoic volcanism along the Calama-Olacapato-El Toro transversal fault system in central Andes (~24 S): petrogenetic and geodynamic implications. *Tectonophysics* 345: 211-227.
- Méndez, V., Navarini A., Plaza D. y Viera, O. 1973. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 147-158, Buenos Aires.
- Mon, R. y Hongn, F. 1987. Estructura del Ordovícico de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 31-38.
- Mon, R. y Hongn, F. 1988. El corrimiento del borde occidental del Cratógeno Central en la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 348-342.
- Mon, R. y Hongn, F. 1991. The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic Basement of the Central Andes between 22° and 32° S. *Lat. Geologische Rundschau* 83: 745-758.
- Mon, R. y Hongn, F.D. 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51: 3-14.
- Mon, R. y Salfity, J.A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina. En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 269-283, Tulsa.
- Norini, G., Baez, W., Becchio, R., Viramonte, J., Giordano, G., Arnosio, M. y Gropelli, G. 2013. The Calama-Olacapato-El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and strato-volcanoes emplacement. *Tectonophysics* 608: 1280-1297.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Victor, P. y Schemman, K. 2006. Deformation of the Central Andean upper plate system- Facts, fiction and constrains for plateau models. En: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., Strecker, M. y Wigger, P. (eds.) *The Andes: Active subduction orogeny*, *Frontiers in Earth Sciences*, Springer Verlag, Chapter 1: 3-27, Berlin.
- Payrola, P.A., Powell, J., Hongn, F. y del Papa, C. 2006. Registro de deformación eocena en el Valle de Luracatao, noroeste del Valle Calchaquí. 12° Reunión de Tectónica, Actas: 47, San Luis.
- Payrola, P.A., Powel, J., del Papa, C. y Hongn, F. 2009. Middle Eocene deformation-sedimentation in the Luracatao Valley: tracking the initial Andean deformation in the Central Andes (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 28:142-154.
- Pearson, D.M., Kapp, P., Reiners, P.W., Gehrels, G.E., Ducea, M.N., Pullen, A., Otamendi, J.E. y Alonso, R.N. 2012. Major Miocene exhumation by fault-propagation folding within a metamorphosed, early Paleozoic thrust belt: Northwestern Argentina. *Tectonics* 31: TC4023, doi:10.1029/2011TC003043.
- Pearson, D.M., Kapp, P., DeCelles, P.G., Reiners, P.W., Gehrels, G.E., Ducea, M.N. y Pullen, A. 2013. Influence of pre-Andean crustal structure on Cenozoic thrust belt kinematics and shortening magnitude: Northwestern Argentina. *Geosphere* 9: 1766-1782.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Petrinovic, I.A., Mitjavilla, J., Viramonte, J.G., Marti, J., Becchio, R., Arnosio, M., y Colombo, F. 1999. Geoquímica y geocronología de las secuencias neógenas de trasarco, en el extremo oriental de la cadena volcánica transversal del Quevar, noroeste de Argentina. *Geología de los Andes Centrales meridionales: El Noroeste Argentino*. *Acta Geológica Hispana* 34: 255-273.
- Petrinovic, I.A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G.J., Guzmán, S., Geyer, A. y Paz, N.S. 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194: 15-26.
- Powell, J., Deraco, V., Hongn, F., Mon, R. y Petrinovic, I. 2006. Primer registro de mamíferos de la Formación Quebrada Los Colorados (Grupo Payogastilla). Consideraciones cronológicas de la unidad y de las primeras fases del levantamiento de los Andes. *Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*. Museo de Paleontología. Universidad Nacional de San Juan, Libro de Resúmenes: 31, San Juan.
- Richards, J.P., Boyce, A.J. y Pringle, M.S. 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology* 96: 271-305.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. y Ullrich, T. 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 101: 1455-1496.
- Riller, U. y Hongn, F. 2003. Structural influence of Paleozoic discontinuities on Cretaceous to Quaternary tectonism in the Eastern Cordillera, NW-Argentina. *European Geophysical Society, Geophysical Research Abstracts* 5: 02303, Nice.
- Riller, U., Petrinovic I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 299-311.
- Salfity, J.A. 1985. Lineamentos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119-137, Antofagasta.
- Salfity, J., Malanca S., Brandan, E., Monaldi, C. y Moya, C. 1984. La fase Guandacol (Ordovíci-

- co) en el Norte Argentino. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 555-567, Buenos Aires.
- Santimano, T. y Riller, U. 2012. Kinematics of Tertiary to Quaternary intracontinental deformation of upper crust in the Eastern Cordillera, southern Central Andes, NW Argentina. *Tectonics* 31: TC4002, doi:10.1029/2011TC003068.
- Schreiber, U. y Schwab, K. 1991. Geochemistry of quaternary shoshonitic lavas related to the Calama-Olapato-El Toro Lineament, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 73-85.
- Seggiaro, R.E., y Hongn, F.D. 1999. Influencia tectónica en el volcanismo Cenozoico del noroeste argentino. *Acta geológica hispánica* 34: 227-242.
- Sobel, E.R. y Strecker, M.R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research* 15: 431-451.
- Sureda, R., Galliski, M., Argañaraz P. y Daroca, J. 1986. Aspectos metalogénicos del Noroeste Argentino. Provincias de Salta y Jujuy. Capricornio. Universidad Nacional de Salta 1: 39-95.
- Suzaño, N.O., Becchio, R.A. y Arnosio, M. 2011. Mapeo Lito-Mineralógico a partir de datos ASTER en la zona del prospecto minero Vicuña Muerta. Puna Austral, Salta. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 1158-1159, Neuquén.
- Tosdal, R.M., Hickey, K.A., Donelick, R.A., Arehart, G.B. y Chakurian, A.M. 2003. Distinguishing hydrothermal events using apatite fission-track thermochronology; implications for Au-mineralisation in the Carlin-Jerritt Canyon region, northern Nevada. Geological Society of America, Annual Meeting 35:402, Seattle.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la hoja 2c. Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy). República Argentina, Ministerio de Economía de la Nación, Secretaría de Industria y Minería, Subsecretaría de Minería, Instituto Nacional de Geología y Minería. Boletín 104, 98 p.
- Turner, J.C. y Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. República Argentina. Academia Nacional de Ciencias. Boletín 51:11-24, Córdoba.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K. y Alonso, R.N. 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. *Geology* 23: 145-148.
- Viramonte, J., Sureda, R. y Raskovsky, M. 1976. Rocas metamórficas de alto grado al oeste del Salar Centenario, Puna Salteña. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 191-206.
- Viramonte, J.G., Becchio, R., Coira, B., Aramayo, C., Omarini, R. y García-Cacho, A. 1993. Aspectos petrológicos y geoquímicos del basamento preordovícico del borde oriental de la Puna Austral, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 307-318, Mendoza.
- Viramonte, J.M., Becchio, R., Viramonte, J., Pimentel, M. y Martino, R. 2007. Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: New U-Pb and Sm-Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 167-183.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185.

Recibido: 25 de julio, 2014

Aceptado: 14 de julio, 2015