

## **CAPÍTULO III**

# **GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS MIOCENAS EN LA REGIÓN DE ALTAR, CORDILLERA PRINCIPAL DEL SUROESTE DE SAN JUAN. MODELO GEODINÁMICO EN EL CONTEXTO DEL SEGMENTO ANDINO DE SUBDUCCIÓN HORIZONTAL Y METALOGÉNESIS**

## 1. INTRODUCCIÓN

En los últimos años varias publicaciones han demostrado que en la Cordillera de los Andes y en otros lugares del mundo parece haber una relación entre los cambios geodinámicos -tales como la horizontalización de la losa subductada y la colisión de dorsales oceánicas con la trinchera- con los cambios en la composición química de los magmas y la formación de pórfidos de Cu-(Mo-Au) gigantes (Stern, 1989; Skewes y Stern, 1994; Kay et al., 1999; Kay y Mpodozis, 2001; Reich et al., 2003; Cooke et al., 2005; Richards y Kerrich, 2007; Chiaradia et al., 2009a, 2009b; Stern et al., 2010, 2011). Las causas de esta asociación aún permanecen sin dilucidar, por lo cual resulta imprescindible entender la asociación temporal y espacial entre los cambios geodinámicos, las transiciones en la química de los magmas y la mineralización. Para ello son importantes los estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos de las rocas ígneas asociadas a los yacimientos de pórfidos de Cu gigantes para poder generar una base de datos extensa que permita evaluar el significado de la asociación antes citada a escala regional.

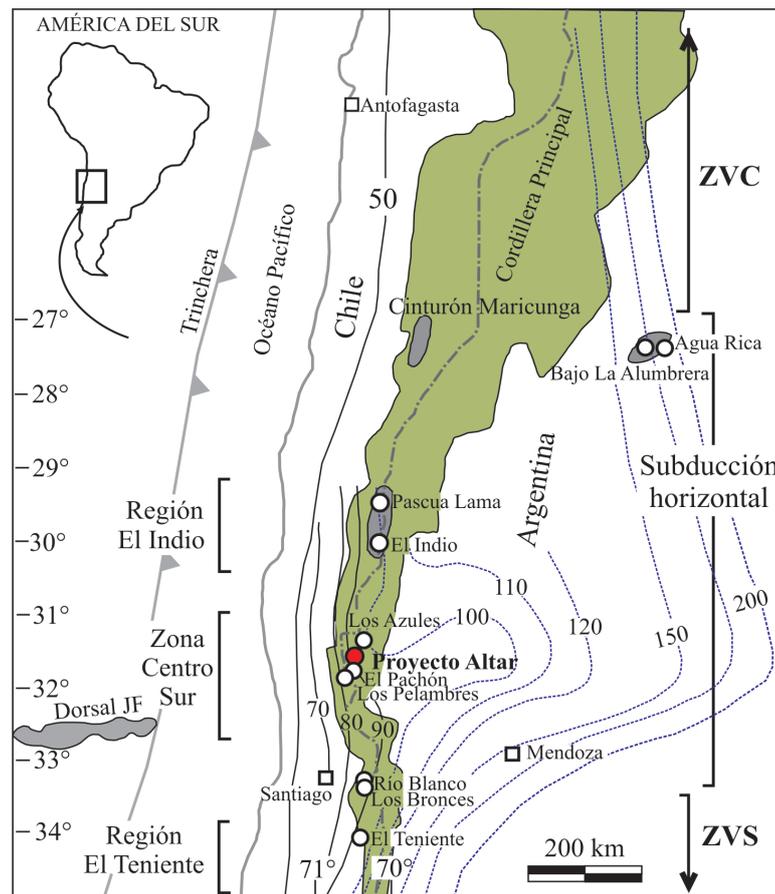
El pórfido de Cu-(Au-Mo) Altar (31° 29' S, 70° 28' O) se localiza en la porción austral del segmento andino de subducción horizontal (28 - 33° S) (Cahill e Isacks, 1992), en la Cordillera Principal del suroeste de la provincia de San Juan, en Argentina. Esta zona se sitúa 25 km al norte de los pórfidos de Cu-Mo de clase mundial Los Pelambres (Chile) y El Pachón (Argentina) (Fig. 1) y próximo a los prospectos de Cu recientemente descubiertos Piuquenes, La Coipa, Rincones de Araya y Los Azules.

La geología de este sector argentino de la Cordillera Principal era desconocida y la ausencia de estudios geológicos y geocronológicos obstaculizaba el desarrollo de una estratigrafía regional coherente. Los caminos recientes construidos por las compañías mineras que exploran el área, han permitido el acceso al distrito y la confección del primer mapa geológico de detalle.

En este capítulo se presentan el primer mapa geológico de la región y el estudio petrográfico de las rocas ígneas que afloran en el área, que sirven como marco de referencia para comprender la génesis del pórfido de Cu-(Au-Mo) y la mineralización epitermal de Au-(Ag-Cu) asociada a estas rocas. Asimismo, se brindan datos geoquímicos, geocronológicos e isotópicos (Sr, Nd, Pb) inéditos de las rocas ígneas de Altar y se integran estos datos en un posible modelo petrológico.

Las investigaciones del área Altar permitirán completar el estudio regional de los pórfidos de Cu (Mo-Au) y de los depósitos epitermales de Au (Ag-Cu) localizados en el segmento de subducción horizontal a los ~31,5° S y los cambios geoquímicos que han tenido lugar y que se describen en la literatura (Kay y Mpodozis, 2002; Hollings et al., 2005; Parada

et al., 2007). Por esta razón los datos de Altar se comparan con los datos de las rocas ígneas de las regiones de El Indio ( $\sim 30^\circ$  S) y la Zona Centro Sur ( $\sim 31,5^\circ$  S) del segmento de subducción horizontal y de la zona de El Teniente ( $\sim 34^\circ$  S) (Fig. 1).



**Figura 1.** Ubicación de los cinturones metalogénicos (en gris) y los depósitos minerales (círculos) en el segmento andino de subducción horizontal y los contornos de la profundidad de la zona Wadati-Benioff (Cahill e Isacks, 1992; Anderson et al., 2007). Se señala la posición de la dorsal Juan Fernández de acuerdo con Yañez et al. (2001) y los tres segmentos considerados en este trabajo: la zona de El Indio, la Zona Centro Sur y la zona de El Teniente. Modificado de Kay et al., 1999.

## 2. CONTEXTO TECTÓNICO

La región de Altar se localiza en la Cordillera Principal de los Andes, sobre el segmento de subducción horizontal sin volcanismo reciente ( $27-33,3^\circ$  S) de la Zona Centro-Sur de los Andes (Fig. 1). En este segmento andino, la losa subductada presenta una transición relativamente suave hacia el norte, hacia la Zona Volcánica Central (ZVC), y una transición abrupta hacia el sur, hacia el segmento que presenta un ángulo de subducción más pronunciado ( $30^\circ$  S; ZVS) (Cahill e Isacks, 1992). Numerosos trabajos han documentado las variaciones geoquímicas espaciales y temporales del magmatismo cenozoico sobre el segmento de subducción horizontal (Kay et al. 1987, 1991; Stern, 1989; Kay y Kurtz, 1995; Stern y Skewes, 1995; Kay et al., 1999; Kay y Mpodozis, 2001, 2002). Estas variaciones

fueron supuestamente controladas por la composición y el estado de los esfuerzos de la litósfera a través de la cual ascendió el magma, por cambios en los parámetros de convergencia y por la subducción de la dorsal de Juan Fernández (JF) (Yañez et al., 2001; Kay y Mpodozis, 2002). A continuación se resume la evolución geológica de la región durante el Mioceno.

### 2.1. Mioceno Temprano

Luego de la ruptura de la placa Farallones a los 28-26 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987), la interacción entre la placa de Nazca y la Sudamericana evolucionó desde una convergencia oblicua a una casi ortogonal, más rápida, que continuó hasta alrededor de los 20 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). A lo largo del segmento de subducción horizontal, los indicadores magmáticos y tectónicos sugieren que durante el Oligoceno-Mioceno temprano (28-20 Ma) (Kay y Mpodozis, 2002) el régimen tectónico fue más compresivo en el norte que en el sur del segmento, donde se emplazó una cuenca extensional fuertemente subsidente (Charrier et al., 2002).

Los cambios acaecidos en los parámetros de convergencia a los 20 Ma, marcaron el inicio de un largo período de deformación por compresión e inversión tectónica a lo largo del segmento de subducción horizontal durante el Mioceno. Según Kay y Mpodozis (2002) la actividad magmática reducida registrada en algunas regiones durante el intervalo 20-17 Ma, pudo obedecer al ajuste mecánico entre las dos placas convergentes debido a los cambios en los parámetros de convergencia.

### 2.2. Mioceno Medio-Tardío

La dorsal JF arribó a la trinchera en la región de Maricunga a los 14 Ma. El período subsecuente (14-9 Ma) se caracterizó por corrimientos asociados a acortamientos compresivos y el emplazamiento de un arco volcánico andesítico a lo largo de todo el segmento de subducción horizontal. Todos los modelos de convergencia conocidos (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) indican una velocidad mayor de 10 cm/año y un grado de oblicuidad de  $\sim 12^\circ$ . Las reconstrucciones realizadas por Yañez et al. (2001, 2002) muestran que la interacción oblicua entre un segmento NE de la dorsal JF y la trinchera migró rápidamente en dirección al sur a lo largo del margen chileno desde el norte de Chile en el Mioceno Temprano a la latitud  $\sim 31^\circ$  S, donde un segmento O-E de la dorsal comenzó a ser subductado. En el área de Maricunga, el arco magmático migró hacia el este a los 7-5 Ma, coincidiendo con el tránsito del brazo NE de la dorsal. A los 4 Ma, este brazo NE de la dorsal había pasado ya por Maricunga, permitiendo así la estabilización de la Zona Volcánica Central antes de los

2 Ma (Kay y Mpodozis, 2002). En la zona de El Indio, el volcanismo de arco cesó a los 5 Ma (Kay y Mpodozis, 2002). La finalización del volcanismo en el arco y la migración del arco hacia el este en las zonas de Los Andes-El Teniente ocurrieron a los 4 Ma. De acuerdo con Kay y Mpodozis (2002) la dorsal JF parece constituir sólo una de las numerosas perturbaciones que afectaron el margen andino. Resultados de investigaciones recientes indican que el engrosamiento que muestra la corteza oceánica subductada, el cabalgamiento hacia el oeste de la placa Sudamericana sobre la placa de Nazca, a razón de 1 cm/año en la dirección  $\sim 350^\circ$  (Gripp y Gordon, 2002), y la hidratación del manto superior son factores adicionales que han contribuido y aún contribuyen a la subducción horizontal (Gans et al., 2011).

### **3. METODOLOGÍA**

#### **3.1. Trabajos de campo**

Se realizaron tres campañas al área del proyecto minero en la Alta Cordillera de la provincia de San Juan que totalizaron tres meses y medio de duración, durante los veranos de 2007, 2008 y 2010. Los trabajos de campo permitieron el mapeo detallado de los afloramientos y de las estructuras y el muestreo sistemático de las litologías, alteraciones y mineralización presentes en el proyecto minero.

#### **3.2. Trabajos de gabinete y laboratorio**

Con los datos recabados en el campo se ha confeccionado el primer mapa geológico de detalle del distrito minero a escala 1:1000 que constituye información inédita para la geología de la zona. La información de campo, georeferenciada con GPS (Gauss Krugüer, con datum Campo Inchauspe faja 2), se digitalizó utilizando el software MapInfo 8.0.

Trescientas veinte (320) muestras de roca de superficie fueron cortadas y pulidas con distintos abrasivos y digitalizadas utilizando un escaner de escritorio (600 dpi y formato JPG). Las muestras fueron descriptas por medio de lupa binocular y se analizaron 155 cortes delgados petro-calcográficos en los microscopios del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y del CIMAR en la Universidad Nacional del Comahue. Las características más sobresalientes de las muestras se documentaron en microfotografías. Se realizaron análisis por difracción de rayos X (Rigaku-DII-Max) en el Centro de Investigaciones de Minerales Arcillosos de la Universidad Nacional del Comahue (Neuquén, Argentina).

Treinta muestras de las rocas volcánicas y piroclásticas menos alteradas fueron enviadas a los laboratorios Acme Analytical Laboratories Ltd. (Canadá) para analizar sus elementos

mayoritarios, minoritarios, traza y tierras raras por los métodos ICP-ES e ICP-MS. Nuestra interpretación de los datos geoquímicos se focaliza en elementos que son poco afectados por la alteración, incluyendo Ti, Al, elementos HFSE y elementos de tierras raras.

Trece muestras de superficie de rocas volcánicas lávicas y subvolcánicas intrusivas del proyecto fueron enviadas a el Departamento de Mineralogía de la Universidad de Ginebra (Suiza), donde se analizaron sus isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb con un espectrómetro de masas de ionización termal MAT262, siguiendo el método descrito en [Chiaradia et al. \(2009a\)](#).

Los análisis geoquímicos de las muestras de Altar fueron procesados en diferentes diagramas para caracterizar geoquímicamente a las rocas, determinar su grado de alcalinidad, saturación en potasio, alúmina, sus tendencias evolutivas y compararlas con otras rocas volcánicas y subvolcánicas del segmento de subducción horizontal andino. Los elementos traza permitieron caracterizar el ambiente de generación de los magmas y estudiar sus tendencias evolutivas. Los elementos de tierras raras y los isótopos radiogénicos fueron volcados en distintos gráficos y en diversos diagramas para estudiar las características de la roca fuente y las condiciones de generación de los magmas.

### 3.3. Geocronología

Para definir la edad de las unidades volcanoclásticas aflorantes en el Proyecto Altar se seleccionaron dos muestras, una de superficie y otra de los sondajes.

Una edad radiométrica U-Pb en circones (muestra A-63) fue determinada con el método de espectrometría de masas ICP por ablación láser (LA- ICP-MS) en el laboratorio LaserChron Center, de la Universidad de Arizona, Estados Unidos. Los circones de esta muestra fueron previamente separados de acuerdo a su densidad mediante el método de elutriación en los laboratorios del CIG (Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad de La Plata). Los análisis involucraron la ablación de circones con un láser New Wave/Lambda Physik DUV193 Excimer (operando a una longitud de onda de 193 nm). El material tratado se llevó junto con gas helio a un plasma donde se midieron simultáneamente los isótopos de U, Th y Pb. Todas las medidas fueron de modo estático, utilizando los detectores Faraday para  $^{238}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$ , un canal contador de iones para  $^{204}\text{Pb}$  y colectores faraday o canales contadores de iones para  $^{208}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$ . El fraccionamiento de Pb relativo a U y Th durante la ablación láser fue registrado por análisis de “*standards*” incorporados en cada muestra y analizados cada 3 a 5 análisis incógnitas. El “*standard*” primario utilizado para los análisis de circón fue un cristal de circón Sri Lanka con una edad ID-TIMS de  $563,5 \pm 3,2$  Ma (2 - sigma). La concentración de U y Th

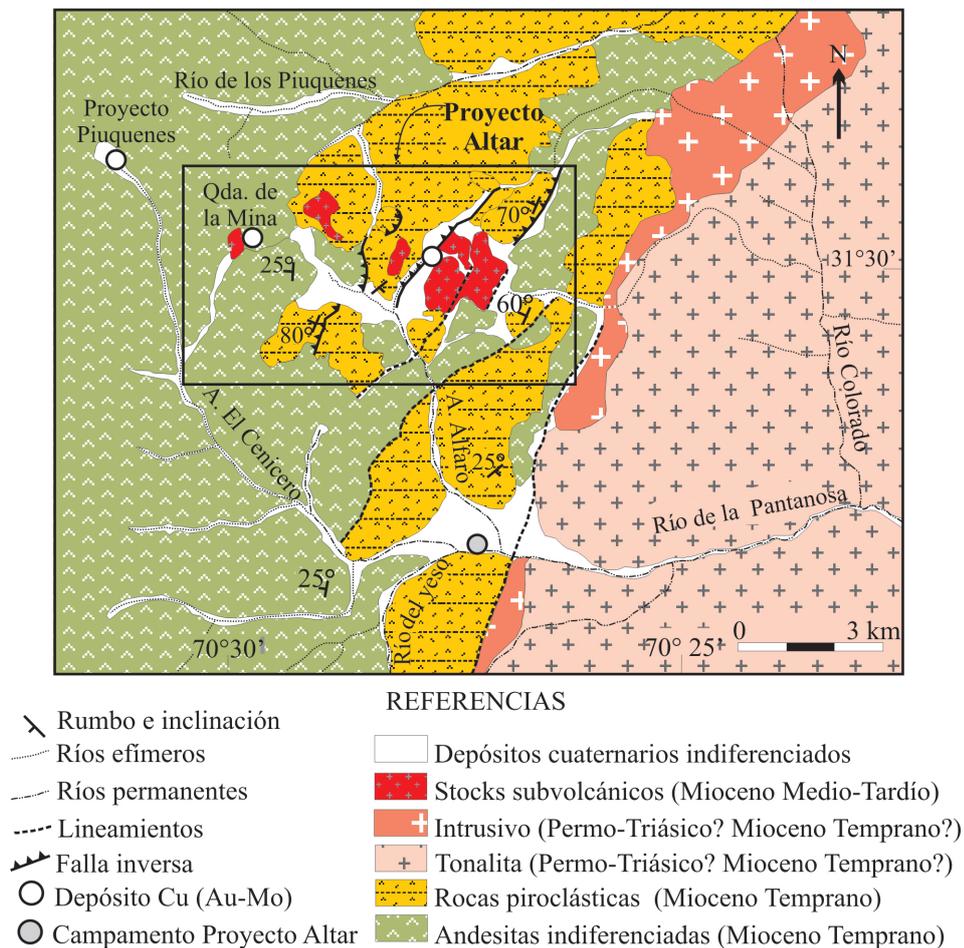
en los análisis incógnitas fue determinado mediante análisis de fragmentos de vidrio NIST SRM 610, que contiene  $\sim 462$  ppm U y  $\sim 457$  pm Th.

Este vidrio fue analizado una vez para cada muestra y las intensidades y concentraciones medidas fueron utilizadas para calcular las concentraciones de los valores desconocidos. Para cada análisis, los errores en la determinación de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  resultaron en un error medido de  $\sim 1\%$  (a un nivel 2-sigma) en la edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y un MSWD de  $\sim 1,0$ . La adición de errores sistemáticos dieron lugar a un error en la edad de 1-2% (2-sigma). La corrección de Pb se efectuó a partir de la medida de  $^{204}\text{Pb}$  asumiendo una composición de Pb inicial según [Stacey and Kramers \(1975\)](#) (con errores de 1,0 para  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y 0,3 para  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ). Las edades fueron determinadas a partir del promedio principal ([Ludwig, 2003](#)) de los valores de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  de los análisis superpuestos y concordantes.

La otra edad radiométrica U-Pb en circones (muestra A-46-397) fue determinada por espectrometría de masas ICP por ablación láser en la Universidad de British Columbia, Pacific Center for Isotopic and Geochemical Research (PCIGR) (Canadá). La separación de los circones también fue realizada en los laboratorios del PCIGR utilizando los métodos convencionales de molido, tamizado, separación con líquidos pesados y separación magnética. Los análisis se realizaron utilizando un sistema de ablación láser New Wave U-Pb 213 y un colector Thermo Finnigan Element. La metodología utilizada en la adquisición de los datos en el laboratorio del PCIGR se resume a continuación. Los circones de mayor calidad se colocaron en una placa de epoxy junto a granos de un circón standard Plešovice con una edad de 337 Ma ([Sláma et al., 2007](#)) y otro circón standard de 197 Ma, y luego fueron pulidos. Las porciones de alta calidad de cada circón, libres de alteración, inclusiones o núcleos, fueron seleccionadas para análisis. El “background” fue medido con el láser apagado por 10 segundos, y luego se obtuvieron los datos con el láser encendido durante 29 segundos. Las señales fueron analizadas utilizando el software GLITTER ([Van Achterbergh et al., 2001](#); [Griffin et al., 2008](#)), que automáticamente sustrae las medidas de “background” y calcula relaciones isotópicas y edades. Las correcciones de masa y de fraccionamiento de elementos fueron efectuadas mediante dos análisis en el circón standard Plešovice y dos en el circón de 197 Ma cada cuatro análisis incógnitos. En la interpretación final y visualización de los resultados analíticos en diagramas se empleó el software ISOPLOT ([Ludwig, 2003](#)). Las edades interpretadas para las muestras se basaron en el promedio de las edades individuales  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Los errores de las edades de cristalización interpretadas fueron de un nivel de 2 sigmas. Los análisis obtenidos se presentan en los [Apéndices 1 y 2](#).

#### 4. MODO DE YACENCIA Y PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

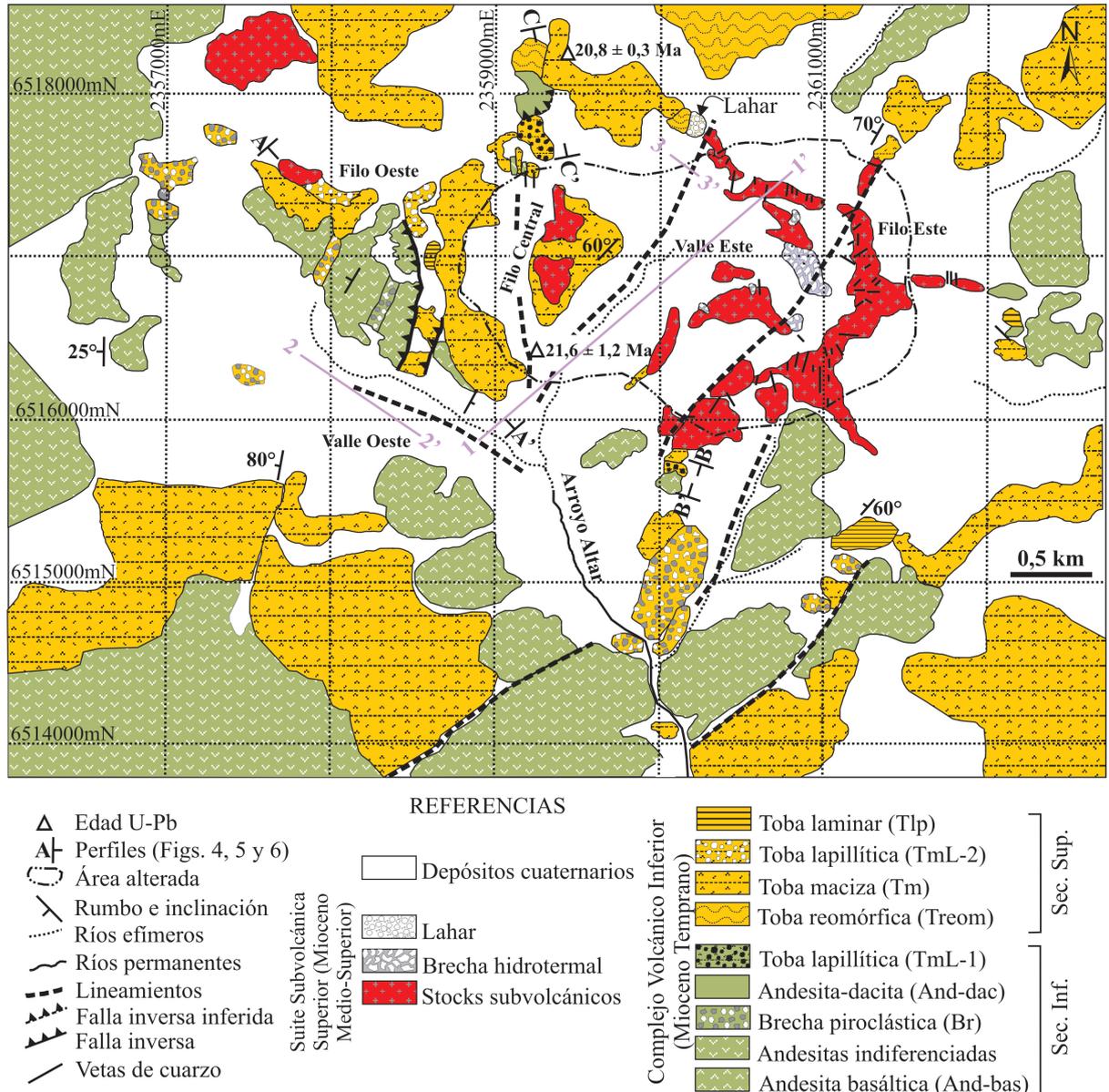
Sobre la base de sus relaciones de campo y características geológicas, las rocas ígneas del área donde se localiza el proyecto Altar han sido clasificadas en un Complejo Volcánico Inferior (CVI) y una Suite Subvolcánica Superior (SSS) separadas por una discordancia (Fig. 2). El CVI comprende una secuencia de niveles lávicos andesíticos y niveles piroclásticos dacíticos a riolíticos, afectados por intensa deformación (plegamientos y fallamiento). Al este



**Figura 2.** Mapa geológico preliminar de la región de Altar. En el recuadro se indica el área mapeada en detalle que corresponde a la Figura 3.

del proyecto aflora una tonalita de 60 km<sup>2</sup> y otro cuerpo intrusivo en el contacto entre la tonalita y las rocas volcanoclásticas del CVI. La SSS, asociada a la alteración hidrotermal y mineralización de Cu-(Au-Mo), consiste en una serie de plutones y diques subvolcánicos de composición andesítica a dacítica y brechas magmáticas e hidrotermales. Al oeste de Altar se ubican los prospectos de Cu Quebrada de La Mina y Piuquenes (Fig. 2). Los mismos también están centrados en stocks porfíricos de composición andesítica y dacítica intruidos en los

niveles volcánicos y piroclásticos del CVI que buzan  $\sim 25^\circ$  (Fig. 2). Los lineamientos en la región tienen orientaciones N-S, NE-SO y O-E y la mayoría sigue las trazas de arroyos y ríos (Fig. 2).

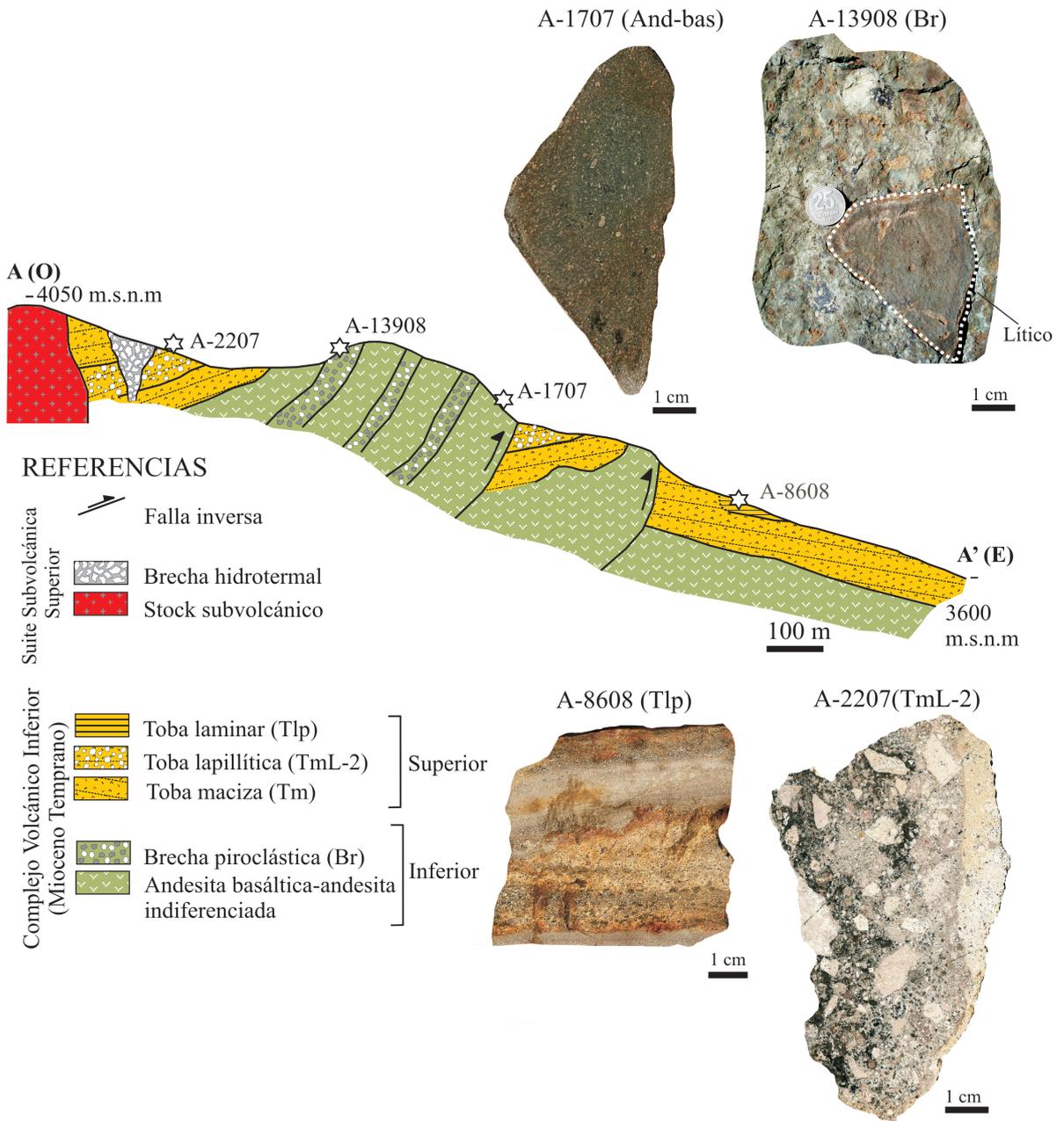


**Figura 3.** Mapa geológico de detalle del proyecto Altar que incluye litologías, estructuras (fallas y plegamientos), ríos, localización de las dataciones U-Pb de las rocas del Complejo Volcánico Inferior, de los perfiles de la Figuras. 4, 5 y 6 (A-A', B-B', C-C') y de las fotos panorámicas de la Figura 9 (1-1', 2-2', 3-3').

#### 4.1. Las facies volcánicas del Complejo Volcánico Inferior

El CVI comprende una secuencia inferior de composición andesítica a dacítica formada por una intercalación de facies efusivas y piroclásticas, que incluye lavas de andesita basáltica (And bas), brecha piroclástica (Br), lavas de andesita-dacita (And-dac) y toba lapillítica con fragmentos líticos irregulares (TmL-1) y una secuencia superior volcanoclástica compacta de composición riolítica (Fig. 3). En la secuencia superior del CVI se reconocieron

las siguientes unidades volcánicas: toba maciza lapillítica con fragmentos pumíceos (TmL-2), toba maciza (Tm), toba maciza eutaxítica (Tme), toba maciza rica en cristales



**Figura 4.** Perfil A-A' de los filos del proyecto Altar (localización en Fig. 3) y fetas representativas de las distintas facies y unidades volcánicas del CVI. a) A-1707 (And-bas): andesita basáltica de textura afanítica a fina. A-13908 (Br): brecha piroclástica. A-2207 (TmL-2): Toba lapillítica con fragmentos de pómez. A-8608 (Tlp): Toba con laminación paralela.

(Tmcr), toba reomórfica (Treom) y toba con laminación paralela (Tlp). En los perfiles de las figuras 4, 5 y 6 se presentan los afloramientos de las rocas del Complejo Volcánico Inferior y sus relaciones de campo.

Algunos sondeos del filo central del proyecto han interceptado la secuencia superior volcanoclástica del CVI con espesores que superan los 400m. El contacto concordante entre

las secuencias inferior y superior del CVI puede observarse en el perfil A-A' (Fig. 4), donde estas unidades tienen una suave inclinación hacia el sureste. Todo el CVI se encuentra afectado por deformación (plegamiento y fallamiento). Los planos de estratificación muestran rumbos N 70°- N 340° e inclinan entre 25° y 85° hacia el NO, O y SE (Fig. 3). La heterogeneidad en las direcciones de buzamiento y los altos ángulos de los niveles piroclásticos en el proyecto Altar pueden obedecer a la deformación de estas unidades ocasionada por la intrusión de los stocks subvolcánicos. En cercanías del área alterada (Fig. 3) predominan los lineamientos con orientación N-S y NE-SO. La traza del arroyo Altar, de orientación NE-SO, al cruzar el valle este del distrito está controlada por fallas (Fig. 3). En los filos que rodean el proyecto hay vetas de sílice-alunita que se disponen según fracturas radiales alrededor de la zona alterada, pero predominan las orientaciones N-S (Fig. 3). En los filos del sector oeste se reconocen fallas inversas con vergencia al este (Fig. 4).

#### 4.1.1. Facies efusivas

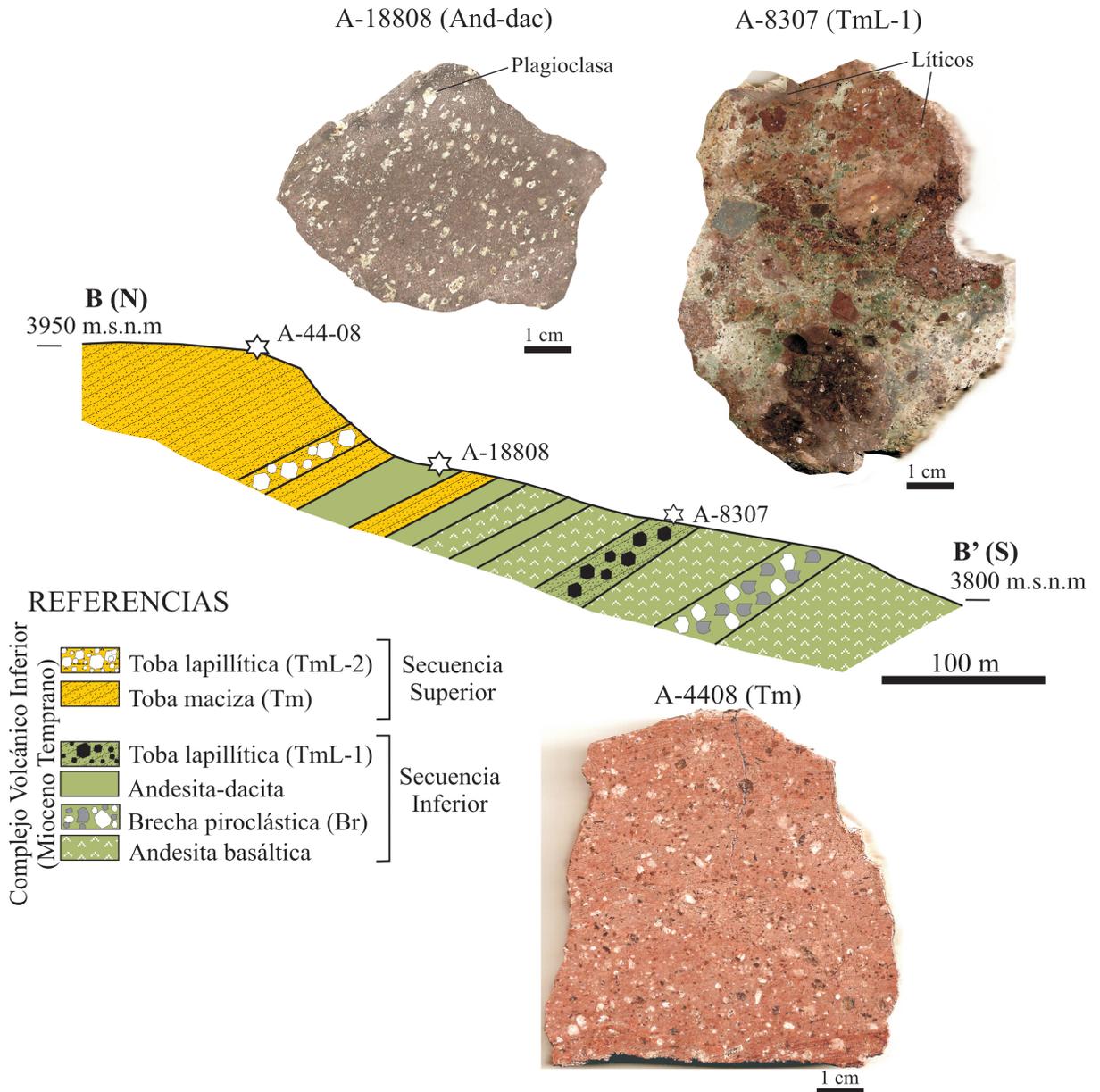
*Lavas de andesita basáltica (And bas)*. Los afloramientos más extensos de andesita basáltica se localizan en los filos occidentales del proyecto (Fig. 3). En este sector los niveles lávicos se intercalan con niveles piroclásticos con espesores comprendidos entre 3 y 15m siguiendo una orientación N-S (Fig. 4). La andesita basáltica se distingue por su color oscuro y su textura porfírica con fenocristales de grano fino (A-1707, Fig. 4). Los fenocristales consisten en plagioclasa (< 13% en vol.) y magnetita (< 2% en vol.) insertos en una pasta (85%) de textura intergranular constituida por tablillas de plagioclasa (0,03-1 mm) dispuestas al azar y opacos que rellenan los intersticios entre las plagioclasas.

*Lavas de andesita-dacita (And-dac)*. Sobre las crestas de los filos del norte, este y oeste se reconocen pequeños afloramientos de andesita-dacita. En el perfil B-B' (Fig. 5) los niveles de andesita-dacita de 10 a 20 m de espesor se intercalan con niveles de andesita basáltica y toba maciza y en el perfil C-C' (Fig. 6) los niveles de andesita-dacita se intercalan con niveles de toba lapillítica. Presentan textura porfírica (A-18808; Fig. 5), con fenocristales de plagioclasa (22%), anfíbol (4%) y como minerales accesorios magnetita (4%) y apatito en una pasta pilotáxica formada por tablillas de plagioclasa con opacos muy finos diseminados.

#### 4.1.2. Facies piroclásticas

*Brecha piroclástica (Br)*. En los filos del sector oeste y sudeste del área mapeada afloran niveles de brecha piroclástica intercalados con lavas de andesita basáltica y de andesita-dacita (Fig. 3; perfil A-A', Fig. 4). Son brechas de color verde, monomíticas, clasto-

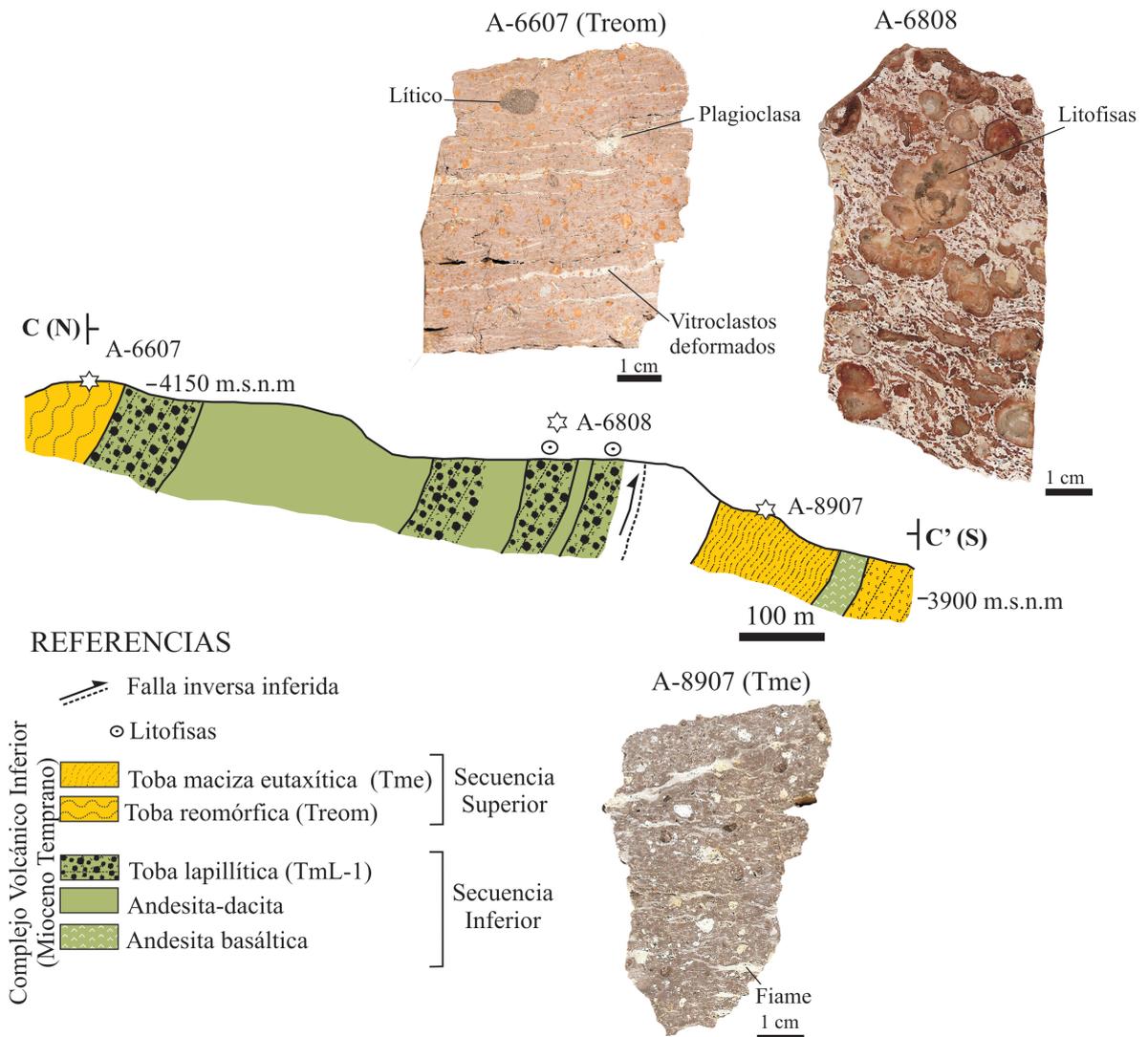
sostén a matriz-sostén con componentes líticos (2 mm a 20 cm, 54% en vol.) de formas irregulares a subangulosas y cristaloclastos (4% en vol.) en una matriz de grano fino desvitrificada (40%) (A-13908, Fig. 4). Los componentes líticos corresponden a andesitas con texturas afanítica y porfírica.



**Figura 5.** Perfil B-B' de los filos del proyecto Altar (localización en Fig. 3) y fetas representativas de las distintas facies y unidades volcánicas del CVI. A-18808: dacita porfírica. A-4408: toba maciza (Tm), A-8307 (TmL-1) toba lapillítica.

*Toba lapillítica maciza rica en fragmentos líticos (TmL-1).* Esta unidad aflora en los filos del sector norte del proyecto y en afloramientos del oeste y este del área mapeada (Fig. 3), intercalada con niveles de andesita basáltica y de andesita-dacita (perfiles B-B' y C-C'; Figs. 5 y 6). Presenta color verde y está constituida por componentes líticos (40%, tamaño lapilli), cristaloclastos (11%) y trizas vítreas en una matriz submicroscópica desvitrificada (A-

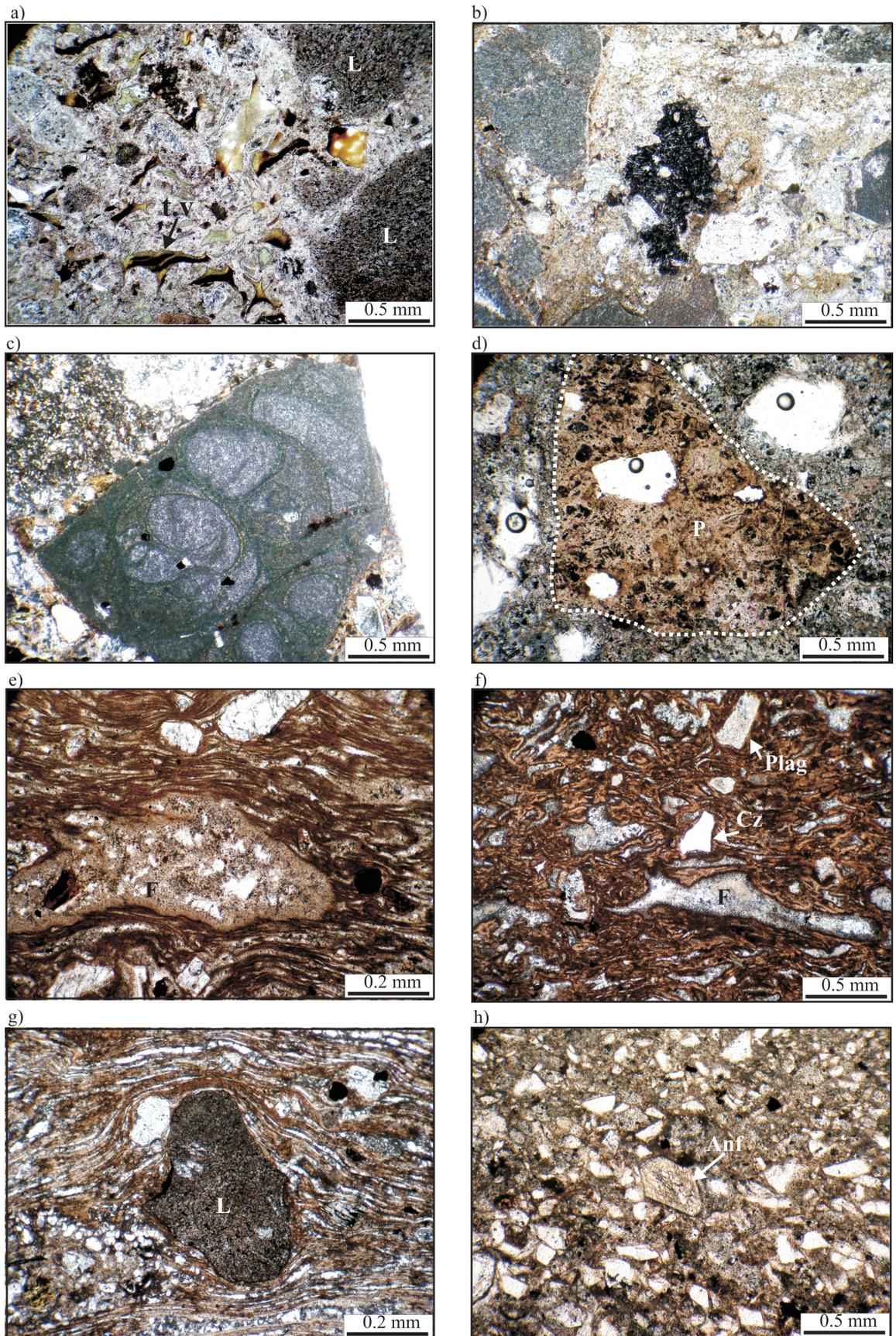
8307; Fig. 5, 7a). Se caracteriza por contener componentes líticos de formas muy irregulares y microfracturados de composición andesítica y textura pilotáxica (Fig. 5,



**Figura 6.** Perfil C-C' de los filos del proyecto Altar (localización en Fig. 3) y fetas representativas de las distintas facies y subfacies volcánicas del CVI. d) A-8307: toba lapillítica con líticos irregulares. f) A-6808: litofisas. g) A-4407: toba maciza. h) A-8907: toba eutaxítica. j) A-6607: toba reomórfica.

Fig. 7b) y otros formados por vidrio desvitrificado. Los cristales son de plagioclasa (5%) de forma tabular a irregular y de cuarzo (6%) con engolfamientos y bordes corroídos. En los clastos formados por vidrio desvitrificado se observan fracturas perlíticas que nunca cortan los bordes del clasto (Fig. 7c). En algunos afloramientos de esta unidad se reconoció la formación de litofisas (perfil C-C', Fig. 6).

*Toba lapillítica maciza rica en fragmentos pumíceos (TmL-2).* Está expuesta en los filos del norte y noroeste de Altar. Presenta fragmentos de líticos (30%), cristaloclastos (24%), pómez (9%) y trizas vítreas en una matriz submicroscópica desvitrificada (A-2207,



**Figura 7.** Microfotografías de las unidades volcánicas del CVI. a) Trizas vítreas alteradas a clorita, b) Lítico de andesita y c) Fracturas perlíticas intra-clasto en la toba lapillítica maciza rica en fragmentos líticos (TmL-1). d) Fragmento pumíceo en la toba lapillítica maciza rica en fragmentos pumíceos (TmL-2). e) y f) Fiamme y trizas vítreas en la toba maciza eutaxítica (Tme). g) Lítico rodeado por vitroclastos unidos y deformados por el flujo en la toba reomórfica (Tream). h) Detalle de cristal de anfíbol en la toba

con laminación paralela. Abreviaturas: Anf: anfíbol, Cz: cuarzo, F: fiamme, Plag: plagioclasa, L: lítico, P: pómez, t.v: triza vítrea.

Fig. 4, Fig. 7d). Los componentes líticos (1-6 mm) tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa en una matriz de grano muy fino. Los cristales y los fragmentos cristalinos son de plagioclasa muy alterada (22%), mafitos (1,5%) prismáticos y cuarzo (0,5%) con formas irregulares y bordes corroídos.

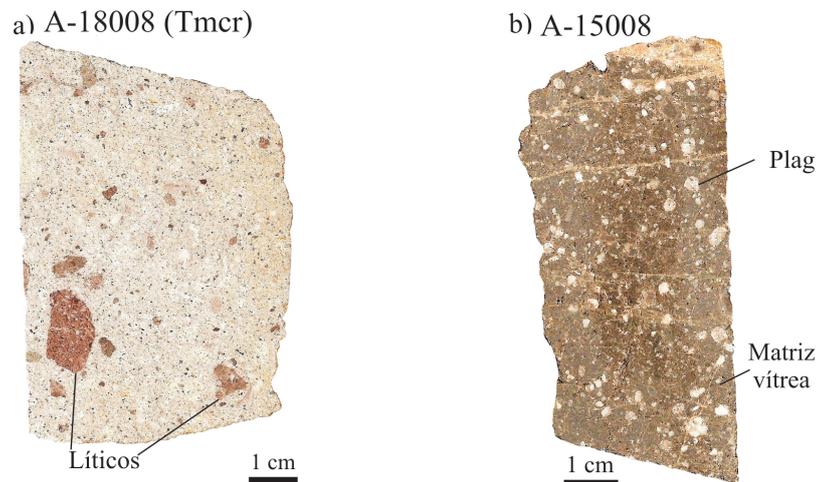
Toba maciza (Tm). En la zona central del proyecto aflora esta unidad que presenta la mayor expresión en superficie en el área del proyecto (Fig. 3). Está constituida por cristaloclastos (15%) de plagioclasa tabulares de bordes difusos y de cuarzo de formas redondeadas en una matriz desvitrificada (85%) (A-4408; Fig. 5).

Toba maciza eutaxítica (Tme). Aflora en los filos que rodean al proyecto y fuera del área del mapa (Fig. 3). Presenta cristaloclastos (25%), fiamme y trizas vítreas (20%) y componentes líticos (3%) en una matriz parcialmente desvitrificada (A-8907, Figs. 6, 7e y 7f). Los cristales y los fragmentos cristalinos consisten en plagioclasa (17%), cuarzo (4%), biotita (2%) y opacos (1%); están poco fracturados y algunos conservan formas euhedrales. Los cristales de cuarzo tienen los bordes corroídos y las láminas de biotita están flexuradas. Los componentes líticos son redondeados (<3 mm) y de composición andesítica, con fenocristales de plagioclasa en una matriz pilotáxica. Esta subfacies está muy soldada, con fiamme de hasta 2 cm de largo y 4 mm de espesor.

Toba rica en cristales (Tmcr). Aflora en pequeños afloramientos del sector sudoeste del área mapeada. La misma tiene cristaloclastos (53%), pómez (10%) y componentes líticos (8%) en una matriz desvitrificada (29%) (Fig. 8a). Los cristales son de plagioclasa (50%), opacos (2,5%) y máficos (0,5%). Los fragmentos pumíceos incluyen cristales de plagioclasa y cristales de opacos. Los fragmentos líticos (4 mm) redondeados son de composición andesítica y textura pilotáxica.

Toba reomórfica (Treom). Aflora en el filo situado al norte del proyecto (Fig. 3; perfil C-C', A-6607, Fig. 6). Es un depósito ignimbrítico de alto grado de soldamiento en el que los vitroclastos están unidos y deformados por el flujo. Tiene cristaloclastos (14%) componentes líticos (3%) y vitroclastos (6%) en una matriz vítrea submicroscópica desvitrificada (80%) (A-6607, Fig. 6; Fig. 7g). Los cristales consisten en plagioclasa con alteración incipiente (10%), minerales máficos (3%) y cuarzo (1%) con engolfamientos. El grado de fragmentación de los cristales es bajo. Sin relación de contacto se reconoció un afloramiento de vitrófiro de color negro con fractura concoidal, compuesto por cristaloclastos (25%) y líticos (1%) en una matriz vítrea (74%) (Fig. 8b).

*Toba con laminación paralela (o toba laminar)*. Se encuentra en afloramientos reducidos en los filos oeste (perfil A-A', Fig. 4) y en el extremo sudeste del área mapeada (Fig. 3). Está formada casi exclusivamente por fragmentos de tamaño ceniza (lapilli < 1%). Presenta laminación interna dada por la variación en la granulometría de los fragmentos de cristales y líticos y, por sectores, tiene estructura interna con plegamientos y ondulitas (A-8608; Fig. 4). La granulometría de las láminas varía entre 0,025-0,25 mm y entre 0,05-0,75 mm (Fig. 7h). En las láminas de grano más fino se observa lapilli acrecional. Los cristales son de plagioclasa (43%) tabulares, euhedrales a fragmentados, anfíbol (4%) y cuarzo (0,5%) subangulosos. Algunos cristales están fragmentados y en general se encuentran poco retrabajados. Los líticos (4%) subredondeados (1,5-2 mm) son de composición andesítica y textura porfírica.



**Figura 8.** Fetas representativas de las distintas facies y unidades volcánicas del CVI. a) A-18008: Toba rica en cristales. b) A-15008: Toba reomórfica con matriz vítrea. Abreviaturas: Plag: plagioclasa.

#### 4.2. La secuencia subvolcánica superior

Esta suite consiste de una serie de plutones y diques porfiríticos, brechas magmática e hidrotermal. Los plutones subvolcánicos (Fig. 3) que hospedan gran parte del pórfido de Cu-(Au-Mo) han intruido las rocas del Complejo Volcánico Inferior en los filos central y este del distrito Altar. La composición modal de las muestras menos alteradas varía entre dacita (con fenocristales de cuarzo) a andesitita y consisten en fenocristales de plagioclasa + anfíbol ± biotita ± cuarzo con óxidos de hierro y titanio ± apatito como accesorios en una pasta afanítica. Al menos cinco pórfidos diferentes han sido identificados y cartografiados en el área sobre la base de sus texturas, abundancia de fenocristales, las venillas que los atraviesan y las mineralizaciones asociadas.

Un cuerpo intrusivo de andesita ha sido mapeado en los filos este y noreste del distrito y en uno de los afloramientos sobreyace a los plutones porfíricos de andesita-dacita (Fig. 3). Una brecha magmática intruye los plutones subvolcánicos porfíricos de andesita-dacita y el cuerpo ígneo andesítico en los filos noreste y este del distrito (Fig. 3). Una brecha similar ha sido mapeada en el filo este, en contacto con los plutones subvolcánicos orientales. En la zona este del distrito, los plutones subvolcánicos de andesita-dacita están atravesados por venas de cuarzo-turnalina que localmente forman una brecha hidrotermal (Fig. 3). Un depósito lahárico tardío de  $\sim 0,2 \text{ km}^2$ , discordante sobre las rocas volcánicas previas y no afectado por deformación, aflora en el filo norte del distrito minero (Fig 3) con superficies de exposición que llegan a los 140 m.

El estudio detallado de los cuerpos ígneos de esta suite se brinda en el capítulo IV. Las fotos panorámicas de la figura 9 muestran ejemplos de afloramientos de las unidades del CVI y del SSS en el distrito Altar.

## 5. GEOCROLOGÍA

Una muestra de andesita-dacita del CVI procedente de los 397m de profundidad del sondaje 46 ubicado en el centro del distrito (ver localización en Fig. 3) se seleccionó para datación. Veinte análisis en diferentes cristales prismáticos de circón de esta muestra (A-46-397) fueron analizados por el método de Ablación Láser U-Pb ICP-MS.

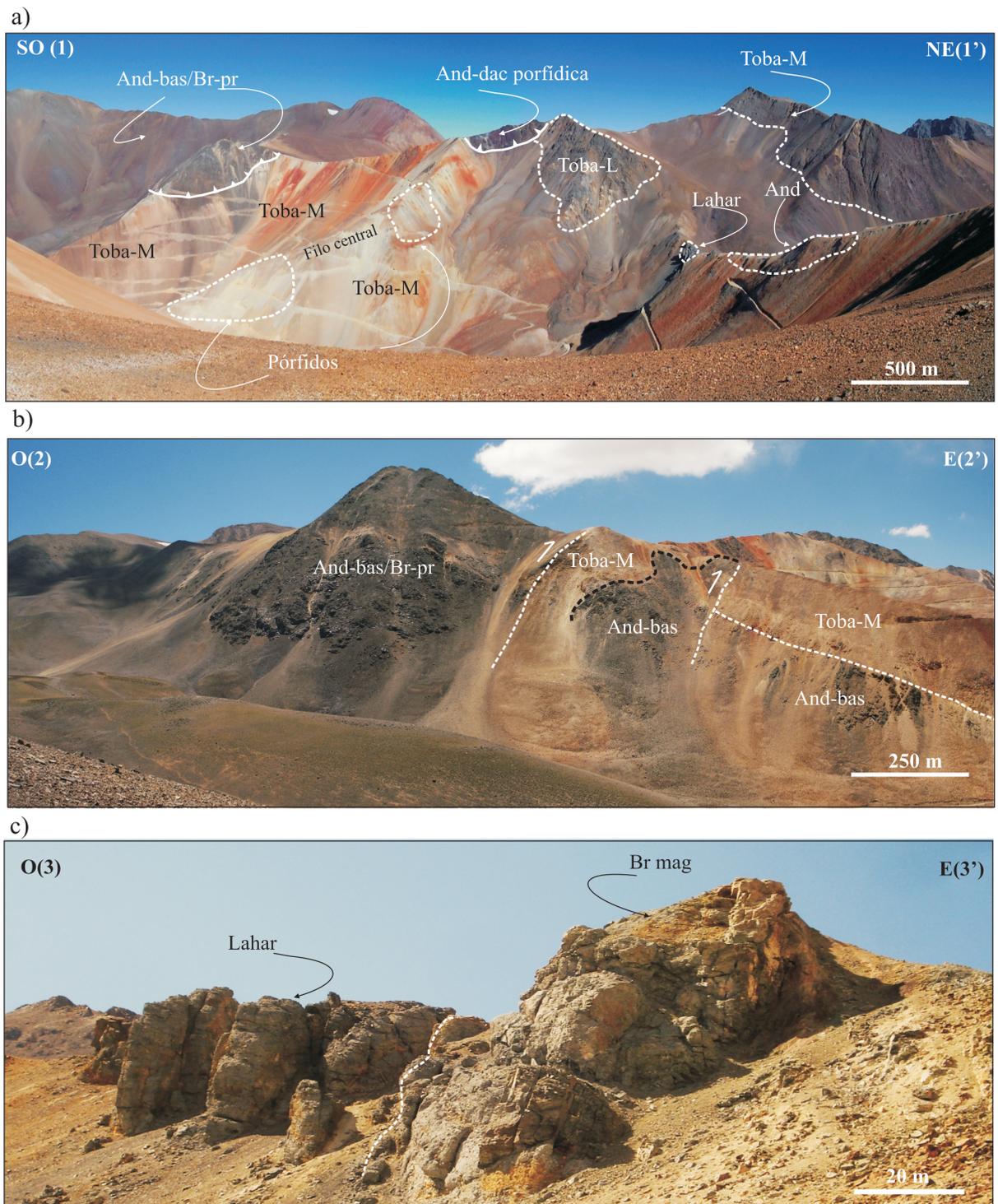
Tabla 1. Edades U-Pb en circones de rocas del Complejo Volcánico Inferior del Proyecto Altar

Muestra n°	Roca	Latitud	Longitud	edad U/Pb (Ma $\pm 2\sigma$ )	MSWD
A-63-07	Toba maciza	CVI (-) 31,4703	(-) 70,4805	20,8 $\pm$ 0.3	1,0
A-46-397	Andesita-dacita	CVI (-) 31,4829	(-) 70,4822	21,6 $\pm$ 1.2	1,0

Abreviaturas: CVI = Complejo Volcánico Inferior

Diecisiete de los análisis realizados en los cristales de circón reflejaron edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  concordantes, con un promedio de  $21,6 \pm 1,2 \text{ Ma}$ , un MSDW de 1 y una probabilidad de 0,44 (Tabla 1; Fig. 10a), que se interpreta como la edad de cristalización de la roca. Dos cristales de circón dieron edades de 142-144 Ma y un tercer cristal presentó una edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de 190 Ma. Estos tres cristales se interpretan como xenocristales.

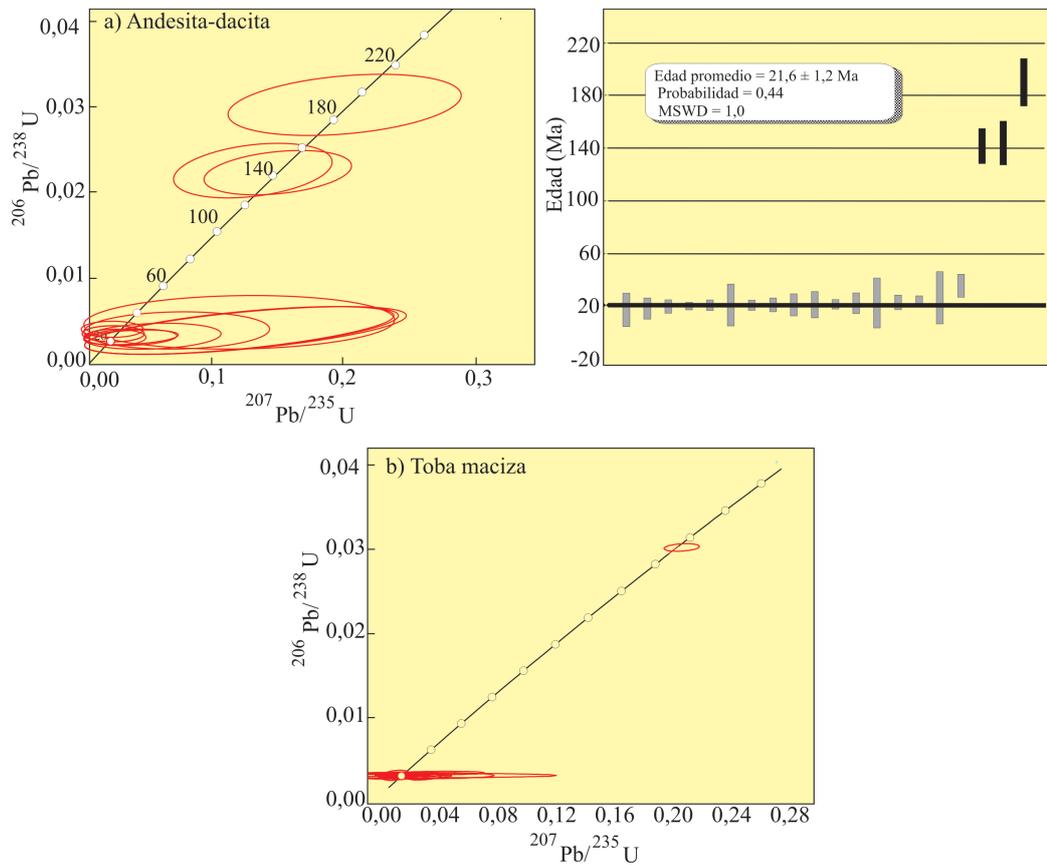
Una muestra de la toba maciza localizada en el norte del distrito minero (Fig. 3) dio una edad U-Pb en circones por el método de Ablación Láser ICP de  $20,8 \pm 0,3 \text{ Ma}$  (muestra A-63-07, Tabla 1, Fig. 10b). Los pórfidos de la Suite Subvolcánica Superior (Fig. 3) dieron edades U-Pb comprendidas entre  $11,75 \pm 0,24$  y  $10,35 \pm 0,32 \text{ Ma}$  (ver Capítulo IV).



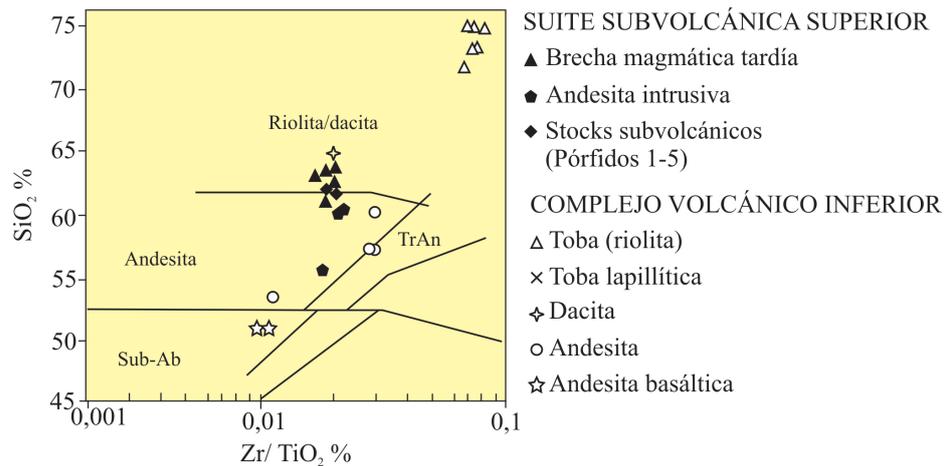
**Figura 9.** a) Vista de Altar (1-1'; ver Fig. 3) mirando al NO. b) Valle O mirando al norte (B-B') con afloramientos del Complejo Volcánico Inferior. c) Afloramientos de la brecha magmática de andesita-dacita de la Suite Subvolcánica Superior y del lahar (3-3'), mirando al norte. And: andesita, And-dac-Br: brecha magmática de andesita-dacita, Bas-and: lavas de andesitas basálticas, Toba-L: toba lapillítica, M-Tuff: toba, Porph-and-dac: lava de andesita-dacita porfíricas, Py-Br: brecha piroclástica. Las líneas blancas son corrimientos con triángulos en el bloque levantado; los contactos están como líneas de puntos.

## 6. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

Los análisis representativos de las rocas ígneas de Altar menos alteradas se presentan en las Tablas 2 y 3 en la cuales se incluye la localización de cada muestra analizada y el grado de alteración.



**Figura 10.** Diagramas de concordia U-Pb en circones de las muestras A-46-397 y A-63-07 correspondientes a la andesita-dacita y a la toba maciza del Complejo Volcánico Inferior, respectivamente.



**Figura 11.** Diagrama de  $Zr/TiO_2$  versus  $SiO_2$  % con las rocas de Altar. Abreviaturas: Ab: basalto alcalino, TrAn: traqui-andesita.

Estas rocas tienen concentraciones de  $SiO_2$  de 51,21-75,23 % y 55,75-63,6 % para el Complejo Volcánico Inferior (CVI) y la Suite Subvolcánica Superior (SSS), respectivamente. En el diagrama de sílice versus  $Zr/TiO_2$  de Winchester and Floyd (1977) (Fig. 11), las rocas ígneas analizadas corresponden a andesitas basálticas, andesitas (traquiandesita), dacita y riolita para el CVI, y dacita y andesita para el SSS. La mayoría de las rocas analizadas del CVI son subalcalinas (Fig. 12a) con una afinidad calco-alcalina, pero dos muestras de

andesita se sitúan en el límite entre el campo calcoalcalino y el tholeítico (Fig. 12b). Las rocas de la SSS analizadas se ubican cerca del límite entre los campos subalcalino y alcalino (Fig. 12a) y presentan una afinidad calco-alcalina (Fig. 12b). En el diagrama de  $K_2O$  versus  $SiO_2$ , la toba riolítica del CVI plotea en el campo de alto potasio y el resto de las rocas ígneas analizadas en los campos de bajo y medio potasio (Fig. 12c).

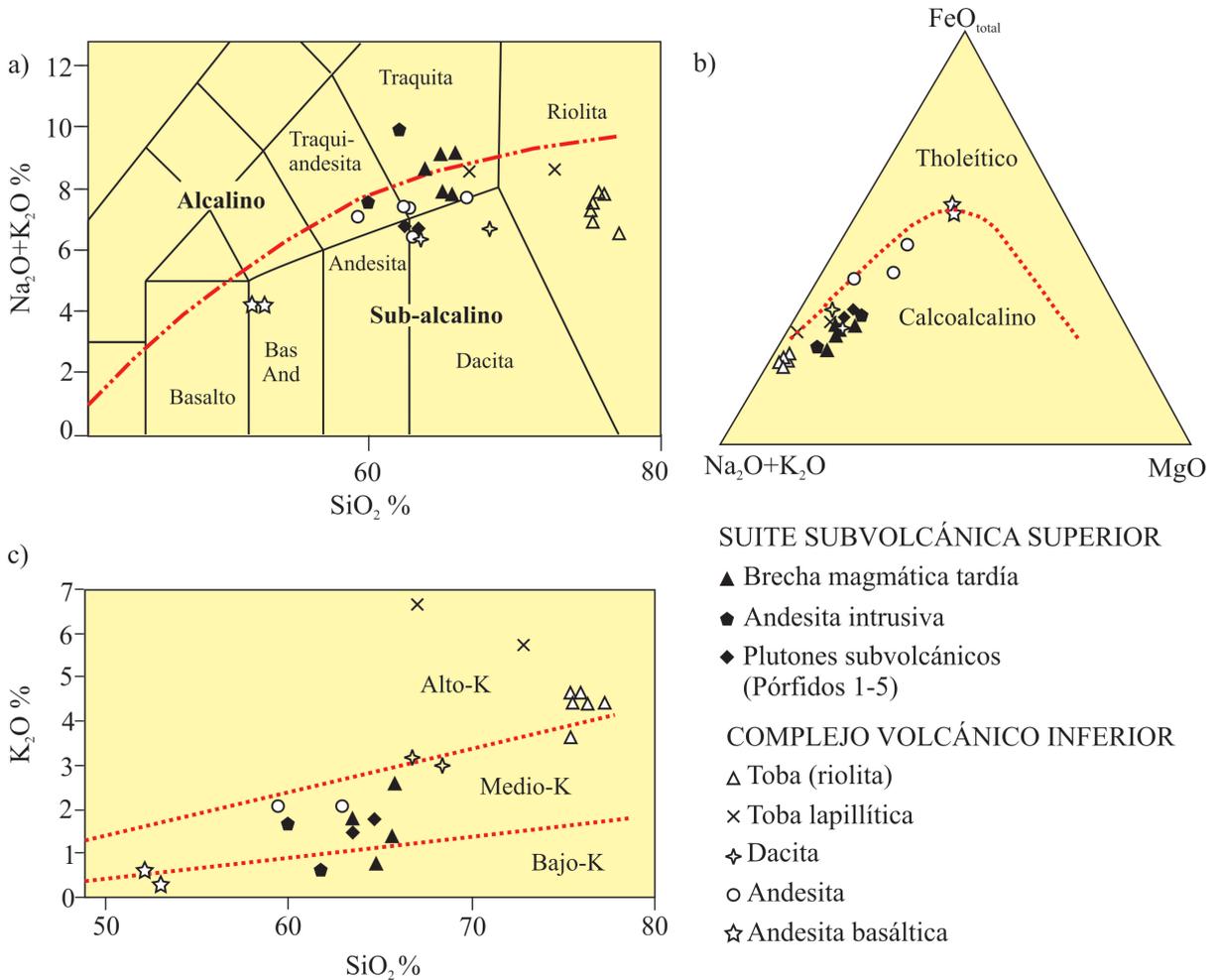


Figura 12. a) Clasificación de las rocas de Altar en el diagrama de álcalis totales versus  $SiO_2$  % (Middlemost, 1994) que también muestra los campos subalcalino y alcalino. b) Diagrama AFM con el límite entre los campos calcoalcalino-tholeítico de Irvine y Baragar (1971) con las rocas ígneas de Altar. c) Diagrama de  $K_2O$  % versus  $SiO_2$  %. Abreviaturas: Bas And: andesita basáltica, And: andesita.

En los diagramas tipo Harker (Fig. 13), el  $K_2O$  aumenta en tanto que  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$  y  $TiO_2$  disminuyen desde las andesitas basálticas a las riolitas del CVI. El  $Na_2O$  aumenta desde las andesitas basálticas a las andesitas y luego disminuye en las lavas dacíticas y en las tobas riolíticas (Fig. 13). A diferencia de las rocas del CVI, las rocas ígneas de la SSS no muestran tendencias en los diagramas tipo Harker debido al pequeño rango de

Tabla. 2. Análisis químicos representativos del Complejo Volcánico Inferior

Roca	Andesitas basálticas		Lavas de andesitas porfíricas				Lavas de dacitas porfíricas		
Muestra n°	A-151-08	A-17-07	A-88-08	A-32-07	A-88-07	A-148-08	A-92-08	A-160-08	A-188-08
% peso									
SiO <sub>2</sub>	51.21	51.24	53.57	60.24	57.25	56.95	62.23	65.15	64.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.01	18.8	16.63	15.79	17.11	17.7	17.36	14.37	15.73
TiO <sub>2</sub>	0.98	1	1.29	0.84	0.9	1.01	0.88	0.6	0.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.66	11.26	9.81	5.81	6.02	7.02	6.35	3.63	6.16
MnO	0.24	0.2	0.17	0.16	0.15	0.11	0.11	0.12	0.1
CaO	7.2	7.52	3.69	3.8	3.63	3.44	3.11	4.03	0.5
MgO	3.69	3.55	2.76	1.82	2.34	2.49	1.22	0.78	1.18
K <sub>2</sub> O	0.25	0.59	2.28	2.11	1.21	1.98	2.07	2.86	3.09
Na <sub>2</sub> O	3.83	3.53	4.75	3.92	6.09	4.85	5.25	3.52	4.42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.32	0.28	0.21	0.2	0.24	0.24	0.21	0.22
LOI	3.4	1.8	4.6	5.2	4.9	4	1	4.6	2.8
Total	99.77	99.79	99.78	99.85	99.84	99.75	99.82	99.83	99.81
Ppm									
Ba	156	231	389	307	265	404	470	525	624
Be	1	<1	2	2	2	2	2	2	1
Co	27.2	28.1	24	14.4	14.8	16.8	6.7	5	3.8
Cu	5.3	31.4	39.2	2.3	4.1	70.9	43.5	10.9	78.5
Ga	20.9	21.6	18.9	20.1	16	19.8	20.9	17.6	17.2
Nb	4.6	4.3	6.7	10.5	11.8	12.1	8.3	11	7.8
Ni	6.8	6.6	10.4	9.9	10.6	9.6	<20	1	1.1
Pb	3.7	2.4	4.2	3.1	4.5	13.2	19.2	3.3	44.8
Rb	4.2	7.1	62.5	68.2	32.2	80.3	60.2	101.8	93.9
Sc	18	19	21	14	14	17	13	7	14
Sr	619	554.7	349	183.7	220.5	383.8	421	348.2	193.6
Th	1.2	1.2	3.2	9	9.8	10.1	4.5	7.9	4.1
U	0.4	0.5	0.9	2.3	2.6	2.4	2.4	1.9	1.3
V	227	213	230	109	65	137	60	33	61
Y	19.6	20.4	25.6	25.3	25	32.1	20.9	21.9	27.8
Zn	78	88	137	94	89	247	122	61	128
Zr	104.1	96.1	143.2	246.4	262	283.5	187	249.7	175.8
Mo	0.5	1	0.6	0.6	0.6	0.4	4.8	1.1	0.7
As	22.9	26.8	43.6	6.5	9.3	16.1	22.5	10	17.5
Cd	0.1	0.6	0.1	<0.1	0.1	0.4	0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.6	1.4	0.3	0.2	0.6	0.4	0.1	0.3	0.4
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.5
Ag	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1
Au	<0.5	5.8	<0.5	1	0.5	<0.5	9	<0.5	<0.5
Hg	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	1.2	0.4	3.1	3.3	1.5	3.9	2.2	8.8	1.4
Hf	2.5	2.7	3.9	7	7.5	7.8	4.7	6.1	4.5
Sn	<1	1	2	2	2	2	2	2	2
Ta	0.3	0.2	0.4	0.8	0.8	0.8	0.4	0.7	0.5
W	<0.5	<0.5	0.9	0.6	<0.5	<0.5	1.2	<0.5	0.7
La	18.7	10.9	17.4	25.3	21.5	25.6	17	30.2	18.9
Ce	43.7	24.5	37.8	55.5	47.8	58.7	35.8	63.4	41.6
Pr	6.23	3.38	5.24	7.3	6.3	7.41	4.67	7.98	5.53
Nd	27.5	15	23.6	31.2	25.9	31.1	19.8	33	23.9
Sm	5.73	3.4	4.84	5.97	5.34	6.12	3.67	5.8	5.39
Eu	1.45	1.25	1.35	1.15	1.06	1.4	1.4	1.35	1.52
Gd	4.64	3.67	4.73	5.02	4.7	5.72	3.38	4.74	5.83
Tb	0.68	0.61	0.77	0.84	0.82	0.93	0.56	0.71	0.94
Dy	3.64	3.54	4.38	4.65	4.51	5.21	3.19	3.75	4.85
Ho	0.68	0.71	0.9	0.92	0.94	1.02	0.67	0.7	0.92
Er	1.83	2.1	2.58	2.62	2.69	3	1.96	1.88	2.56
Tm	0.23	0.26	0.32	0.34	0.38	0.39	0.26	0.24	0.32
Yb	1.81	1.91	2.46	2.61	2.7	2.89	2.16	1.86	2.32
Lu	0.28	0.29	0.38	0.39	0.42	0.45	0.32	0.28	0.34
TOT/C	0.37	0.04	0.6	0.8	0.67	0.34	0.02	0.72	0.03
TOT/S	0.04	<0.02	<0.02	0.11	0.12	<0.02	0.13	0.06	0.15
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	2.2	<20	<20
Este*	2358408	2358422	2358513	2359226	2359236	2359983	2359384	2362172	2360098
Norte*	6517300	6517308	6516780	6517859	6517827	6514350	6517356	6516808	6515826
Alteración	Débil	Débil	Débil	Moderada	Débil	Débil	Débil	Moderada	Débil

\*La ubicación de las muestras se brinda en coordenadas Gauss Krueger, Inchauspe (2) (Fig. 3).

Tabla. 2. Análisis químicos representativos del Complejo Volcánico Inferior (continuación)

Roca	Tobas						Tobas lapillíticas		
	Muestra n°	A-1-08	A-63-07	A-198-08	A-57-08	A-179-08	A-150-08	A-83-07	A-182-08
% peso									
SiO <sub>2</sub>		75.1	73.43	75.01	73.5	75.23	71.89	71.42	64.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		12.82	13.11	12.07	12.79	12.46	12.22	12.86	15.68
TiO <sub>2</sub>		0.17	0.19	0.18	0.19	0.21	0.21	0.33	1.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1.94	1.8	1.67	1.84	1.88	1.99	3.37	4.1
MnO		0.02	0.04	0.02	0.06	0.05	0.06	0.12	0.07
CaO		0.63	1.39	1.39	1.81	0.69	1.34	1.09	1.23
MgO		0.37	0.27	0.34	0.32	0.38	0.38	0.32	1.11
K <sub>2</sub> O		4.57	4.53	4.26	4.29	4.32	3.42	5.6	6.39
Na <sub>2</sub> O		3.24	2.6	2.11	2.44	3.41	3.77	2.86	1.87
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.003	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.002	<0.002
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.04	0.07	0.15
LOI		1	2.5	2.8	2.6	1.2	4.6	1.8	3.5
Total		99.91	99.91	99.87	99.86	99.88	99.88	99.82	99.74
Ppm									
Ba		674	616	648	655	672	612	1128	1326
Be		2	1	2	2	2	2	1	2
Co		2	1.8	2.2	1.8	2.1	2.4	2.1	7.9
Cu		5	2.4	5.2	19.7	3.3	28.3	5.5	55.4
Ga		13.5	13	13.5	13.4	14.5	14	12.1	18.5
Nb		10.1	9.4	9.8	9.3	10.9	10.5	9.2	14.1
Ni		8.5	1.1	1.3	0.6	1	1.9	4.3	4.7
Pb		9.5	15.2	8.5	14.7	9.1	4.3	9.9	26.4
Rb		158.7	155.2	147.2	153.3	175	185.9	143.6	180.8
Sc		3	3	3	2	4	3	7	19
Sr		84	118.7	271.8	197.5	105.3	126.5	105.5	127.3
Th		15.8	14.8	13.9	14.7	15.4	14.9	7.9	7.2
U		4.1	3.4	3.1	3.7	3.5	4.1	2.2	2.2
V		<8	<8	11	11	13	15	21	57
Y		19.6	16.7	18.6	17.3	21.9	19.9	23.1	37.2
Zn		27	15	18	22	39	22	123	88
Zr		124	135.7	143.5	140.6	143.4	139.9	173.1	273.9
Mo		2.2	0.8	0.3	1	0.5	0.6	2.4	0.3
As		3	14.9	4.9	24.8	3.9	30.2	7.4	4.2
Cd		<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1
Sb		0.1	0.4	<0.1	0.1	<0.1	0.2	0.3	0.2
Bi		<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.2
Ag		<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Au		1.7	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	<0.5
Hg		<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.03
Tl		<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	0.2
Se		<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs		2.3	5.9	9.5	7.1	4.2	24	2.8	5.1
Hf		4.1	4.3	4.3	4.8	4.6	4.4	4.9	6.6
Sn		1	2	2	1	2	3	1	3
Ta		0.9	0.8	0.9	0.9	0.9	0.9	0.7	0.8
W		0.7	0.9	1.3	0.7	0.8	1.2	0.9	1.5
La		28.6	26.5	26.7	27.1	29	26.9	28.2	22.8
Ce		52.8	52.2	53	53.3	55.3	53.2	50.1	52.7
Pr		6.27	5.97	6.07	5.98	6.44	6.11	7.33	6.61
Nd		22.5	21.9	22.2	21.7	23.3	21.6	30	27.8
Sm		3.54	3.6	3.58	3.57	3.9	3.76	5.56	5.7
Eu		0.43	0.46	0.46	0.5	0.52	0.49	0.98	1.49
Gd		2.93	2.98	2.86	3.02	3.34	3.19	4.46	5.44
Tb		0.51	0.49	0.46	0.49	0.54	0.52	0.76	0.91
Dy		2.95	2.93	2.56	2.8	3.12	2.92	4.12	5.38
Ho		0.57	0.6	0.54	0.58	0.64	0.6	0.83	1.17
Er		1.83	1.8	1.69	1.77	1.93	1.85	2.46	3.59
Tm		0.25	0.25	0.24	0.25	0.26	0.26	0.33	0.49
Yb		1.96	1.9	1.92	1.99	2.13	2.08	2.61	3.83
Lu		0.32	0.31	0.3	0.31	0.33	0.33	0.41	0.6
TOT/C		0.05	0.25	0.25	0.32	0.08	<0.02	0.22	0.37
TOT/S		0.04	0.12	<0.02	0.07	<0.02	<0.02	0.08	<0.02
Ni		<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Este*		2360139	2361416	2362124	2361493	2361304	2360040	2359128	2361061
Norte*		6511124	6517844	6516543	6517897	6515229	6514116	6517764	6515200
Alteración		Débil	Débil	Débil	Débil	Débil	Débil	Débil	Moderada

\*La ubicación de las muestras se brinda en coordenadas Gauss Krueguer, Inchauspe (2) (Fig. 3).

Tabla 3. Composición química de las rocas ígneas de la Suite Subvolcánica Superior

Roca	Pórfidos			Andesita intrusiva			Brecha magmática de andesita-dacita			
Muestra n°	A-18-7	A-54-7	A-95-7	A-105-8	A-167-8	A-93-7	A-38-8	A-154-8	A-34-8	A-99-7
% en peso										
SiO <sub>2</sub>	62.13	61.4	55.75	60.43	60.64	63.6	63.21	62.66	63.65	61.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.01	17.99	16.05	19.67	16.92	18.23	16.29	16.73	17.53	17.8
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.73	0.68	0.77	0.67	0.67	0.69	0.68	0.71	0.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.1	4.32	4.2	3.46	3.83	4.17	3.42	3.84	3.03	3.56
MnO	0.07	0.08	0.16	0.1	0.24	0.11	0.14	0.11	0.13	0.13
CaO	4.7	3.75	6.83	1.76	3.56	0.42	3.19	2.71	0.95	2.78
MgO	1.66	1.41	1.8	1.2	1.54	1.44	1.36	1.81	1.47	1.4
K <sub>2</sub> O	1.5	1.86	1.5	0.58	2.23	0.64	1.31	0.78	2.46	1.73
Na <sub>2</sub> O	5.11	5.78	5.6	9.24	5.7	8.26	6.2	6.87	6.51	6.56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.003	<0.002	0.004	0.004	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.09	0.24	0.27	0.23	0.2	0.21	0.24	0.13	0.21
LOI	1.5	2.4	7	2.4	4.2	2.1	3.7	3.4	3.2	3.8
Total	99.77	99.77	99.82	99.84	99.8	99.84	99.77	99.78	99.72	99.82
Ppm										
Ba	539	569	216	124	515	345	286	180	1105	362
Be	2	2	2	2	2	2	1	1	2	2
Co	9.2	8	10.5	8	9.3	5.4	6.9	8.5	4.2	7.1
Cu	43.5	42	3.1	5.6	7	25.3	217.6	60.6	103.3	11.4
Ga	21	22.2	17.8	23.2	24	21.4	17.3	22.7	20.4	24.8
Nb	5.9	5.9	5	7	6.2	4.6	4.8	5.8	5.2	5.1
Ni	9.6	5.6	9.8	6.6	7	4.5	4.1	7.3	3.8	4.9
Pb	4.1	5.3	2.9	5.1	3.6	2.2	11.6	4.6	19.1	8.3
Rb	26.4	36.3	50.5	16.8	68.2	24.6	30.8	18.7	54.8	45.8
Sc	6	5	10	5	4	4	4	5	4	4
Sr	944.9	942.7	363.1	643.6	572	501.9	573.9	759.6	524.3	625.7
Th	3.3	3.4	2.8	3	2.5	2.6	2.3	2.7	3.1	2.4
U	1	1.2	0.9	0.9	0.9	0.7	0.8	0.9	0.9	0.7
V	87	74	82	76	87	62	57	86	63	91
Y	8.6	5.7	9.1	7.2	7.1	5.1	5.4	7.2	4.4	6.3
Zn	64	71	398	139	175	247	455	290	345	196
Zr	134	142.1	119.7	156.8	141.6	120.7	114.9	133.9	136.5	123.3
Mo	1.8	0.9	0.3	0.2	0.4	0.9	0.4	0.9	0.6	0.9
As	17.9	14.3	5.6	8.7	18	29.5	229.5	20.9	76	33.8
Cd	0.2	0.2	0.7	0.2	0.2	0.1	1.2	0.2	0.1	1
Sb	0.5	0.4	0.1	0.4	0.3	<0.1	0.8	0.2	0.2	0.2
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.4	0.2	2.6	0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.6	<0.1	0.4	0.2
Au	6.4	<0.5	<0.5	1.7	<0.5	1.6	1.6	<0.5	1	4.3
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.01	0.03	0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cs	0.7	0.6	1.5	1	3.3	0.7	1	0.9	1.4	2.7
Hf	3.9	4	3.2	3.9	3.6	3.3	3.4	3.6	3.8	3.2
Sn	1	2	1	2	2	1	1	1	1	1
Ta	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.4	0.4	0.3	0.3
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	<0.5
La	19.9	16.7	16.1	18.5	18.9	11.8	14	18.4	19.4	16
Ce	41.8	33	34.6	42.3	40.9	25	31.3	39.7	40.6	32.2
Pr	5.52	4.33	4.79	5.34	5.34	3.24	4.13	5.18	5.24	4.36
Nd	22.4	17.3	20.9	22.4	22	13.2	17.4	21.4	21.4	18
Sm	3.57	2.85	3.59	3.29	3.44	2.25	2.89	3.5	3.43	3.13
Eu	0.98	0.88	0.97	0.84	0.92	0.63	0.84	0.94	0.83	0.94
Gd	2.48	1.87	2.57	2.08	2.29	1.5	1.85	2.43	1.82	2.15
Tb	0.33	0.25	0.35	0.25	0.28	0.19	0.25	0.3	0.21	0.27
Dy	1.6	1.22	1.68	1.16	1.21	0.99	1.12	1.38	0.92	1.17
Ho	0.26	0.2	0.31	0.21	0.21	0.17	0.19	0.23	0.15	0.22
Er	0.76	0.6	0.79	0.56	0.59	0.5	0.5	0.59	0.48	0.53
Tm	0.09	0.06	0.1	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07
Yb	0.68	0.45	0.78	0.59	0.57	0.51	0.58	0.56	0.42	0.49
Lu	0.11	0.08	0.12	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07
TOT/C	0.06	0.11	1.47	0.26	0.6	0.08	0.58	0.48	<0.02	0.57
TOT/S	0.13	0.22	<0.02	<0.02	0.1	<0.02	0.07	0.14	0.37	0.07
Ni	<20	22	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Este*	2358383	2361266	2360248	2360062	2360337	2360325	2360296	2357906	2360680	2360398
Norte*	6517257	6516726	6517765	6515995	6516068	6517767	6516051	6517484	6516279	6516149
Alteración	Débil	Débil	Moderada	Débil	Débil	Débil	Moderada	Débil	Débil	Débil

\*La ubicación de las muestras se brinda en coordenadas Gauss Krueguer , Inchauspe (2) (Fig. 3).

SiO<sub>2</sub> que presentan y tienen altas concentraciones de Na<sub>2</sub>O. En los plutones subvolcánicos, las concentraciones de Na<sub>2</sub>O (5,11-5,78%) se correlacionan con la presencia de plagioclasa sódica (albita y oligoclasa). En el plutón de andesita y en la brecha magmática tardía, las altas concentraciones de Na<sub>2</sub>O (5,6-9,24 %) obedecen a una mayor proporción de albita y oligoclasa magmáticas y a débil albitización (Fig. 13). Las concentraciones de SiO<sub>2</sub> decrecen desde las unidades más antiguas, los plutones de andesita-dacita, al plutón andesítico y luego aumentan en la brecha magmática tardía.

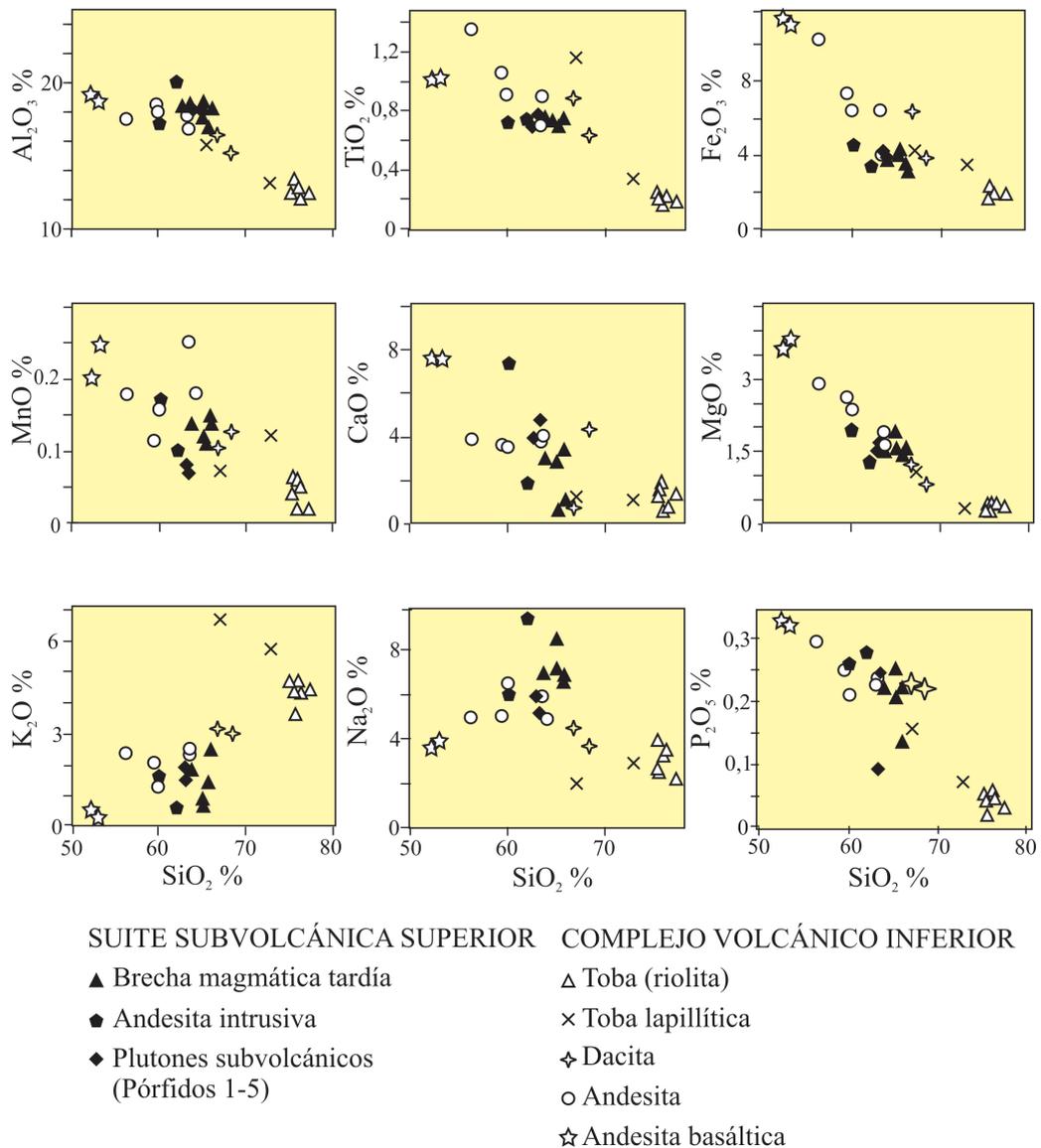


Figura 13. Diagramas tipo Harker que muestran las variaciones de los elementos mayoritarios en las rocas de Altar.

En las andesitas basálticas, andesitas, lavas dacíticas y riolitas del CVI, los elementos Sc, V y Sr se comportan como compatibles, mientras que Nb, Ba, Th, U, Ce y Cs se comportan como elementos incompatibles (Fig. 14). La toba lapillítica presenta mayores concentraciones de Ba que la toba riolítica debido a sus mayor proporción de clastos líticos

ricos en feldespato. El Y se comporta como un elemento incompatible en las andesitas basálticas y andesitas, como elemento compatible en las dacitas-andesitas y está empobrecido en las dacitas y riolitas. En los plutones de andesita y dacita de la SSS, los elementos Ba, Ce y Cs tienen una distribución errática cuando se plotean versus  $\text{SiO}_2$ , en tanto que las concentraciones de Sc, Nb, V y Th son similares para todas estas rocas. Los plutones de andesita y dacita tienen las mayores concentraciones de Sr de todas las muestras analizadas. Las concentraciones de Rb son bajas (24,6-68,2 ppm) (Fig. 14).

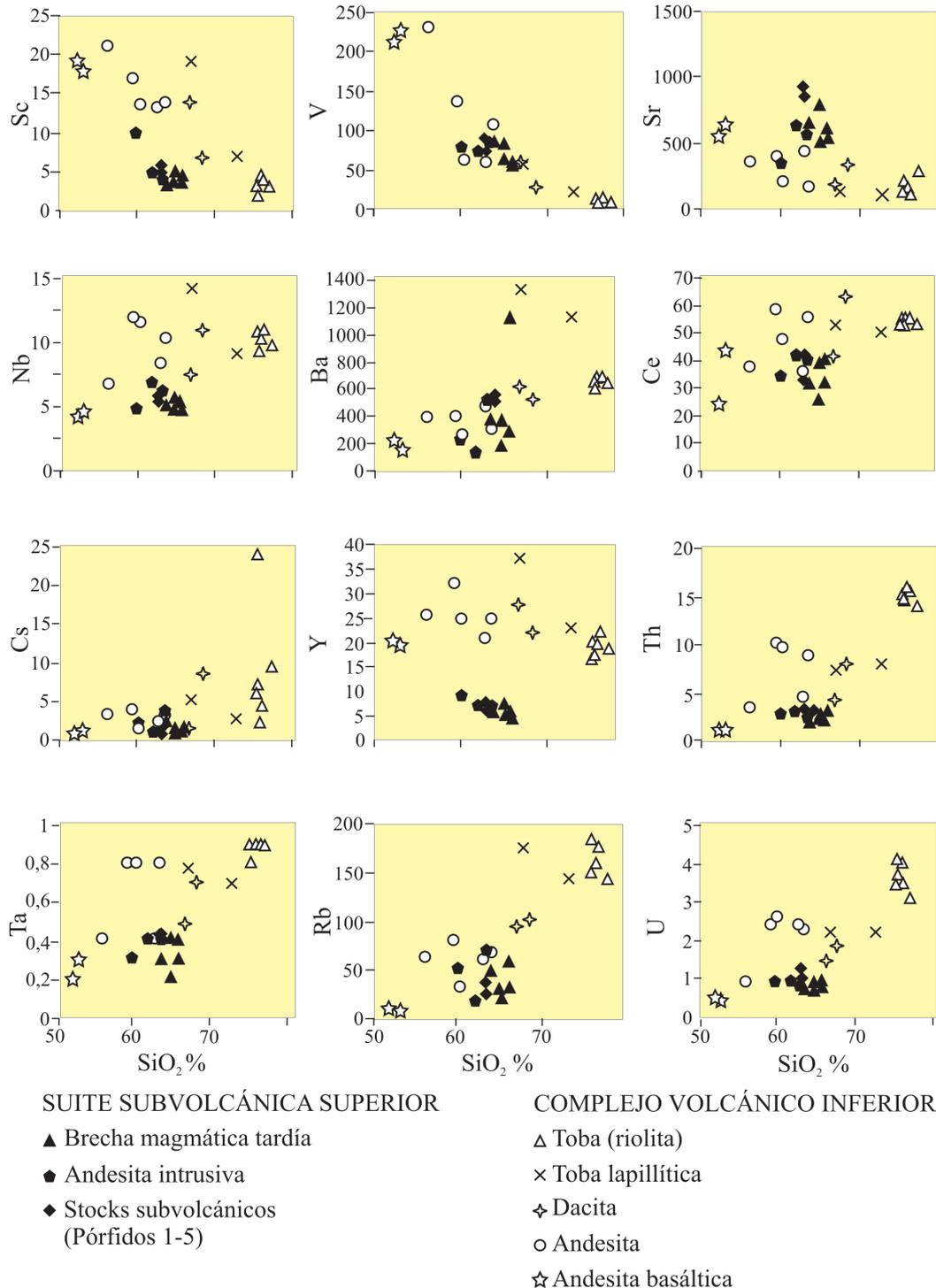


Figura 14. Diagramas tipo Harker que muestran las variaciones de los elementos traza en las rocas de Altar. Todos los elementos en ppm.

Los diagramas de elementos traza normalizados a N-MORB (Fig. 15a) muestran que la mayoría de las unidades del CVI están enriquecidas en elementos alcalinos y Th y empobrecidas en HFSE (Ta, Nb, Zr, Ti y Hf). Las anomalías negativas de  $P_2O_5$  y Ti en relación a N-MORB son mayores en las rocas ácidas de la secuencia. Las rocas ígneas de la SSS muestran firmas típicas de arco volcánico, similares a las rocas del CVI, y están empobrecidas en Y e Yb con respecto a N-MORB (Fig. 15b).

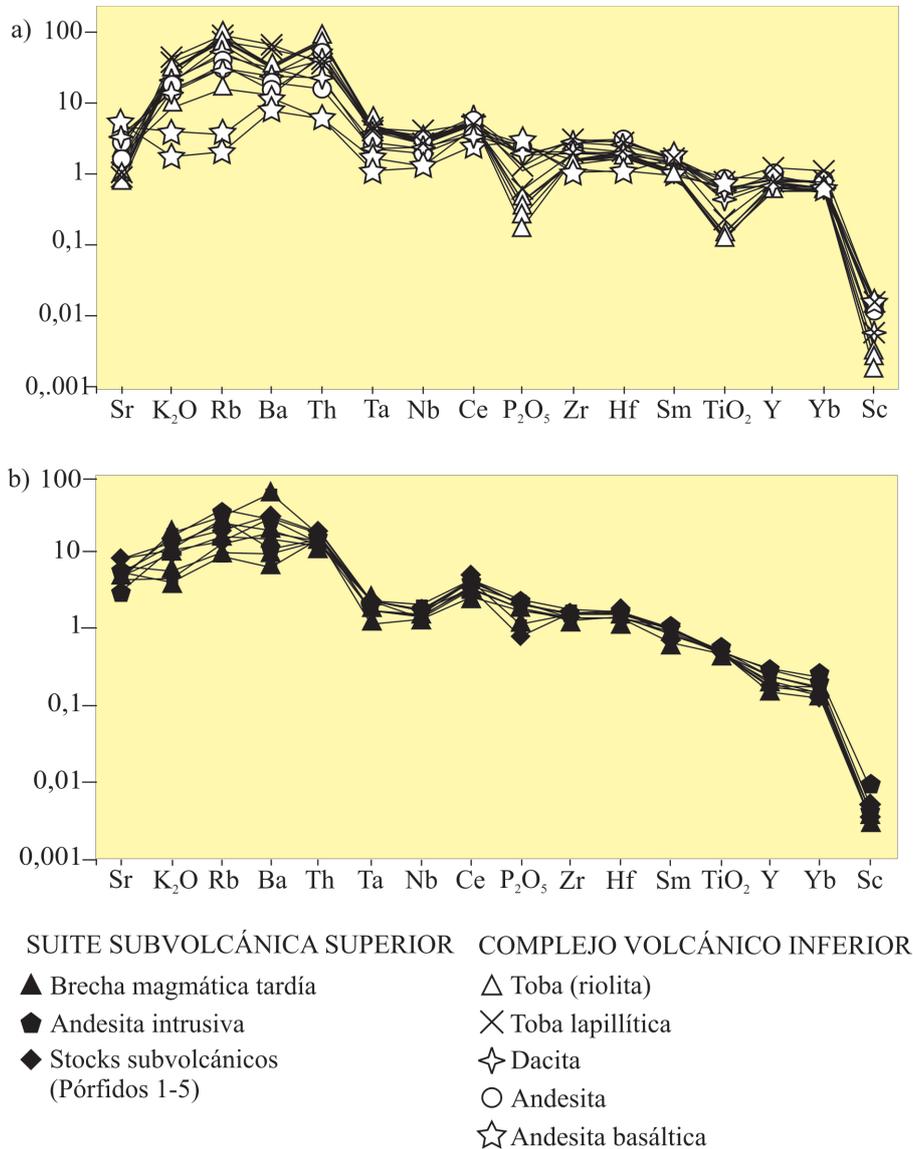


Figura 15. a-b) Elementos traza de las rocas del Complejo Volcánico Inferior y de la Suite Subvolcánica Superior de Altar normalizados a N-MORB (Pearce, 1996).

Los valores de elementos de tierras raras de las rocas del CVI normalizados a condrito (Boynnton, 1989) se presentan en la Figura 16a. Todas estas unidades están enriquecidas en elementos de tierras raras livianos (La/Sm: 3,21-8,08) con respecto a los elementos de tierras raras pesados (Sm/Yb: 1,7-3,26) y sus patrones de ETR intermedios y ETR pesados son subhorizontales. Las concentraciones de La varían desde 35 hasta ~100 veces condrito y

aumentan con el grado de diferenciación. Las concentraciones de Yb varían entre 9 y ~19 veces condrito y también aumentan con el grado de diferenciación de estas rocas, pero menos que el La. Las rocas más silíceas del complejo, las tobas riolíticas, tienen las mayores concentraciones de ETR totales y razones La/Yb mayores que las rocas menos silíceas. Las andesitas basálticas carecen de anomalía de Eu, las andesitas y las dacitas tienen una anomalía de Eu débil y las rocas más ácidas del complejo (tobas riolíticas) presentan la anomalía de Eu más pronunciada debido al fraccionamiento de la plagioclasa. Los valores de elementos de

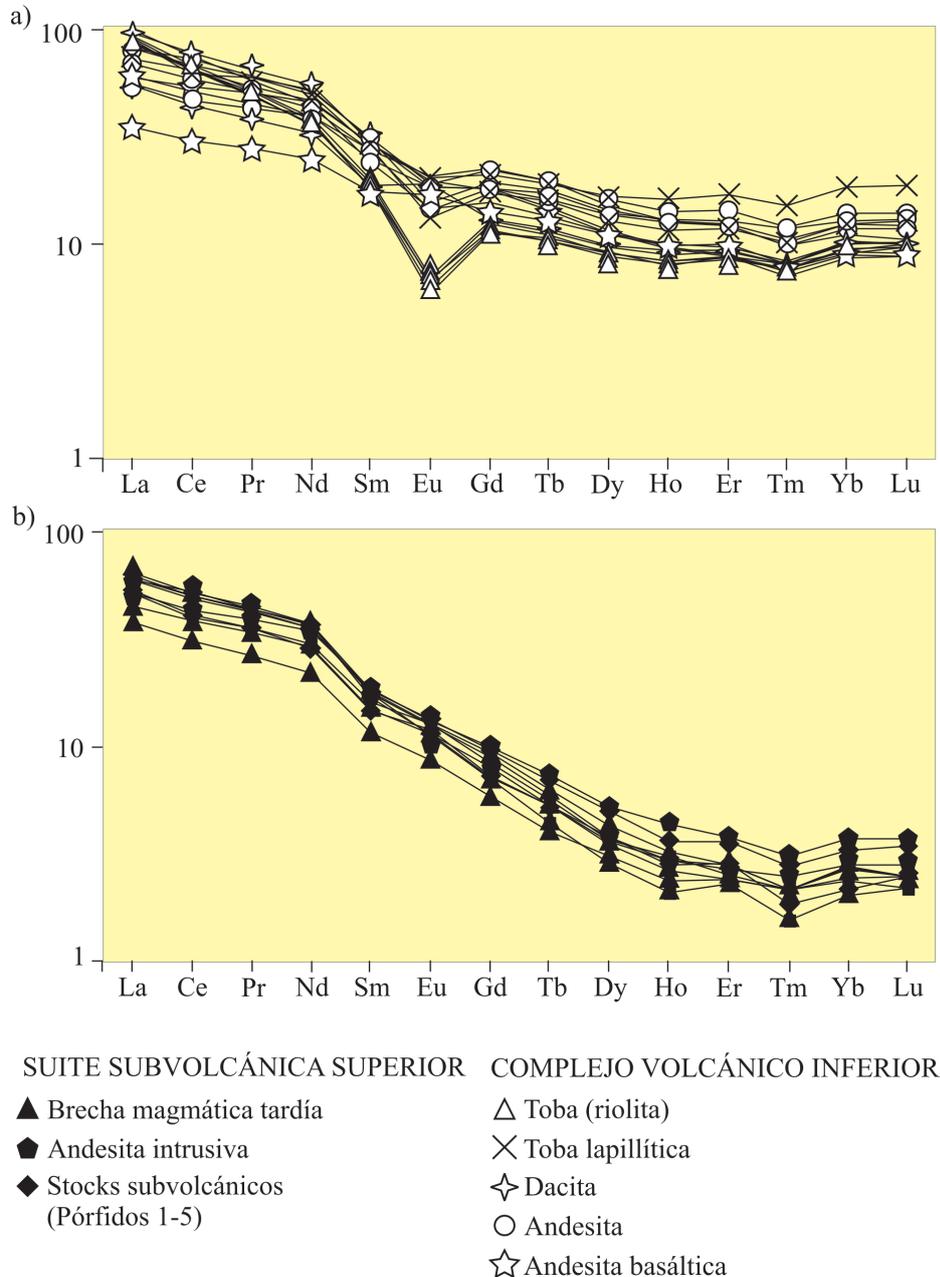


Figura 16. Tierras raras de las rocas ígneas del Complejo Volcánico Inferior y de la Suite Subvolcánica Superior de Altar normalizados a condrito (Boynton, 1989).

tierras raras de las rocas de la SSS normalizados a condrito (Tabla 3) (Boynton, 1989) definen patrones con una pendiente más pronunciada que los patrones de las unidades del CVI debido

al empobrecimiento de las ETR intermedios y pesados (Fig. 16b). Las concentraciones de La varían entre 38 a 60 veces condrito y las concentraciones de Yb varían entre 2 a 3,7 veces condrito. La razón La/Yb es 32 en los plutones y varía entre 20 y 47 en el plutón andesítico y en la brecha magmática tardía. Todas estas rocas carecen de anomalía de Eu.

La Figura 17 muestra las razones La/Ta versus SiO<sub>2</sub> para las rocas volcánicas y subvolcánicas. La mayoría de las rocas analizadas tienen valores de las razones La/Ta que exceden 25, similares a las rocas del arco volcánico de los Andes (Hickey et al., 1986).

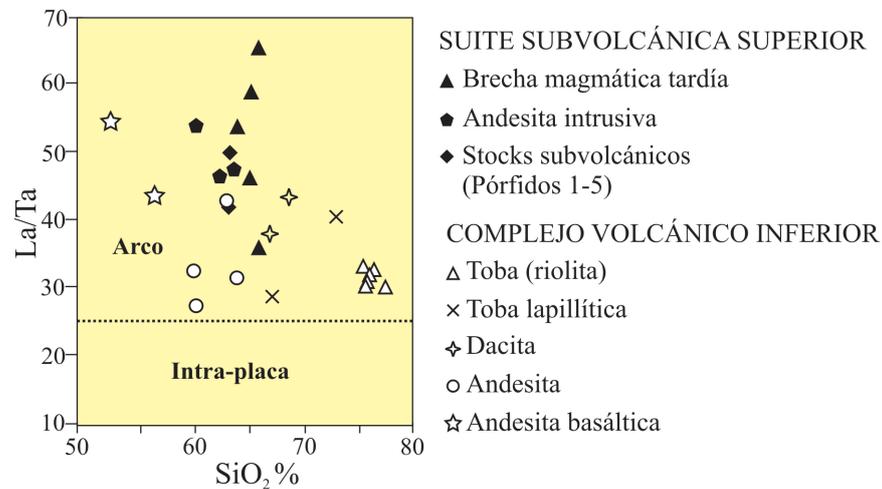
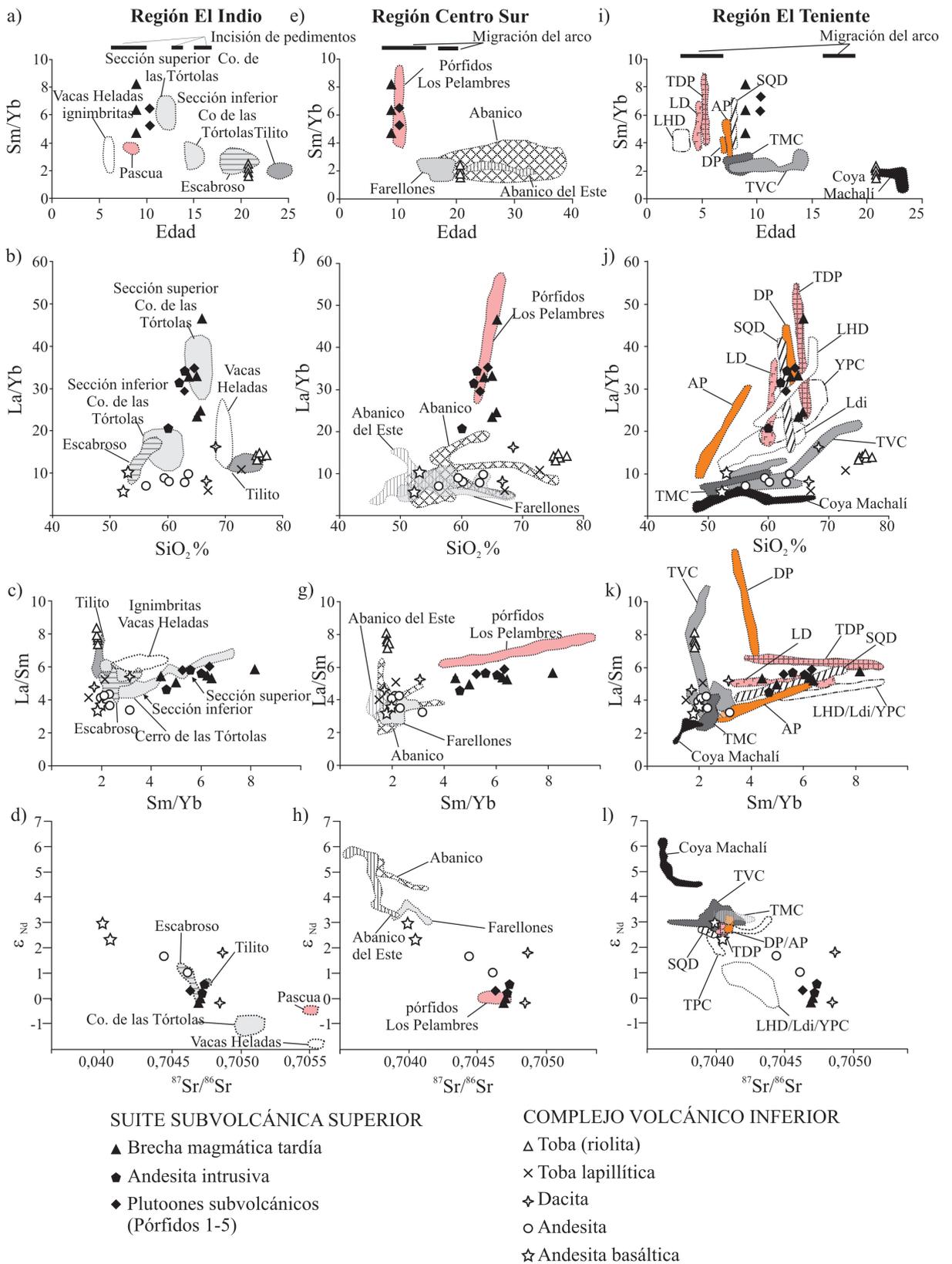


Figura 17. Razones La/Ta versus SiO<sub>2</sub> para las rocas ígneas del Complejo Volcánico Inferior y de la Suite Subvolcánica Superior de Altar.

En el diagrama de La/Yb versus SiO<sub>2</sub>, las rocas del CVI y de la SSS muestran diferentes estilos evolutivos (Fig. 18). Para las rocas del CVI, los valores de las razones La/Yb aumentan con el grado de diferenciación desde 5,71 en las andesitas basálticas (52,29 % SiO<sub>2</sub>) a 14,6 en las tobas riolíticas (75,93 % SiO<sub>2</sub>). En las rocas de la SSS, el aumento de los valores de la razón La/Yb (desde 20,64 a 46,19) es mucho mayor que en las rocas del CVI para rangos de SiO<sub>2</sub> mucho más pequeños (55,75 a 63,65 %).

El diagrama de La/Sm versus Sm/Yb (Fig.18) muestra el comportamiento de los ETR livianos versus pesados para las rocas volcánicas, volcanoclásticas y subvolcánicas del CVI y de la SSS. En términos generales, la razón La/Yb aumenta desde las rocas más antiguas a las más jóvenes. Las rocas del CVI presentan un enriquecimiento en ETR livianos desde las andesitas basálticas más antiguas (La/Sm: 3,21-5,21) a las tobas riolíticas más jóvenes (La/Sm: 7,15-8,08) debido al incremento de La y a la disminución del Sm. También hay un leve incremento de los ETR intermedios en las andesitas y dacitas (Sm/Yb de 1,70 a 3,17) debido al empobrecimiento del contenido de Yb. En las rocas de la SSS, el rango de los



**Figura 18.** Diagramas comparativos de la geoquímica de las rocas de Altar y rocas de la regiones de El Indio, Centro-Sur y El Teniente. Formaciones Tilito, Escabroso y Pascua son de Bissig et al. (2001), las edades de la Formación Cerro de las Tórtolas de Makshev et al. (1984), Ramos et al. (1989), Kay et al. (1991), Bissig et al. (2001) y Litvak (2004) y de las ignimbritas de Vacas Heladas de Kay et al. (1991). Los datos geoquímicos de unidades de El Indio son de Litvak et al. (2007) y los datos isotópicos de Kay et al. (1991). Las edades de la Formación Abanico son de Wyss et al. (1993) y Charrier et al. (1996, 1997), las edades de la Formación

Abanico del Este son de Muñoz et al. (2006), las edades de la Formación Farellones son de Munizaga y Vicente (1982), Vergara et al. (1885, 1988), Beccar et al. (1986) y Hollings et al. (2005) y las edades de los pórfidos Los Pelambres son de Marthur et al. (2001). Los datos geoquímicos e isotópicos de las Formaciones Abanico y Farellones son de Hollings et al. (2005). Los datos geoquímicos e isotópicos de los pórfidos Los Pelambres son de Reich et al. (2003). En la zona de El Teniente las edades son de Kay et al. (1999), Cuadra (1986), Maksaev et al. (2004), Cannell et al. (2005) y Kay et al. (2005). Los datos geoquímicos e isotópicos de las unidades de El Teniente son de Kay et al. (2005) y Stern et al. (2010). Las unidades coloreadas en cada area están asociadas a la mineralización. En El Teniente las unidades anaranjadas son plutones pre-mineralización. Los episodios de migración del arco se muestran en líneas negras. Abreviaturas de las unidades de la región de El Teniente: AP: A-pórfido, DP: pórfidos dacíticos, LD; dique de latita, Ldi: diques lamprofiricos, LHD: diques de hornblenda tardíos, SQD: diorita cuarzosa Sewell, TDP: pórfido dacítico Teniente, TMC: Complejo Máfico El Teniente, TVC: Complejo Volcánico El Teniente, YPC: Complejo Plutónico Joven.

valores de Sm/Yb es amplio en los plutones subvolcánicos (Sm/Yb: 5,25-7,18) y se superpone con los rangos del intrusivo andesítico (Sm/Yb: 4,60-5,58) y de la brecha magmática tardía (Sm/Yb: 4,41- 8,17) (Fig. 18). El valor más alto corresponde a una muestra de la brecha magmática tardía.

### 5.3. Isótopos radiogénicos (Sr, Nd, Pb)

Los datos isotópicos para las rocas ígneas del CVI y de la SSS se presentan en la Tabla 4. Las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $\epsilon\text{Nd}$  para las rocas del CVI varían entre 0,703991 y 0,704865 y desde 2,9 a -0,2, respectivamente. El débil incremento de la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y la disminución de los valores de  $\epsilon\text{Nd}$  desde las andesitas basálticas, andesitas, a las dacitas indica cierto

Tabla 4. Análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb de las rocas de Altar

Sample n°	Igneous rock		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
A-17-07	Andesitas basálticas	CVI	0,703991	0,512787	2,9	19,037	15,684	38,61
A-151-08	Andesitas basálticas	CVI	0,704046	0,512757	2,3	18,955	15,687	38,551
A-88-08	Lavas de andesitas porfíricas	CVI	0,704440	0,512722	1,6	18,506	15,601	38,341
A-148-08	Lavas de andesitas porfíricas	CVI	0,704607	0,512690	1,0	n.a	n.a	n.a
A-160-08	Lavas de dacitas porfíricas	CVI	0,704847	0,512628	-0,2	n.a	n.a	n.a
A-188-08	Lavas de dacitas porfíricas	CVI	0,704864	0,512730	1,8	n.a	n.a	n.a
A-18-07	Pórfido	SSS	0,704629	0,512653	0,3	18,481	15,609	38,382
A-54-07	Pórfido	SSS	0,704684	0,512624	-0,2	18,607	15,595	38,4
A-95-07	Andesita intrusiva	SSS	0,704731	0,512667	0,5	18,611	15,602	38,423
A-167-08	Andesita intrusiva	SSS	0,704707	0,512647	0,2	18,592	15,591	38,378
A-99-07	Brecha magmática tardía	SSS	0,704702	0,512635	-0,0	n.a	n.a	n.a
A-78-08	Brecha magmática tardía	SSS	0,704701	0,512634	-0,0	18,619	15,612	38,457
A-154-08	Brecha magmática tardía	SSS	0,704689	0,512630	-0,1	18,623	15,602	38,432

Abreviaturas: CVI: Complejo Volcánico Inferior, SSS: Suite Sulvolcánica Superior.

incremento de la contribución de los componentes corticales radiogénicos con el tiempo y con la evolución química de los magmas (Fig. 18). Los isótopos de Pb de las rocas del CVI muestran un rango de valores relativamente amplio ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,50- 19,03$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,60-15,68$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.34-38,61$ ) (Tabla 4, Fig. 19a). Las andesitas basálticas tienen altos valores de las razones isotópicas de Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,95-19,03$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,68$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,55-38,61$ ).

Las rocas ígneas de la SSS presentan pequeñas variaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,704630 a 0,704732),  $\epsilon\text{Nd}$  (0,5 a -0,2) y composiciones isotópicas de Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,48-18,62$ ,

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,59-15,61$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,37-38,45$ ) que indican mezclas de aportes del manto y corteza (Tabla 4, Figs.18 y 19a).

## 6. DISCUSIÓN

Los trabajos e informes previos asignaron a las rocas volcánicas del área al Grupo Choiyoi (Sillitoe, 1999; Almandoz et al., 2005). De acuerdo con las edades U-Pb en circones obtenidas en una muestra de andesita-dacita (Tabla 1, Fig. 10) y en la toba maciza (Tabla 1), estas rocas corresponden al Mioceno temprano.

Las edades U-Pb en circones de  $11,75 \pm 0,24$  Ma y  $10,35 \pm 0,32$  Ma para los plutones subvolcánicos andesítico-dacíticos (ver capítulo IV) de la SSS, permiten asignarlos al Mioceno medio-tardío. Sobre la base de estas edades, las rocas volcánicas y subvolcánicas analizadas en este trabajo pueden agruparse en dos ciclos magmáticos: el más antiguo del Mioceno Temprano (CVI) y el más moderno del Mioceno Medio-Tardío (SSS).

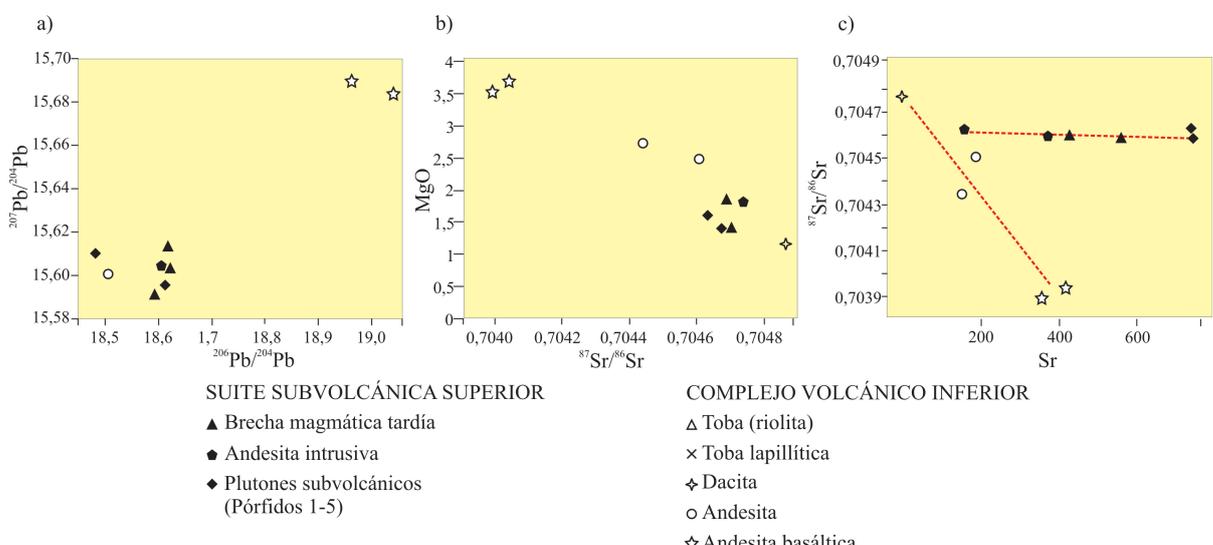


Figura 19.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , MgO versus  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  versus Sr para las rocas ígneas de Altar.

### 6.1. Evolución Geoquímica de las rocas volcánicas y consecuencias petrogenéticas

#### 6.1.1. Complejo Volcánico del Mioceno Temprano (CVI)

El estudio de la geología de la zona y la clasificación de las rocas volcánicas de Altar en facies y unidades volcánicas permitieron esbozar hipótesis sobre su génesis. La primera etapa del volcanismo (secuencia inferior del CVI) está representada por facies efusivas de composición andesítica que se intercalan con brechas piroclásticas y tobas lapillíticas ricas en componentes líticos. De acuerdo a su granulometría y a las características de sus fragmentos, se interpreta que las brechas piroclásticas y las tobas lapillíticas ricas en líticos se formaron por flujos piroclásticos asociados al colapso de domos y corresponderían a facies próximas al centro de emisión. Los fragmentos irregulares podrían haberse formado por

microfracturación asociada al rápido enfriamiento y posterior mezcla con otros clastos en el flujo piroclástico. Las fracturas perlíticas intra-clasto y las formas irregulares observadas en los clastos de las tobas lapillíticas ricas en líticos, podrían indicar el emplazamiento del flujo piroclástico en un ambiente con presencia de agua. Estas fracturas pueden originarse por hidratación del vidrio (Ross y Smith, 1955) o contracción por rápido enfriamiento del fundido a vidrio (Yamagishi y Goto, 1992; Gimeno, 1994).

La segunda etapa volcánica en Altar (secuencia superior del CVI) está representada por un potente nivel de rocas piroclásticas de composición riolítica que comprende cuatro unidades: toba maciza compactada, toba eutaxítica, toba lapillítica rica en fragmentos pumíceos y toba reomórfica. Estas subfacies pudieron haberse formado a partir de flujos piroclásticos generados por el colapso de una columna eruptiva. Las tobas eutaxítica y reomórfica indican alto grado de soldamiento. La presencia de esferulitas y litofisas, productos de la degasificación del vidrio, junto al alto nivel de soldamiento observado en la mayor parte de las unidades, indican su emplazamiento soportado por gas a altas temperaturas (Branney y Kokelaar, 2002). La laminación plana de la subfacies toba con laminación paralela puede indicar depositación por procesos de suspensión o tracción (Branney y Kokelaar, 2002). De acuerdo con sus características de espesor, granulometría, selección, estructura interna y expresión superficial, estas subfacies podría haberse formado por oleadas piroclásticas.

Las anomalías negativas de Nb y Ta que muestran las rocas del CVI en los diagramas “*spider*” normalizados a manto primitivo son típicas de rocas ígneas asociadas a subducción (Fig. 15a). El amplio campo composicional de estas rocas (desde las menos evolucionadas andesitas basálticas, a lavas de andesitas-dacitas y las más evolucionadas piroclásticas riolíticas) se correlaciona con un proceso de cristalización fraccionada expresado por el incremento de  $K_2O$  y la disminución de  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$  y  $TiO_2$  con la diferenciación (Fig. 13). El fraccionamiento de la plagioclasa explica las tendencias hacia la disminución del  $CaO$ , del  $Al_2O_3$  y del  $Sr$  en la medida que el  $SiO_2$  aumenta. La disminución de  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $V$  y  $Sc$  con el aumento de  $SiO_2$  puede obedecer al fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y óxidos de hierro y titanio. La disminución de  $P_2O_5$  y  $Zr$  con el aumento del  $SiO_2$  parece indicar el fraccionamiento de apatito y circón. Los patrones de ETR intermedios y pesados subhorizontales ( $Sm/Yb = 1,49-3,17$ ; Fig. 16a), junto con las anomalías negativas de  $Eu$ , brindan un soporte adicional a un proceso de fraccionamiento dominado por plagioclasa y piroxeno.

En las andesitas basálticas del CVI los valores de las razones de isótopos de  $Pb$  son altos (Fig 19a), mayores a los que han sido determinados previamente para las rocas de las

regiones de El Indio y El Teniente (Kay y Abbruzzi 1996; Bissig et al., 2003; Kay et al. 2005). Estos valores de isótopos de Pb enriquecidos contrastan con los valores de las razones isotópicas de Nd altas y de Sr bajas en estas rocas. Estos valores isotópicos pueden obedecer a la contaminación de una fuente mantélica por fluidos acuosos ricos en Pb procedentes de los sedimentos subductados. Es un hecho conocido que en los fluidos acuosos el Pb es un elemento más móvil que el Sr y el Nd (Kessel et al., 2005). Las correlaciones de los isótopos de Sr con los parámetros geoquímicos de las rocas del CVI (Fig. 19b y 19c) sugieren que el proceso de cristalización fraccionada estuvo acompañado por asimilación cortical (AFC). Sin embargo, el rango restringido de los datos isotópicos implica un grado reducido de asimilación o bien la incorporación de rocas corticales isotópicamente similares a los fundidos derivados del manto.

Resumiendo, las rocas volcánicas-volcanoclásticas de este complejo representan un arco magmático del Mioceno Temprano cuyos magmas derivados del manto evolucionaron a presiones bajas a través de procesos de cristalización por fraccionamiento de plagioclasa-piroxeno y asimilación de rocas corticales en los niveles corticales someros.

#### 6.1.2. La Suite Subvolcánica del Mioceno Medio-Tardío (SSS)

Las rocas de la SSS, cuyas edades corresponden al Mioceno medio-tardío, exhiben firmas típicas de magmas asociados a subducción tales como anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti (Fig. 15b). Sin embargo, a diferencia de las unidades del CVI, los elementos traza (Sr, Y) y el diseño lítrico de los patrones de ETR indican que las andesitas y dacitas de esta suite derivaron de magmas que se equilibraron con una mineralogía residual dominada por anfíbol (Kay et al., 1991, Fig. 16b), en tanto que la ausencia de la anomalía negativa de Eu (Fig. 16b) puede obedecer al estado de oxidación elevado de los magmas o bien a la ausencia del fraccionamiento de plagioclasa debido a las condiciones altas de  $p\text{H}_2\text{O}$  (Frey et al., 1978; Kay et al., 1991, Lang y Tittley, 1998; Richards et al., 2001). El fraccionamiento de anfíbol puede indicar altos contenidos de agua (>4 % en peso de  $\text{H}_2\text{O}$ ) en los magmas de la SSS (Naney, 1983; Merzbacher y Eggler, 1984; Rutherford y Devine, 1988). Las variaciones de los valores de la razón La/Yb en muestras de una misma litología (brecha magmática tardía) obedece a las concentraciones variables de Yb (0,42-0,56) ocasionadas por diferencias en las proporciones de anfíbol.

Todas las rocas de la SSS presentan una composición homogénea (andesita-dacita) y no muestran tendencias claras en los diagramas tipo Harker (Fig. 13). Los datos isotópicos homogéneos de estas rocas sugieren contribuciones - mezclas del manto y en menor grado de la corteza en sus magmas, un proceso típico de las zonas tipo MASH en la corteza (Kay et al.,

1987; Hildreth y Moorbath, 1988) o bien por contaminación de la región fuente del manto con componentes corticales (Stern, 1991; Stern et al., 2011).

## 6.2. Modelo Geodinámico para las rocas ígneas de Altar

Los cambios en las firmas geoquímicas de los magmas de la región de Altar con el tiempo pueden ser mejor comprendidos si se analizan en el contexto de la historia magmática de la región del segmento de subducción horizontal de los Andes. Este segmento andino se caracteriza por el engrosamiento cortical y la subducción de la dorsal Juan Fernández. Por consiguiente, la siguiente discusión ofrece una comparación entre la historia magmática del volcanismo cenozoico en la región de Altar y el volcanismo cenozoico a lo largo de la región de El Indio (~30°S) y Zona Centro - Sur (~31.5°S) del segmento andino de subducción horizontal y con la región de El Teniente (~34°S) (Fig. 1).

### 6.2.1. La región de El Indio

El Grupo Doña Ana del Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Maksaev et al., 1984; Kay et al., 1987, 1991; Nasi et al., 1990; Martin et al., 1997) se divide en la Formación Tilito (25,1 a 23,1 Ma) y la Formación Escabroso (21,9 a 17,6 Ma) (Bissig et al., 2001) (Fig. 18a). La Formación Cerro de las Tórtolas del Mioceno medio-tardío, que marca el pico de la actividad volcánica de arco a lo largo de la frontera y en el Valle del Cura (Maksaev et al., 1984; Kay et al., 1987, 1991), se divide en una sección inferior andesítica y una sección superior dacítica (Litvak et al., 2007). La compilación de las edades K/Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  indica que la sección inferior tiene edades de 16 a 14 Ma y la sección superior edades de 13 a 10 Ma (Maksaev et al., 1984; Ramos et al., 1989; Kay et al., 1991; Bissig et al., 2001; Litvak, 2004) (Fig. 18a). La sección superior de la Formación Cerro de las Tórtolas es temporalmente equivalente a la Formación Tambo en Chile (Martin et al., 1997). Los escasos afloramientos dacíticos a riódacíticos de la Formación Pascua se han datado en 7,8 Ma (Bissig et al., 2001) (Fig. 18a). Las ignimbritas de la Formación Vacas Heladas del Mioceno Tardío tienen edades que se correlacionan con la Formación Vallecito del lado chileno (Maksaev et al., 1984; Kay et al., 1987, 1991; Ramos et al., 1989; Nasi et al., 1990; Martin et al., 1997; Bissig et al., 2001).

Las concentraciones de  $\text{SiO}_2$  y los valores de las razones La/Yb en las andesitas basálticas y andesitas del Mioceno Temprano del CVI de la región de Altar, son similares a las rocas ígneas de la Formación Escabroso y a las rocas de la sección inferior de la Formación Cerro de las Tórtolas, mientras que las dacitas y las riolitas del CVI son similares

a las rocas ígneas de la Formación Tillito (Fig 18b). En el diagrama de La/Sm versus Sm/Yb de la Figura 18c, las andesitas basálticas, las andesitas y las dacitas del CVI de Altar tienen valores similares a las rocas de la Formación Escabroso, mientras que las riolitas tienen valores de estas razones similares a las rocas de la Formación Tillito. Las andesitas y las dacitas tienen firmas isotópicas radiogénicas similares a las rocas del Grupo Doña Ana, pero las andesitas basálticas tienen firmas más empobrecidas (Fig. 18d).

La mayoría de las rocas ígneas del Mioceno medio-tardío de Altar (SSS) tiene concentraciones de SiO<sub>2</sub> y razones La/Yb similares a las rocas de la sección superior de la Formación Cerro de las Tórtolas (Fig. 18b). Los valores de la razón Sm/Yb de las rocas de Altar son similares a las rocas volcánicas de la sección superior de la Formación Cerro de las Tórtolas y mayores que las rocas de la Formación Pascua (Figs. 18a y c). Sin embargo, las rocas de la SSS de Altar tienen firmas isotópicas de Sr inferiores a las rocas de la Formación Cerro de las Tórtolas (Kay et al., 1991), Pascua (Bissig et al., 2001) y similares a las determinadas en las rocas del Grupo Doña Ana (Kay et al., 1991) (Fig. 18d).

En la región de El Indio, una transición significativa en la química de los elementos trazas de los magmas -que coincidió con una reducción pronunciada del magmatismo en la región- ocurrió en el Mioceno medio-tardío (Kay et al., 1987, 1991; Bissig et al., 2003). Este cambio fue registrado en las rocas de la Formación Cerro de las Tórtolas, cuyos magmas evolucionaron bajo condiciones de alta presión en la corteza inferior, en respuesta al engrosamiento cortical asociado a la somerización de la losa subductada (Kay et al., 1999; Kay y Mpodozis, 2001, 2002; Litvak et al., 2007). Este proceso de engrosamiento cortical también ha sido registrado en la incisión de tres pedimentos en el período comprendido entre los 17 y 6 Ma (Bissig et al., 2003) (Fig. 18a). En la Cordillera Principal, durante el Mioceno Tardío el volcanismo fue disminuyendo progresivamente y transformándose en más félsico (Formación Pascua, las ignimbritas de la Formación Vacas Heladas), tal vez reflejando la lenta disminución de la temperatura en la corteza máfica inferior (Bissig et al., 2003). Las rocas de la Formación Pascua, contemporánea con la formación de los yacimientos metálicos de esta región, derivan de fundidos generados en la corteza inferior engrosada (50-55 km) (Bissig et al., 2003).

Los yacimientos epitermales de Au (Ag-Cu) de clase mundial de esta región (Pascua-Lama, El Indio-Tambo, entre otros; ~30°S) se formaron entre los 9,5 y 6,2, Ma (Bissig et al., 2003; Deyell, et al., 2005), con la excepción de Veladero (10,9 - 10,7 Ma, Bissig et al., 2001).

La geoquímica de las rocas ígneas del CVI de la región Altar refleja condiciones geodinámicas similares a las observadas en la región de El Indio a los ~25-18 Ma, durante la

erupción de las volcanitas del Grupo Doña Ana. Los datos presentados en este trabajo prueban que durante el Oligoceno tardío- Mioceno temprano, las secuencias volcánicas de las regiones de Altar y El Indio se formaron en un ambiente de arco sobre una corteza con un espesor normal (30-35 km) (Litvak et al., 2007). La mayoría de las rocas del CVI de Altar muestran similares componentes corticales en sus magmas que las rocas del Grupo Doña Ana. La geoquímica de las rocas ígneas del Mioceno medio-tardío de Altar (SSS) indican un ambiente geodinámico similar al observado en la región de El Indio durante la erupción de la sección superior de la Formación Cerro de las Tórtolas. Sin embargo, las firmas isotópicas de las rocas de la SSS de Altar indican menor grado de contaminación cortical que las rocas de las Formaciones Cerro de las Tórtolas y Pascua y que las ignimbritas de la Formación Vacas Heladas.

### 6.2.2. La Zona Centro-Sur

Al considerar la zona centro-sur (32-34° S), las rocas ígneas del CVI de Altar tienen concentraciones de SiO<sub>2</sub> y valores de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb similares a las rocas volcánicas de la Formación Abanico (36-15 Ma; Wyss et al., 1993; Charrier et al., 1996, 1997; Kurtz et al., 1997), de la Formación Abanico Este (Muñoz et al., 2006) y de la Formación Farellones (la mayoría de las edades publicadas para estas rocas oscilan entre 18 y 15 Ma, Munizaga y Vicente, 1982; Vergara et al., 1985, 1988; Beccar et al., 1986; Cuadra, 1986; Deckart et al., 2005; Hollings et al., 2005), excepto por la tobas riolíticas que presentan valores de las razones La/Sm más altos (Figs. 18e, 18f y 18g). Las rocas del CVI de Altar son isotópicamente más enriquecidas que las rocas de las Formaciones Abanico, Abanico Este y Farellones (Fig. 18h), excepto por la andesita basáltica que presenta similares valores isotópicos que las rocas de las Formaciones Abanico Este y Farellones. Las rocas del Mioceno medio-tardío de Altar (SSS) muestran un cambio brusco hacia valores más altos de las razones La/Yb y Sm/Yb al compararlas con las rocas de las Formaciones Abanico y Farellones. Sus edades, sus concentraciones de SiO<sub>2</sub> y sus firmas isotópicas son similares a los pórfidos Los Pelambres (Sillitoe, 1973; Atkinson et al., 1996; Skewes y Stern, 1996; Reich et al., 2003), si bien presentan valores de las razones La/Yb y Sm/Yb levemente inferiores (Figs. 18e a h).

Charrier et al. (2002), basándose en evidencias sedimentológicas, estructurales y geoquímicas, propuso que la Formación Abanico se formó en una cuenca extensional del Cenozoico temprano-medio que luego estuvo sujeta a inversión tectónica. Las rocas de la Formación Abanico Este tienen mayor contaminación cortical que las rocas de la Formación Abanico, indicando la interacción de sus magmas con una corteza de mayor espesor y mayor

distancia de la trinchera (Muñoz et al., 2006). Los cambios en los parámetros de convergencia alrededor de los 20 Ma marcaron el inicio de un largo período de deformación por compresión e inversión tectónica a lo largo del segmento andino de subducción horizontal durante el Mioceno (Kay y Mpodozis 2002). Kurtz et al. (1997) propusieron un evento de deformación moderada durante la migración del arco volcánico entre los 20 y 16 Ma y un evento de fuerte deformación, aumento del espesor de la corteza y migración del arco volcánico desde los 15 a los 8 Ma (Fig. 18e).

La geoquímica de las rocas del CVI de Altar indican condiciones geodinámicas similares a aquéllas que persistieron en la zona central de los Andes durante el intervalo 37-15 Ma, cuando los magmas asociados a las rocas de las Formaciones Abanico y Farellones se formaron sobre una corteza con un espesor aproximado de 30 a 35 km (Kay y Kurtz, 1995; Kay et al., 1999; Fuentes et al., 2002; Nyström et al., 2003). Sin embargo, las características isotópicas de la mayoría de las rocas del CVI de Altar reflejan contribuciones mayores de los componentes corticales en sus magmas. Los datos geoquímicos e isotópicos de las rocas de la SSS de Altar son similares a los de los pórfidos Los Pelambres, e indican condiciones geodinámicas similares durante el emplazamiento de los intrusivos en ambas regiones. De acuerdo con Reich et al. (2003), la intrusión de los pórfidos Los Pelambres asociados al yacimiento de Cu-Mo gigante Los Pelambres (32° S, 10,8-10,4 Ma; Marthur et al., 2001) estuvo estrechamente asociada en tiempo y en espacio a la subducción de la dorsal Juan Fernández. Los autores plantean que estas condiciones tectónicas particulares fueron favorables para la generación de magmas debido a la fusión de rocas jóvenes y calientes subductadas bajo el segmento de subducción horizontal. En esta región también se localizan el pórfido de Cu-Mo El Pachón (11,2-11,1 Ma, Bertens et al., 2003) y numerosos pórfidos de Cu similares a Altar (Piuquenes, La Coipa, Rincones de Araya y Los Azules).

### 6.2.3. La región de El Teniente

Las rocas ígneas del CVI de Altar presentan valores de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb levemente superiores a los de la Formación Coya Machalí (27-20 Ma; Charrier et al., 1996, 2002; Kay et al., 2005) y al Complejo Plutónico Antiguo (Kurtz et al., 1997), pero similares a las rocas del Complejo Volcánico El Teniente (14,4-6,5 Ma; Kay et al., 1999; 2005; Stern et al., 2010) y del Complejo Máfico El Teniente ( $8,9 \pm 1,4$  Ma; Stern et al., 2010) (Figs 18i, j y k). Excepto por las andesitas basálticas, las rocas del CVI de Altar tienen firmas isotópicas mayores que todas estas rocas (Fig. 18l). Los pórfidos andesíticos-dacíticos del Mioceno medio-tardío (~10 Ma, USS) de Altar tienen concentraciones de SiO<sub>2</sub> y valores de las razones La/Yb, La/Sm, y Sm/Yb similares a los pórfidos de El Teniente de los estadios

pre-mineralización (9-7 Ma) y sin-mineralización (5,7-4,8 Ma) (Cannell et al., 2005; Stern et al., 2010) (Figs. 18i, j y k). No obstante ello, las firmas isotópicas de las rocas de la SSS de Altar son mayores que los pórfidos de El Teniente (Fig. 18l).

En la región de El Teniente, los cambios isotópicos episódicos hacia valores de Nd más bajos y de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  más altos, hacia patrones de ETR más pronunciados (mayores valores de la razón La/Yb) y hacia mayores concentraciones de Sr desde la Formación Coya Machalí, del Mioceno temprano, al Complejo Máfico El Teniente, del Mioceno medio-tardío, a los pórfidos más jóvenes y a los magmas del Plioceno, han sido atribuidos en parte a la mezcla episódica de proporciones variables de corteza de composición similar a las rocas del Grupo Choiyoi en la cuña del manto (Kay et al., 2005). Los autores sostienen que este proceso ocurrió entre los ~19–16 Ma, a través de la subducción del “*forearc*” durante de la migración del arco ~35 km hacia el este y en el período ~7–3 Ma, con una nueva migración del arco ~50 km hacia el este (Kay et al., 2005).. Otra explicación posible sería la contaminación de la zona fuente del manto con componentes corticales subductados (Skewes and Stern, 1995; Kay et al., 2005; Stern et al., 2010, 2011). En una investigación reciente sobre las rocas ígneas del yacimiento El Teniente, Stern et al. (2010) hallaron que los pórfidos félsicos productivos (y las brechas asociadas; Vry et al., 2010), a diferencia del complejo plutónico más joven y de los diques de hornblenda tardíos de Kay et al. (2005), tienen la misma composición isotópica que las litologías máficas del Complejo Volcánico-Plutónico. Este hallazgo llevó a Stern et al. (2010) a emitir un argumento en contra del modelo propuesto por Kay et al. (2005) y concluir que los pórfidos félsicos del Mioceno tardío y del Plioceno derivaron del techo de una cámara magmática gigante, de larga vida, que estaba térmicamente y químicamente estratificada y era recargada desde las profundidades por magmas derivados del manto.

Las rocas del CVI presentan firmas geoquímicas similares a la Formación Coya Machalí de la Zona de El Teniente. Sin embargo, los análisis isotópicos de Sr y Nd de las rocas del CVI de Altar indican un mayor aporte cortical en sus magmas respecto a esta formación. Estas diferencias isotópicas reflejan un mayor grado de contaminación con elementos de la corteza, que puede estar relacionado con el espesor de la misma, y con una corteza continental relativamente más gruesa y un régimen tectónico más compresivo en la región de Altar durante el Mioceno temprano. Las rocas del CVI de Altar muestran un cambio isotópico hacia valores mayores de la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y menores valores de  $\epsilon\text{Nd}$  entre las andesitas basálticas menos evolucionadas y las piroclásticas riolíticas más evolucionadas. La geoquímica de las rocas subvolcánicas de la SSS de Altar, sugieren condiciones geodinámicas similares a las observadas en la región de El Teniente cuando fueron emplazados los pórfidos asociados a la mineralización. Sin embargo, las firmas isotópicas más enriquecidas de las rocas del CVI y de

la SSS de Altar indican una mayor contaminación cortical, en comparación con todas las rocas de la región de El Teniente.

### **6.3. Consecuencias Metalogenéticas. Efectos de la subducción de la dorsal Juan Fernández**

De acuerdo con la discusión de los párrafos previos, los yacimientos minerales ubicados en las regiones El Indio, la Zona Central y El Teniente parecen haber sido emplazados bajo condiciones geodinámicas similares y relacionadas a la somerización de la placa que ocasionó la reducción drástica de la actividad magmática en la Cordillera Principal, compresión, extinción y/o migración del arco volcánico hacia el este. Los pórfidos asociados a la mineralización fueron emplazados en una corteza engrosada y de composición máfica a intermedia (Alvarado et al., 2007) luego de que sus magmas se equilibraron con hornblenda u hornblenda ± granate en los niveles corticales intermedios o profundos (Bissig et al., 2003; Stern et al., 2010; este estudio). Las diferencias observadas entre sus firmas isotópicas (Figs. 18d, h, y l) pueden reflejar el aumento de los componentes corticales incorporados en los magmas de sur a norte en el segmento de subducción horizontal, que se correlaciona con el aumento del espesor cortical (~30-35 km, El Teniente, Kay et al., 1991; >55 km, El Indio, Kay et al., 1991). Los datos de las funciones del receptor “CHARGE” indican que la corteza tiene un espesor de 60 km debajo de los Andes a la latitud de 30° S y un espesor de 50 km a la latitud de ~36° S (Gilbert et al., 2006). El mapa de las profundidades del Moho actual confirman estas variaciones de espesores corticales: 65-74 km de espesor cortical al norte de los 31° S, 55-65 km entre las latitudes 31° y 33° S y 45-49 km entre las latitudes 33° y 34° S (Gans et al., 2011). De acuerdo con esta correlación, el origen de los componentes corticales puede ser explicado por procesos de contaminación intra-cortical (MASH; Hildreth y Moorbath, 1988) relacionados con la interacción de los magmas con una corteza con mayor espesor hacia el norte. Otras explicaciones alternativas pueden estar asociadas con la contaminación de la región fuente de los magmas por erosión por subducción (Stern, 1991; Stern y Skewes, 1995; Stern et al., 2011) o bien a la combinación de procesos de contaminación intra-corticales y de la región fuente de los magmas (Kay et al., 2005).

De acuerdo con las edades publicadas de los depósitos epitermales Au-(Ag-Cu) de la región de El Indio (9,5-6,2 Ma; Bissig et al., 2003), de los yacimientos de Cu-Mo Río Blanco-Los Bronces (6,3 a 4,3 Ma; Deckart et al., 2005) y del yacimiento de Cu-Mo El Teniente (7-4,8 Ma; Vry et al., 2010), la historia de los pulsos de intrusión y de alteración-mineralización hidrotermales abarcó períodos de más de 2 Ma. Esto probablemente señale la presencia de

sistemas magmáticos-hidrotermales de larga vida generados por la hidratación de la corteza máfica inferior (región de El Indio; [Bissig et al., 2003](#)) o del manto debajo del arco (El Teniente, [Stern et al., 2010, 2011](#)) por los fluidos derivados de la loza subductada. En Los Pelambres y El Teniente, la mineralización coincide con un período de fuerte contracción y con la finalización del magmatismo en la región del arco ([Reich et al., 2003](#); [Kay et al., 2005](#)). El Indio, Pascua-Lama y Tambo se formaron durante la incisión de pedimentos en respuesta a eventos de levantamientos en esta región ([Bissig et al., 2002](#)). Estas condiciones de regímenes de compresión en las tres regiones analizadas pueden haber favorecido el almacenamiento eficiente de los magmas en cámaras magmáticas grandes confinadas en profundidad, desde las cuales cantidades inusuales y voluminosas de fluidos pudieron ser expulsados por descompresión luego de la rápida exhumación ([Sillitoe y Perelló, 2005](#)). Las últimas investigaciones sobre los pórfidos de Cu-Mo gigantes han demostrado que los magmas en sus cámaras magmáticas permanecen potencialmente fértiles hasta sus estadios terminales con una superposición entre la mineralización de Cu-Mo de alta ley y la intrusión de los pórfidos tardíos ([Cannell et al., 2005](#); [Davidson et al., 2005](#)).

Los nuevos estudios muestran que los sectores más someros del segmento andino de subducción horizontal coinciden con la ubicación de la dorsal Juan Fernández que es subductada a la latitud de 31° S ([Anderson et al., 2007](#)). El modelo de la colisión dorsal-continente de [Yañez et al. \(2001\)](#) indica una rápida migración del punto de colisión hacia el sur a lo largo de 1400 km del margen andino desde los 20 a los 11 Ma (~20 cm/año). El pasaje de la dorsal Juan Fernández por la región de El Indio (12-10 Ma; [Yañez et al., 2001](#)) ([Fig. 20](#)), coincidió con los cambios químicos observados entre las secciones inferior (16-14 Ma) y superior (13-10 Ma) de la Formación Cerro de las Tórtolas y la Formación Tambo ([Litvak et al., 2007](#)), 2 Ma antes del comienzo de la mineralización epitermal ([Bissig et al., 2001, 2002](#)). En Los Pelambres-El Pachón, la intrusión de los pórfidos productivos a los ~11-10 Ma ([Reich et al., 2003](#)) coincidió con la colisión de un segmento oeste-este de la dorsal Juan Fernández con la trinchera ([Fig. 1](#); [Yañez et al., 2001](#)) y con la disminución de la velocidad de migración hacia el sur del punto de colisión de la dorsal NE con la trinchera. Las nuevas edades U-Pb de las rocas de Altar indican que los cambios en los parámetros geoquímicos a los ~11-10 Ma coincidieron con la llegada de la dorsal Juan Fernández debajo de esta región ([Fig. 20](#)) y confirma la conexión temporal entre la dorsal y el magmatismo asociado a la mineralización en esta zona del segmento de subducción horizontal. [Yañez et al. \(2002\)](#) propusieron que la subducción pasiva de la dorsal puede contribuir a la generación de magmas debajo del arco debido a la elevada concentración de volátiles y los grandes

volúmenes de corteza oceánica en las raíces de la dorsal. El proceso de erosión por subducción asociado a la subducción de la dorsal también parece estar relacionado con el cambio en el grado de hidratación del manto (Stern, 1989). El reciente modelado del segmento andino de subducción horizontal combinado con el análisis de “*receiver functions*” (Gans et al., 2011) encontraron que la corteza oceánica está moderadamente engrosada (13-19 km) en una región mucho más amplia que a lo largo del pasaje de la cadena volcánica de la dorsal JF y que este engrosamiento de la corteza oceánica puede influir una región mucho más amplia. Por lo tanto, se sugiere que desde el Mioceno medio-tardío, el manto y la corteza inferior debieron haberse hidratado por los fluidos procedentes de la losa y de la dorsal de Juan Fernández a la latitud de Altar.

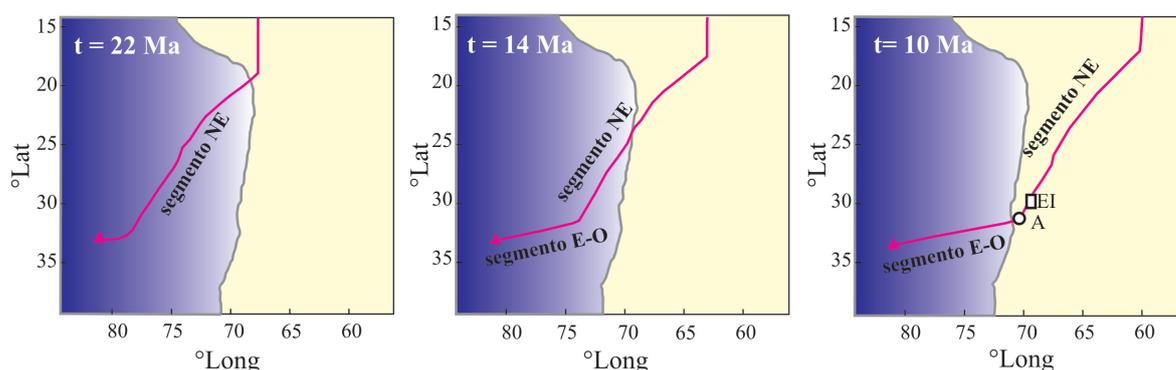


Fig. 20. Migración del punto de colisión de la dorsal de Juan Fernández (línea rosa) con respecto al margen de Sudamérica durante el Mioceno (modificado de Yáñez et al., 2001). Se muestra la localización de los segmentos norte-este y oeste-este de la dorsal y de los depósitos El Indio (EI, cuadrado) y Altar (A, círculo).

Al sur del segmento andino de subducción horizontal actual, a los 33-34° S, las regiones de Río Blanco-Los Bronces y El Teniente se ubican en una zona de transición que ha experimentado mayor acortamiento en el norte que en el sur (Rivera y Cembrano, 2000). En el margen norte del segmento de subducción horizontal se localizan otros pórfidos de Cu-Mo y yacimientos epitermales cenozoicos, como Bajo de la Alumbrera y Agua Rica, asociados a los intrusivos del Complejo Volcánico Farallón Negro (12,56-5,16 Ma; Sasso, 1997; Sasso y Clark, 1998). Esto significa que en ambos márgenes del segmento de subducción horizontal, la conjunción de varios factores a escala cortical y local favorece la formación de pórfidos de Cu-Mo y depósitos epitermales de clase mundial.

La somerización de la placa durante el Mioceno medio-tardío ocasionó el engrosamiento cortical y el aumento de la compresión en la placa superior (Kay y Mpodozis, 2002; Espurt et al., 2008). Se sugiere que este aumento de la compresión en la litósfera pudo haber obstaculizado el ascenso de los magmas de la SSS de Altar y favorecido su permanencia en las cámaras magmáticas dentro la corteza (Richards et al., 2001; Richards, 2003; Chiaradia et

al., 2009a y b). Esto también explicaría la ausencia de magmatismo en la región de Altar desde los ~20 Ma a los 12 Ma y el cambio desde el magmatismo extrusivo voluminoso del Mioceno temprano (CVI) al magmatismo reducido del Mioceno medio-tardío (SSS). Como ya lo propusieron [Tosdal y Richards \(2001\)](#), los cambios en la geometría de la subducción y las velocidades de convergencia entre las placas, produjeron el traslado del centro de la deformación con respecto al magmatismo. Se considera que la colisión dorsal-trinchera a los ~11-10 Ma a esta latitud y la subducción de la dorsal JF por debajo de la región de Altar a los ~11-10 Ma produjeron cambios en el régimen de esfuerzos tectónicos, promoviendo la generación de fallas y la relajación de la tensión horizontal en la litósfera que permitió el ascenso de los magmas a los niveles superficiales de la corteza ([ver Richards et al., 2003](#)) y la formación de los pórfidos de la SSS de Altar.

## 7. CONCLUSIONES

El nuevo mapeo, los datos geoquímicos, geocronológicos e isotópicos de las rocas volcánicas y subvolcánicas de las rocas de la región de Altar, aportan nuevos conocimientos sobre la evolución del magmatismo Neógeno y del ambiente geodinámico del segmento de subducción horizontal a los ~31,5°S, entre las regiones de El Indio y El Teniente.

Las rocas volcánicas del Complejo Volcánico Inferior -las andesitas basálticas, andesitas, las dacitas y las riolitas- representan un arco volcánico del Mioceno temprano formado sobre una zona de subducción normal. Sus magmas se equilibraron con una asociación dominada por una mineralogía residual que consistió en plagioclasa y piroxeno, y experimentaron procesos de cristalización fraccionada y contaminación cortical. Al compararlas con las rocas contemporáneas de las regiones de la Zona Centro Sur del segmento de subducción horizontal y de El Teniente, las rocas del CVI son isotópicamente más enriquecidas y muestran similar contaminación con componentes corticales que las rocas de la región de El Indio. Esto representa condiciones de corteza continental relativamente engrosada en la región de Altar con un régimen más compresional durante el Mioceno temprano.

Las andesitas y las dacitas de la Suite Subvolcánica Superior representan el desarrollo de un arco Mioceno medio-tardío emplazado sobre una zona de subducción más somera. Esto estuvo asociado al aumento de la compresión, al acortamiento y al engrosamiento cortical en la placa sobreyacente. En la zona de Altar, la ausencia de magmatismo entre el emplazamiento de las rocas del CVI y de la SSS, se correlaciona con las altas tasas de compresión documentadas en este período, que deben haber favorecido el almacenamiento de

los magmas de la SSS en reservorios de la corteza. Los magmas de la SSS requieren de una mineralogía residual con hornblenda que indica altos contenidos de agua en el sitio de generación de los fundidos. Sus firmas isotópicas homogéneas sugieren la contribución de una mezcla de corteza-manto en las regiones fuentes de sus magmas. Los magmas de la SSS tienen concentraciones de ETR totales similares a otros plutones fértiles del segmento de subducción horizontal, que fueron emplazados luego de que los magmas se equilibraron con hornblenda u hornblenda  $\pm$  granate a profundidades corticales variables. Las diferencias observadas en sus firmas isotópicas reflejan el aumento de las cantidades de componentes corticales incorporados en los magmas de sur (El Teniente) a norte (El Indio), que se correlaciona con el aumento del espesor cortical. El origen de los componentes corticales puede ser explicado por procesos de contaminación intracortical (MASH; [Hildreth y Moorbath 1988](#)) o por contaminación de la zona fuente de los magmas por erosión por subducción ([Stern, 1991](#); [Stern y Skewes, 1995](#); [Stern et al., 2011](#)).

Las nuevas edades U-Pb de las rocas ígneas de Altar confirman la conexión temporal entre la llegada de la dorsal JF, los cambios geoquímicos en las rocas de la SSS y la mineralización en esta zona del segmento de subducción horizontal. Se concluye que desde el Mioceno medio-tardío, el manto y la corteza inferior debieron haber sido hidratados por fluidos procedentes de la losa y de la dorsal JF a esta latitud, favoreciendo de este modo la generación de los magmas del Mioceno medio-tardío. A estas latitudes, se plantea que la colisión de la dorsal-trinchera a los  $\sim 11$  Ma y la subducción de la dorsal debajo de Altar a los  $\sim 11$ -10 Ma, tienen que haber propiciado cambios en el régimen de los esfuerzos tectónicos, que permitieron a los magmas de la SSS ascender a niveles más someros de la corteza. Esta hipótesis explicaría la ubicación de un “*cluster*” de pórfidos de Cu-Mo gigantes contemporáneos, y otros prospectos próximos recientemente descubiertos tales como Piuquenes, La Coipa, Rincones de Araya y Los Azules.

## REFERENCIAS

- Almandoz, G., Zulliguer, G., y Márquez-Zavalía, F., 2005. Altar: Mineralización de alta sulfuración vinculada a un sistema de pórfido cuprífero, San Juan, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, II, 369-376.
- Alvarado P., Beck S., y Zandt G., 2007. Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modeling. *Geophysical Journal International*, 170, 858-875.

- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. y Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 171, 419-434.
- Atkinson, W.W., Jr, Souviron, S., Vehrs, T. y Faunes, A., 1996. Geology and mineral zoning of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R. H. & Petersen, R. (Eds.), *Andean Copper Deposits*. Society of Economic Geologists Special Publications, 5, 131-155.
- Beccar, L., Vergara, M., y Munizaga, F., 1986. Edades K/Ar de la Formación Farellones en el Cordón del Cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 28-29, 109-113.
- Bertens, A., Deckart, K., y González, A. 2003. Geocronología U-Pb, Re-Os y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  del pórfido Cu-Mo Los Pelambres, Chile central. 10º Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD Rom.
- Bissig, T., Lee, J.K.W., Clark A.H., y Heather K.B., 2001. The Neogene history of volcanism and hydrothermal alteration in the Central Andean flat-slab region: new  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  constraints from the El Indio-Pascua Au (Ag, Cu) belt, III/IV Region, Chile, Provincia San Juan, Argentina. *International Geological Review*, 43, 312-340.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K.W., y Hodgson C.J., 2002. Miocene Landscape Evolution and Geomorphologic Controls on Epithermal Processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile and Argentina. *Economic Geology*, 97, 971-996.
- Bissig, T., Clark, A., Lee, J., y von Quadt, A., 2003. Petrogenetic and metallogenic responses to Miocene slab flattening: Constraints from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita*, 38, 844-862.
- Boynton, N.V. 1989. Cosmochemistry of the rare earth elements: condensation and evaporation processes. In: Lipin, B. R. and MacKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earths*. Mineralogical Society of America, *Review in Mineralogy*, 21, 1-24.
- Branney M.J., y Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society Memoir 27*, Geological Society of London, London.
- Cahill, T., y Isacks, B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97, 17503-17529.
- Cannell, J., Cooke, D., Walshe, J. L. y Stein, H., 2005. Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of El Teniente porphyry Cu-Mo deposit. *Economic Geology*, 100, 979-1004.

- Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Gans, P.; Kay, S.M.; Muñoz, N.; Wyss, A.R.; y Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117-139.
- Charrier, R., Flynn, J. J., Wyss, A. R., Zapatta, F. y Swisher III, C.C. 1997. Antecedentes bio y cronoestratigráficos de la Formación Coya-Machalí-Abanico, entre los ríos Maipo y Teno (33°55' y 35°10' L.S.), Cordillera Principal, Chile Central. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 465-469, Antofagasta.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher, C., III, Norell, M., Zapatta, F., McKenna, M., y Novacek, M., 1996. New evidence for late Mesozoic–early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 393-422.
- Chiaradia, M., Merino, D., y Spikings, R., 2009a. Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 505-515.
- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B., y Fontignie, D., 2009b. Adakite-like volcanism of Ecuador: lower crust magmatic evolution and recycling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 563-588.
- Cooke, D.R., Hollings, P., y Walshe, J.L., 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100, 801-818.
- Cuadra, P. 1986. Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*, 27, 3-26.
- Davidson, P., Kamenetsky, V.S., Cooke, D.R., Friksen, P., Hollings, P., Ryan, C., Van Achterbergh, E., Mernagh, T., Skarmeta, J., Serrano, L., y Vargas R., 2005. Magmatic precursors of hydrothermal fluids at the Río Blanco Cu-Mo deposit, Chile: Links to silicate magmas and metal transport: *Economic Geology*, 100, 963-978.
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J.K. y Fanning, M., 2005. Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, Central Chile: Implications of an integrated U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  database. *Economic Geology*, 100, 905-934.
- Deyell, C.L., Leonardson, R., Rye, R., O., Thompson, J., F., H., Bissig, T., Cooke, D., R., 2005. Alunite in the Pascua-Lama High-Sulfidation Deposit: Constraints on Alteration and Ore Deposition Using Stable Isotope Geochemistry. *Economic Geology*, 100, 131-148.

- Espurt, N., Funicello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C. y Brusset, S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, 27, TC3011, doi: 10.1029/2007TC002175.
- Frey, F.A., Chappell, B.W., y Roy, S.D., 1978. Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California. *Geology*, 6, 239-242.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L. y Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S); una reinterpretación sobre la base de dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . *Revista Geológica de Chile*, 29, 207-225.
- Gans, C. R., Beck, S. L., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M. y Linkimer, L., 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: New high-resolution results. *Geophysical Journal International*, in press.
- Gilbert, H., Susan Beck, S. y Zandt, G., 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 165, 383-398.
- Gimeno, D., 1994. Genesis of crystal-rich epiclastic rocks from subaqueous silicic lava domes: role of thermal shock on quartz phenocrysts. *Sedimentary Geology* 90, 33-47.
- Griffin, W.L., Powell, W.J., Pearson, N.J. y O'Reilly, S.Y., 2008. Glitter: Data reduction software for laser ablation ICP-MS; In Sylvester, P.J. (ed.), *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Short Course 40, Vancouver, B.C., pp. 308-311.
- Gripp, A.E. y Gordon, R.G., 2002. Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150, 321-361.
- Hickey, R.L.; Frey, F. A.; y Gerlach, D.C., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91, 5963-5983.
- Hildreth, W.; y Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hollings, P., Cooke, D., y Clark, A., 2005. Regional Geochemistry of Tertiary Igneous Rocks in Central Chile: Implications for the Geodynamic Environment of Giant Porphyry Copper and Epithermal Gold Mineralization. *Economic Geology*, 100, 887-904.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- Kay, S.M., MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., y Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research* 92, 6173-6189.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28 to 33°S). In: Harmon, R.S., and Rapela, C.W., (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper 265, 113-137.
- Kay, S.M., y Kurtz, A.C., 1995. Magmatic and Tectonic Characterization of the El Teniente Region. Final Report to CODELCO-Chile, Unpublished report, 180 p.
- Kay, S.M., y Abbruzzi, J.M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30° and 32°S. *Tectonophysics*, 259, 15-28.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; y Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude), in: Skinner, B.J., (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geologists, Special Publication 7, 27-59.
- Kay, S., y Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *Geological Society of America Today* 11, 4-9.
- Kay, S. M.; y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 39-57.
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes, *Geological Society of America Bulletin*, 117, 67-88.
- Kessel, R., Schmidt, M.W., Ulmer, P. & Pettke, T., 2005. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120-180 km depth. *Nature*, 437, 724-727.
- Kurtz, A.; Kay, S.M.; Charrier, R.; y Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile* 24 (1), 75-90.
- Lang, J.R., y Titley, S.R., 1998. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology* 93, 138-170.

- Litvak, V.D., 2004. Evolución del volcanismo terciario en el Valle del Cura sobre el segmento de subducción horizontal Pampeano, provincia de San Juan. PhD. thesis, University of Buenos Aires, p. 270.
- Litvak, V.D., Poma, S. y Kay, S.M., 2007. Paleogene and Neogene magmatism in the Valle del Cura region: New perspective on the evolution of the Pampean flat slab, San Juan province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 117-137.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 70 p.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., y Nasi C, 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29-31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile* 21, 11-5.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J. y Zentilli, M., 2004. New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U/Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Re/Os and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. In Sillitoe, R.H., Perelló, J. y Vidal, C.E. (Eds.), *Andean Metallogeny: New discoveries, Concepts, Update*, Society of Economic Geologists, Special Publication 11: 15-54.
- Martin, M., Clavero, J., y Mpodozis, C., 1997. Eocene to Late Miocene magmatic development of the El Indio Belt, 30°S, north central Chile. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 1, 149-153, Antofagasta.
- Mathur, R., Ruiz, J.R., y Munizaga, F.M., 2001. Insights into Andean metallogenesis from the perspective of Re-Os analyses of sulfides. In: *South American symposium on isotope geology, extended abstracts volume (CD version)*, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile.
- Merzbacher, C., y Eggler, D.H., 1984. A magmatic geothermometer: Application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. *Geology*, 12, 587-590.
- Middlemost, E., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37, 215-224.
- Munizaga, F.; Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, 16, 3-21.
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J.O, Féraud, G., y Demant, A., 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista Geológica de Chile* 33 (1), 109-140.

- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, 283, 993-1033.
- Nasi, C.P., Moscoso, R.D., Makshev, V.J. 1990. Hoja Guanta, Región de Coquimbo. Servicio de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 67, 140 p.
- Nystrom, J., Vergara, M., Morata, D. & Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 115, 1523-1537.
- Parada, M.A., López Escobar, L., Oliveros, V., Fuentes, F., Morata, D., Calderón, M., Aguirre, L., Feraud, G., Espinoza, F., Moreno, H., Figueroa, O., Muñoz Bravo, J., Troncoso Vazquez, R., y Stern, C., 2007. Andean Magmatism. In: Moreno, T., and Gibbons, W., (Eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London, 115-146.
- Pardo-Casas, F., y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since Upper Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233-248.
- Pearce, J., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada Short Course Notes 12, 79-114.
- Ramos V.A., Mahlborg Kay S., Page, R.N., Munizaga, F., 1989. La ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el Valle del Cura, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44, 336-352.
- Reich, M., Parada, M.A., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., y Lehmann, B., 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita*, 38, 876-885.
- Richards, J.P., Boyce, A.J., y Pringle, M.S., 2001. Geological 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., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *Economic Geology*, 96, 1515-1533.
- Richards, J. y Kerrich, R., 2007. Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. *Economic Geology*, 102, 537-576.
- Rivera, O.M. y Cembrano, J. 2000. Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas Oligo-

- Miocenas de Chile Central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00-34°30'S). In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 631-636. Puerto Varas.
- Ross, C.S. y Smith, R.L., 1955. Water and other volatiles in volcanic glasses. *American Mineralogist* 40, 1071-1089.
- Rutherford, M.J. y Devine, J.D., 1988. The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens. 3. Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. *Journal of Geophysical Research*, 93, 11949-11959.
- Sasso, A.M., 1997. Geological evolution and metallogenetic relationships of the Farallón Negro volcanic complex, NW Argentina. Kingston, Queen's University, unpublished Ph.D. thesis, 842 p.
- Sasso, A.M., Clark, A.H., 1998. The Farallón Negro Group, Northwest Argentina: magmatic hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean backarc. *Society of Economic Geology Newsletter* 34, 18-18.
- Sillitoe, R.H., 1973. Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile. *Economic Geology*, 68, 1-10.
- Sillitoe, R.H., 1999. Geology and Exploration Potential of the Altar and Quebrada de la mina Porphyry Copper Gold Prospects, San Juan Province, Argentina. Unpublished Report Prepared for Rio Tinto Mining and Exploration Ltd, 10p.
- Sillitoe, R.H. y Perelló, J. 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, Metallogeny, exploration, and discovery. In: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R., Richards, J. (Eds.), *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume (1905-2005)*, Society of Economic Geologists Inc., 845-890, Littleton.
- Sillitoe, R.H., 1999. Geology and Exploration Potential of the Altar and Quebrada de la mina Porphyry Copper Gold Prospects, San Juan Province, Argentina. Unpublished Report Prepared for Rio Tinto Mining and Exploration Ltd, 10p.
- Allen, R.L., 1988. False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implication for volcanic associated mineralization. *Economic Geology* 83, 1424-1446.
- Skewes, A. y Stern, C.R. 1994. Tectonic trigger for the formation of Late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes of central Chile. *Geology*, 22, 551-554.
- Skewes, A. y Stern, C.R. 1995. Genesis of the Late Miocene to Pliocene copper deposits of central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution: Giant Ore Deposits II. Queen's University, 38-56.

- Skewes, M.A., y Stern, C.R., 1996. Late Miocene mineralized breccias in the Andes of Central Chile: Sr and Nd-isotopic evidence for multiple magmatic sources. In: Camus, F., et al., (Eds.), *Andean copper deposits: New discoveries, mineralization, styles, and metallogeny*. Society of Economic Geologists Special Publication 5, 551-554.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, N., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. y Whitehouse, M.J., 2007. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis, *Chemical Geology*, v. 249, pp. 1-35.
- Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Stern, C.R. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, *Andean Southern Volcanic Front*. *Revista Geológica de Chile* 16: 145-162.
- Stern, C.R. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, Vol. 19, 78-81.
- Stern, C.R. y Skewes, M.A., 1995. Miocene to Present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic zone, central Chile. *Revista Geologica de Chile*, 22, 261-272.
- Stern, C. R, Skewes M. A., Arévalo, A., 2010. Magmatic Evolution of the Giant El Teniente Cu–Mo Deposit, Central Chile. *Journal of Petrology*, doi: 10.1093/ petrology/egq029.
- Stern, C. H., Floody, R., Espiñeira, D., 2011. Olivine-hornblende-lamprophyre dikes from Quebrada los Sapos, El Teniente, Central Chile (34°S): implications for the temporal geochemical evolution of the Andean subarc mantle. *Andean Geology* 38, 1, 1-22.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón)–South America relative motions during the last 49 m.y.; implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211-215.
- Tosdal, R.M., y Richards, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: *Reviews in Economic Geology*, 14, 157-181.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E. y Griffin, W.L., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix; In Sylvester, P.J. (ed.), *Laser Ablation –ICP-Mass Spectrometry in the Earth Sciences: Principles and Applications*, Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Ottawa, Ontario, Canada, v. 29, pp. 239-243.

- Vergara, M, Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R. y Drake, R. 1985. Volcanismo mioceno en los Andes Centrales de Chile, Cordillera Principal (31° 30' - 34° 30'S). Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile 35: 249-251. Santiago.
- Vergara, M.; Charrier, R.; Munizaga, F.; Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Thiele, R.; Drake, R. 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30' S-34°35' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 199-209.
- Vry, V.H., Wilkinson, J. J., Seguel, J., Millán, J., 2010. Multistage Intrusion, Brecciation, and Veining at El Teniente, Chile: Evolution of a Nested Porphyry System. *Economic Geology*, 105, 119-153.
- Winchester, J.A., y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wyss A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher, C.C., Charrier, R., Novacek, M.J., McKenna, M.C., 1993. South America's earliest rodent and recognition of a new interval of mammalian evolution. *Nature*, 365, 434-437.
- Yamagishi, H. y Goto, Y., 1992. Cooling joints on subaqueous rhyolite lavas at Kuroiwas, Yaumo, Southern Hokkaido, Japan. *Bulletin of Volcanology Society Japan*, 37, 205-207.
- Yáñez, G., Ranero, G., von Huene, R., and Diaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across a segment of the southern central Andes (32°-34°S): Implications on the role of the Juan Fernández Ridge in the tectonic evolution of the margin during the upper tertiary. *Journal of Geophysical Research*, 106, 6325-6345.
- Yáñez, G.A., Cembrano, J., Pardo, N., Ranero, C., y Selles, D., 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33°–34°S: Geodynamic evidence and implications: *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 23-38.