

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Facultad de Ciencias Naturales y Museo



TESIS DOCTORAL

***GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS DE LA MINERALIZACIÓN DE
HIERRO ASOCIADA AL SKARN DE VEGAS PELADAS, SO DE
MENDOZA, CORDILLERA PRINCIPAL***

Por

MARÍA JOSEFINA PONS

Director: Dr. Ricardo O. Etcheverry
Codirectora: Dra. Marta B. Franchini

2007

A
Mis dos amores

DIEGO y VALENTINA,

a mis Padres, a Lupe, a José,

a mis Abuelos y Tíos, a Yago y a Carol,

a
Marta

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de tesis doctoral no hubiera sido posible sin la ayuda y participación de distintos organismos y de muchas personas que colaboraron desinteresadamente durante el desarrollo de esta investigación, expreso mi agradecimiento:

- Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) que me otorgó una beca de postgrado interna desde el 1/05/01 al 1/05/06 y a la Agencia Nacional de Investigaciones científicas y Tecnológicas (FONCyT) financió mediante el subsidio PIP (2726) los gastos necesarios, para la realización de este trabajo de investigación.
- A la Society of Economic Geologists por el subsidio otorgado que permitió financiar gran parte de los análisis químicos de las rocas ígneas y de la mena.
- A la Facultad de Ingeniería, de la UN del Comahue, por el otorgamiento de la beca en la Residencia Universitaria de esta unidad académica.
- A mi Codirectora Dra. Marta B. Franchini, por haberme contagiado su entusiasmo y transmitido su ardua experiencia en la geología económica y mineralizaciones asociadas a skarns, por su tiempo dedicado a los debates, a las críticas, y sugerencias que ayudaron a mejorar este manuscrito.
- A mi Director Dr. Ricardo O. Etcheverry por su apoyo incondicional y por haberme dirigido como estudiante de postgrado y por estar permanentemente dispuesto a contestar mis consultas y dudas.
- A los Directores del INREMI, Dr. I. B. Schalamuk y del CIMAR, Dr. J. Vallés por abrirme las puertas de los institutos y dejarme participar en sus equipos de investigación.
- Al Lic. Juan Carlos Gómez (UNLP) por su guía en el tratamiento de imágenes satelitales.
- A mis colegas y amigos del INREMI y del CIMAR.
- A los Dres. Mabel Lanfranchini y Raúl de Barrio, por su apoyo constante y por su colaboración en la organización de las campañas y el envío de las muestras de rocas, a Neuquén.
- A los Licenciados Diego Licitra y Mauricio González Guillot y a los Drs. Ricardo O. Etcheverry, Marta F., Franchini, Raúl de Barrio y Mabel Lanfranchini, por su colaboración en el trabajo de campo.

- A los técnicos del CIMAR e INREMI por su colaboración en la preparación de fetas y cortes delgados de roca.
- A Marijo y Marcela (INREMI) por su importante ayuda en las tareas administrativas.
- A la Arq. Adriana González (INREMI) por algunos gráficos y mapas realizados.
- A los Dres. Ricardo Etcheverry, Agustín Izard, Karina Mikietiuik y Javier Ríos por la obtención de los análisis de microsonda electrónica.
- A los Dres. Graciela Mas y Leandro Bengochea, (Dpto. Geol., UNS) por brindarme su ayuda y disposición, en la obtención de los análisis de IF y permitirme el uso del equipamiento necesario.
- Al Dr. Javier Ríos (CDTN), por la obtención de análisis de IF de alta temperatura.
- A la Dra. Agnes Impiccini (CIMAR), por la realización de los análisis e informes de DRX.
- Al Dr. Clemente Recio (Univ. de Salamanca) por su preciada colaboración en la obtención de los análisis de Isótopos Estables y su permanente disposición a contestar mis dudas.
- A los Dres. Colombo Tassinari, (Univ. Sao Pablo) y Sol O'Leary por el procesamiento de las muestras y análisis isotópicos y dataciones de las rocas ígneas.
- A los Dres. Leopoldo López Escobar (Univ. Concepción, Chile) y Pablo González (CIG), por sus críticas y sugerencias que enriquecieron el capítulo de IV.
- Al Dr. Alberto Arrospide por el obsequio de las fotografías aéreas del sector de Vegas Peladas y Arroyos Las Minas.
- Al Dr. Ramiro López por la revisión del capítulo III y excelentes observaciones.
- Al Dr. Lawrence Meinert, por sus aportes en la temática de las mineralizaciones asociadas a skarns y también por sus correcciones de la escritura en inglés del abstract.

ÍNDICE

	Páginas
RESUMEN	1-4
ABSTRACT	5-8
CAPÍTULO I	9-27
Objetivos y metodología de trabajo	
Objetivos	
Metodología	
CAPÍTULO II	28-54
Geología regional. Control estratigráfico y estructural de las manifestaciones y depósitos de Fe, Fe-Cu y Cu (Ag) asociados a skarns del SO Mendoza	
Introducción	
Características generales de las manifestaciones	
Controles litológicos y estructurales	
Discusión y Conclusiones	
CAPÍTULO III	55-75
Geología y estructura del área de Vegas Peladas	
Introducción	
Distribución y Cronología	
Estructura	
Discusión y Conclusiones	
CAPÍTULO IV	76-120
Los cuerpos ígneos Neógenos del Cerro de Las Minas: Geología, Petrografía y Geoquímica. Comparación con otros cuerpos ígneos Terciarios de la Cordillera Principal	
Introducción	
Geología y petrografía de los cuerpos ígneos	
Composición química	
Composición isotópica	
Discusión	
Conclusiones	

CAPÍTULO V **121-220**

Los skarns de Fe de Vegas Peladas: características geológicas, mineralógicas y distribución de las paragénesis minerales.

Introducción

Skarn de hierro vinculado al plutón diorítico

Skarn de hierro vinculado al plutón granítico

Alteración del plutón granodiorítico.

Alteración asociada a los diques andesíticos

Discusión

Conclusiones

CAPÍTULO VI **221-267**

Geoquímica de los fluidos hidrotermales

Introducción

Análisis de las inclusiones fluidas

Análisis de los isótopos estables

Discusión

Conclusiones

CAPÍTULO VII **268-286**

Modelo Genético de los skarns de Fe de Vegas Peladas

Introducción

Condiciones de formación del skarns de Fe Vegas Peladas

Conclusiones

CAPÍTULO VIII **287-303**

Comparación con el Skarn de Fe Hierro Indio

Introducción

Características del skarn de Fe Hierro Indio

Comparación entre los skarns de Fe : Vegas Peladas y Hierro Indio

Consideraciones finales guías para la exploración

CAPÍTULO IX **304-308**

Logros

RESUMEN

El prospecto de hierro Vegas Peladas (35° 20' LS - 69° 56' LO) es una de varias manifestaciones de Fe, Fe-Cu, Cu (Ag) hospedadas en las rocas sedimentarias mesozoicas ricas en carbonatos y asociadas a los plutones terciarios de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (34-36° LS; Cordillera Principal, SO de Mendoza). Este prospecto está alojado en las rocas sedimentarias marinas de las Formaciones Puchenque (450 m) y Calabozo (50-100 m) que afloran en ambos márgenes del arroyo Vegas Peladas. La primera consiste en intercalaciones de arcilitas, limolitas, lutitas calcáreas y areniscas con cemento calcáreo, y la segunda es un *mudstone-wackestone* homogéneo. En el margen NE del arroyo, sobre estas unidades se apoya en discordancia erosiva y/o falla los niveles de yeso de la Formación Auquilco. Las unidades sedimentarias han sido afectadas por el tectonismo andino e intensamente intruidas por la siguiente secuencia ígnea: (1) un plutón diorítico, (2) un plutón granodiorítico, (3) un plutón granítico, (4) diques y filones capa andesíticos. La presencia de abundantes xenolitos de diorita (50 %) dentro del plutón granodiorítico y las evidencias texturales de flujo plástico, sugieren que hubo mezcla física con intercambio químico localizado entre los magmas diorítico y granodiorítico. La isocrona obtenida a partir de las relaciones Rb-Sr en roca total y en la biotita dio una edad de 15.19 ± 0.24 Ma para el plutón granodiorítico, con relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales de $0,704351 \pm 0,000044$. Las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de los tres plutones son concordantes con una fuente mantélica para estas rocas calcoalcalinas y metaluminosas, con escasa contaminación cortical.

Se cartografió alteración hidrotermal asociada a los cuatro eventos intrusivos. Sin embargo, la más importante desde el punto de vista metalogénico consiste en un skarn de Fe vinculado al plutón diorítico y una aureola de hornfels y mármol producto del metamorfismo de las Fs. Puchenque y Calabozo, respectivamente. El skarn está formado por un exoskarn progradante constituido por una *zona interna* de piroxeno + magnetita + cuarzo ó granate ($\text{And}_{31-89} \text{Py}_{0,34-2} \text{Grs}_{68-8,8} \pm$ cuarzo y una *zona intermedia* maciza de granate ($\text{And}_{38-51} \text{Py}_{1-2} \text{Gr}_{61-47} \pm$ piroxeno o venas de granate ($\text{And}_{96,2-100} \text{Py}_{0,0-0,08} \text{Grs}_{0,0-3,7} \pm$ clinopiroxeno ($\text{Di}_{24-70} \text{Jo}_{4,1-0,7} \text{Hd}_{72-29,3}$). Los bordes del plutón presentan alteración incipiente y selectiva de actinolita \pm clorita \pm calcita \pm ortoclasa \pm epidoto y una alteración maciza de ortoclasa + cuarzo de escaso desarrollo. Datos de inclusiones fluidas (IF) indican que estas zonas se formaron a 3,3 km de profundidad, bajo presiones litostáticas de 877,5 bares, a expensas de fluidos salinos (>50% NaCl eq. con NaCl \pm KCl \pm FeCl_n \pm hematita) de alta temperatura (670°-400°C) que coexistían con vapor de baja densidad. Bajo estas condiciones de presión y temperatura, es probable que fluido y vapor se hayan formado por la inmiscibilidad de fluidos magmáticos de salinidad baja a moderada (6-8

% en peso NaCl eq.) que exsolvían del plutón diorítico aún no solidificado completamente. Los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ 7,23-8,53 ‰) del agua en equilibrio con el granate del exoskarn indican fluidos de origen magmático. La zonación mineralógica del exoskarn refleja diferencias en la solubilidad de los elementos químicos ($\text{Si} > \text{Mg}, \text{Fe} > \text{Al}$) en los fluidos hidrotermales. Durante este estadio inicial y por la interacción continua con la caja, los fluidos redujeron isobáricamente sus temperaturas (de hasta $\sim 250^\circ\text{C}$).

Superpuestas a las zonas del exoskarn se reconocieron las siguientes paragénesis retrógradas: 1) epidoto + magnetita \pm cuarzo que reemplaza la *zona interna*; 2) epidoto \pm cuarzo \pm albita que reemplaza a la *zona intermedia* maciza de granate \pm piroxeno, y 3) anfíboles \pm cuarzo \pm feldespato \pm epidoto que reemplaza a las venas de la *zona intermedia* y cortan a los hornfels en *zonas distales*. En el plutón diorítico, un borde de endoskarn de epidoto \pm cuarzo \pm anfíbol \pm pirita de pocos centímetros reemplaza a las alteraciones previas junto con venas y vetillas de anfíbol \pm cuarzo \pm magnetita \pm epidoto \pm feldespato más ubicuas.

La mineralización de hierro -magnetita, hematita especular y mushketovita- está principalmente asociada a las paragénesis retrógradas. En el endoskarn, la magnetita está en contacto y equilibrio con cuarzo, epidoto y anfíbol y en la zona interna del exoskarn, con clinopiroxeno \pm cuarzo. Pero en los afloramientos de hierro de mayores dimensiones (hasta 32 x 4,5 m), la magnetita está en equilibrio con epidoto \pm cuarzo reemplazando a las zonas internas del exoskarn. Esta magnetita contiene entre 83 y 88 % de $\text{FeO}_{\text{total}}$. La mayor parte de la hematita especular se presenta en equilibrio con epidoto + cuarzo en cuerpos masivos (de hasta 4 x 1 m) reemplazando a las zonas intermedias del exoskarn. La mineralización de Fe más distal rellena venas de varios metros de longitud por 5 a 40 cm de espesor, que presentan zonación: un núcleo de mushketovita o especularita y salbandas de hornblenda magnésica + actinolita \pm epidoto \pm cuarzo. La mushketovita (que reemplaza a especularita) es más rica en hierro (entre 93.5 y 95%) que la magnetita temprana.

Datos microtermométricos de IF en cuarzo indican que la precipitación de los óxidos de hierro junto con los minerales retrógrados se produjo bajo presiones hidrostáticas de 325 a 125 bares a expensas de fluidos aún salinos (41,6-23 % NaCl eq.) y temperaturas variables entre 420° y 320°C . Este cambio en el régimen de presiones fue inducido por las sobrepresiones producto de la exsolución continua de volátiles del magma y el sellado de los conductos de circulación de los fluidos por silicatos, con el consecuente fracturamiento del skarn ya formado y la ebullición del fluido. Bajo estas condiciones de presión hidrostática, el aumento de la permeabilidad permitió el ingreso de fluidos externos (aguas de formación \pm aguas meteóricas?) al sistema hidrotermal que se mezclaron con los fluidos magmáticos a medida que se enfriaban provocando

la inestabilidad de los silicatos del exoskarn previo y el inicio de su reemplazo por minerales hidratados, cuarzo y los óxidos de hierro, que también rellenaron fracturas, venas y huecos y precipitaron masivamente.

El rango de valores $\delta^{18}\text{O}$ (~ 5 -13‰) determinados para el fluido en equilibrio con magnetita, indica cierta influencia de fluidos externos, tales como aguas de formación con altos valores $\delta^{18}\text{O}$ de la secuencia sedimentaria. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim 4,67$ -6,69 ‰) del fluido en equilibrio con la ferropargasita, su textura y composición química, indican que este mineral es temprano entre los minerales de las paragénesis retrógradas. La tendencia hacia valores de $\delta^{18}\text{O}$ más bajos que los anteriores en el fluido en equilibrio con el epidoto ((-0,55)-3,67‰), con el cuarzo ((-2,54)-4,31‰) y con la actinolita ((-0,55)-3,67 ‰) de estas zonas retrógradas, puede obedecer a la disminución de la temperatura luego de la ebullición y/o a la mezcla parcial con aguas meteóricas.

Los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ (-0,49)-3,47 ‰) del agua en equilibrio con el epidoto del endoskarn, indican que el endoskarn de epidoto \pm cuarzo \pm anfíbol \pm piritita y las venas de magnetita anfíbol \pm epidoto \pm cuarzo \pm feldespatos se formaron bajo similares condiciones físico-químicas que las paragénesis retrógradas del exoskarn. En este estadio retrógrado, las zonas externas colapsaron hacia abajo y el interior del sistema, en una secuencia inversa a la que siguieron las zonas progradantes durante su formación y los fluidos que generaron las paragénesis retrógradas en el exoskarn, gradualmente invadieron el corazón del sistema hidrotermal.

Venillas tardías de feldespatos \pm epidoto \pm cuarzo \pm calcita \pm titanita \pm clorita \pm piritita cortan a las paragénesis progradantes y retrógradas y a los hornfels y mármol a través de los planos de debilidad. IF analizadas en la calcita indican su formación a expensas de fluidos con temperaturas (165-315°C) y salinidades (8,41 y 13,51 % de ClNa eq.) más bajas que los anteriores. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ para el agua en equilibrio con el epidoto (-4,66) - (-0,19) ‰ y con la calcita ((-3,9) (-2,68)‰), sugieren la mezcla y dilución de los fluidos magmáticos con aguas meteóricas (con dominancia de las últimas) durante el enfriamiento y el colapso final del sistema hidrotermal.

Otro evento metasomático con skarn de Fe está asociado al plutón granítico y sus diques riolíticos y está compuesto por: 1) una aureola de hornfels de sólo escasos metros de extensión y superpuesta a la anterior; 2) un skarn *interno* de granate ($\text{And}_{30-81} \text{Py}_{0,6-0} \text{Gr}_{69-19}$) \pm piroxeno ($\text{Di}_{82-93} \text{Jo}_{3,7-1,7} \text{Hd}_{14-5,1}$) con abundante escapolita; (Me_{28-36}); 3) un exoskarn de escapolita \pm clinopiroxeno ($\text{Di}_{18,5-4,1} \text{Jo}_{8,8-2,2} \text{Hd}_{74-93,7}$) superpuesto a los hornfels; 4) un exoskarn de granate

(And_{10,5-83,1} Py_{0,72-1,4} Grs_{89-15,49}) ± piroxeno (Di_{42,6-96} Jo_{2,6-1,27} Hd_{54,8-2,73}) *distal*; 5) venas de escapolita (Me₂₅₋₃₆) ± ferroactinolita ± pirita retrógradas que cortan a las paragénesis previas; 6) alteraciones tardías representadas por venas de mushketovita y mushketovita ± calcita que reemplazan las *zonas internas* del skarn y 7) epidoto + calcita + titanita ± cuarzo ± clorita y pirita que reemplaza también las *zonas más externas*. La intrusión del plutón granítico aumentó la temperatura de la roca de caja adyacente (>550°C) y generó también fluidos salinos + vapor por inmiscibilidad, capaces de disolver los minerales ricos en Fe del skarn previo y transportar el Fe en solución para luego precipitar con el enfriamiento. Este segundo evento metasomático es de menor magnitud y de poca importancia metalogénica.

La comparación entre los skarns de Vegas Peladas y el skarn de Hierro Indio localizado también en el SO de Mendoza, permitió establecer que ambos presentan alteraciones en las rocas ígneas y sedimentarias y mineralización de hierro similares a las establecidas para los depósitos de Fe en skarn cálcicos. La presencia de varios eventos ígneos en Vegas Peladas emplazados a mayor profundidad que el plutón de Hierro Indio y sus diques cogenéticos, puede ser la causa de su alteración-mineralización más compleja y más rica en variedades de paragénesis minerales y procesos hidrotermales involucrados en sus génesis.

Los trabajos previos asignaban a los skarns de Fe del SO mendocino una edad Paleógena. Sin embargo, las dataciones efectuadas en los últimos años y esta investigación, demuestran que los skarns de hierro están asociados a los plutones, diques y filones capa menos diferenciados, del voluminoso y ubicuo magmatismo del Mioceno superior (Andesita Huincán). Estas rocas ígneas neógenas derivan de magmas primitivos originados en el manto y presentan escasa a nula contaminación cortical y sus emplazamientos estuvieron controlados estructuralmente. De manera tal que, en la intersección de los lineamientos principales, zonas de corrimientos y charnelas de pliegues de los sectores pobremente explorados, estas rocas pueden hospedar mineralizaciones de hierro asociadas a skarns. La abundancia de anfíbol y magnetita primaria en estas rocas ígneas y en los skarns les confieren una fuerte respuesta magnética, lo cual es importante desde el punto de vista prospectivo. La distribución de las alteraciones tempranas en las rocas ígneas asociada con los skarn de Fe y su zonación mineralógica hacia el contacto con el protolito sedimentario y las venillas tardías en los protolitos sedimentarios y hornfels, pueden ser guías útiles en la exploración de zonas con exposiciones parciales de la mineralización de hierro o bien donde permanece oculta.

ABSTRACT

The Vegas Peladas iron prospect (35° 20' SL - 69° 56' OL) is one of several Fe, Fe-Cu, Cu (Ag) deposits hosted in the Mesozoic carbonate-rich, sedimentary rocks that are associated with Tertiary intrusions of the Malargüe Fold and Thrust Belt (34-36° SL; Cordillera Principal, SW of Mendoza). The Vegas Peladas iron prospect is hosted in the marine sedimentary rocks of the Puchenque (450 m) and Calabozo (50-100 m) Formations that crop out along both margins of the Vegas Peladas Creek. The Puchenque F. consists of intercalations of calcareous claystone, siltstone, shale and sandstone with calcareous cement and the Calabozo F. is a homogeneous mudstone-wackestone. On the NE side of the creek, the gypsum of the Auquilco Formation unconformably overlies these units. The sedimentary units have been affected by Andean tectonism and have been intruded by the following igneous sequence: 1) diorite pluton; 2) granodiorite pluton; 3) granite pluton; 4) andesite dikes and sills. The presence of abundant diorite xenoliths within the granodiorite pluton and the textural evidence of plastic flow suggest that mingling with local chemical exchange occurred between the diorite and granodiorite magmas. Rb-Sr isochrons yielded an age of 15.19 ± 0.24 Ma for the granodiorite pluton with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of 0.704351 ± 0.000044 . The $^{47}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are consistent with a mantle source for these calc-alkaline, metaluminous rocks with little crustal contamination.

Hydrothermal alteration and mineralization occur in the contact of the four intrusive types. Nevertheless the most important metalogenetic event is an Fe skarn with a wide contact metamorphic aureole (hornfels-marble) that has replaced the Puchenque and Calabozo Formations at the contact with the diorite pluton. The skarn consists of a prograde zoned exoskarn, with an *inner* pyroxene + magnetite + quartz or garnet ($\text{And}_{31-89} \text{Py}_{0.34-2} \text{Grs}_{68-8.8}$) ± quartz zone and an *intermediate* garnet ($\text{And}_{38-51} \text{Py}_{1-2} \text{Gr}_{61-47}$) ± pyroxene massive zone with garnet ($\text{And}_{96.2-100} \text{Py}_{0.0-0.08} \text{Grs}_{0.0-3.7}$) ± pyroxene ($\text{Di}_{24-70} \text{Jo}_{4.1-0.7} \text{Hd}_{72-29.3}$) veins. The diorite margin has incipient and selective actinolite ± chlorite ± calcite ± orthoclase ± epidote alteration and a thin massive orthoclase + quartz envelope. Based on the fluid inclusion (FI) data, these zones were formed at depths of 3.3 km under lithostatic pressure of 877.5 bars, by brines (>50% NaCl eq. with NaCl ± KCl ± FeCl_n ± hematite) with high temperatures (670-400°C); these brines coexisted with vapour of low density. Under these pressures and temperatures, it is likely brines and vapours were formed by immiscibility of a low to moderate salinity magmatic fluids (6-8 % en peso NaCl eq.) that exsolved from the still crystallizing diorite pluton. The isotopic data ($\delta^{18}\text{O}$ 7.23-8.53 ‰) of the water in equilibrium with the inner garnet zone of the exoskarn indicates the presence of fluids of magmatic origin. The mineralogical zonation of the exoskarn reflects

differences in the solubility of chemical elements ($\text{Si} > \text{Mg}$, $\text{Fe} > \text{Al}$) in the hydrothermal fluids. During this early stage, the continuous interaction with the wall rock, reduced isobarically the temperature of the brines (up to $\sim 250^\circ\text{C}$).

Superimposed on the prograde exoskarn zones the following retrograde assemblages were recognized: 1) epidote + magnetite \pm quartz that replace the *inner zone*; 2) epidote \pm quartz \pm albite that replace the massive *intermediate zone* of garnet \pm pyroxene and 3) amphibole \pm quartz \pm feldspar \pm epidote that replace the veins of the intermediate zone and cut hornfels in *distal zones*. In the diorite pluton, an epidote \pm quartz \pm amphibole \pm pyrite endoskarn, a few centimetres wide, replaces early alteration together with widespread veins and veinlets of amphibole \pm quartz \pm magnetite \pm epidote \pm feldspar.

The iron mineralization -magnetite, specular hematite and mushketovite- is mainly associated with retrograde mineral assemblages. In the endoskarn, the magnetite is in contact and equilibrium with epidote, quartz and amphibole. In the inner zone of the exoskarn, it is in equilibrium with clinopyroxene \pm quartz. But the major iron outcrops (up to 32 x 4.5 m), consist of magnetite in equilibrium with epidote \pm quartz replacing the inner zone of the exoskarn. This magnetite contains between 83 to 88 % of $\text{FeO}_{\text{total}}$. Specular hematite is in equilibrium with epidote + quartz, forming massive bodies (up to 4 x 1 m) that replace the intermediate zones of the exoskarn. Distal Fe mineralization fills veins several meters long and 5 to 40 cm thick with a core of mushketovite or specularite and magnesio-hornblende + actinolite \pm epidote \pm quartz selvages. The mushketovite (that replace the specularite) has more iron (93.5 y 95% $\text{FeO}_{\text{total}}$) than earlier magnetite.

FI in quartz indicate that iron oxides and retrograde minerals precipitated under hydrostatic pressures of 325 to 125 bars from saline (41.6-23 % NaCl eq.) fluids at temperatures between 420°C and 320°C . This change in the pressure regimen was induced by exsolution of volatiles from the magma, sealing of conducts by silicate mineral precipitation, and consequent fracturing of the exoskarn and boiling of the fluids. Under hydrostatic pressures, the increase of permeability allowed the infiltration of external fluids (formations water \pm meteoric water?) to the hydrothermal system, their mixing with the magmatic fluids and cooling, promoting early silicate mineral instability and their replacement by hydrous minerals, quartz and the massive precipitation of most iron oxides, that also filled fractures, veins and cavities.

The $\delta^{18}\text{O}$ (~ 5 -13‰) values obtained for a fluid in equilibrium with magnetite, suggest external influence, like formation waters with high $\delta^{18}\text{O}$ values of the sedimentary sequence. The $\delta^{18}\text{O}$ (~ 4.67 -6.69 ‰) values of the fluid in equilibrium with ferropargasite, its texture and chemical composition, indicate that this mineral is early among the retrograde minerals

assemblage. The trend toward lower $\delta^{18}\text{O}$ values in the fluid in equilibrium with retrograde epidote ((-0.55)-3.67‰), quartz ((-2.54)-4.31‰) and actinolite ((-0.55)-3.67 ‰) than the previous assemblages might be due to a temperature decrease after boiling and/or an influx of meteoric water into the system.

The isotopic data of water in equilibrium with epidote of the endoskarn, indicates that epidote \pm quartz \pm amphibole \pm pyrite and the veins of amphibole \pm magnetite \pm epidote \pm quartz \pm feldspar were formed under similar physical-chemical conditions as the retrograde mineral assemblages of the exoskarn. In this retrograde stage, the external zones collapsed downward and inside the hydrothermal system, in a reverse sequence that followed the prograde zones during their formation, and fluids that generated the retrograde paragenesis in the exoskarn, gradually invaded the heart of hydrothermal system.

Later feldspar \pm epidote \pm quartz \pm calcite \pm titanite \pm chlorite \pm pyrite veins cut all the prograde and retrograde assemblages and hornfels and marble. FI in calcite indicate fluids with lower temperatures (165-315°C) and salinities (8.4 y 13.5 % of NaCl eq.) than previous stages. The $\delta^{18}\text{O}$ values for the water in equilibrium with this epidote (-4.66) - (-0.19) ‰ and calcite ((-3.9) (-2.68) ‰), suggest mixing and dilution of pervious fluids with meteoric water (with a dominance of the later) during cooling and collapse of the hydrothermal system.

Another metasomatic event formed an Fe skarn in association with the granite pluton and associated rhyolitic dikes. This skarn consist of: 1) a hornfels aureole a few meters wide; 2) an inner garnet ($\text{And}_{30-81} \text{Py}_{0.6-0} \text{Gr}_{69-19}$) \pm pyroxene ($\text{Di}_{82-93} \text{Jo}_{3.7-1.7} \text{Hd}_{14-5.1}$) exoskarn zone with abundant scapolite (Me_{28-36}); 3) an intermediate scapolite \pm clinopyroxene ($\text{Di}_{18.5-4.1} \text{Jo}_{8.8-2.2} \text{Hd}_{74-93.7}$) zone that cut the hornfels; 4) a distal garnet ($\text{And}_{10.5-83.1} \text{Py}_{0.72-1.4} \text{Grs}_{89-15.49}$) \pm pyroxene ($\text{Di}_{42.6-96} \text{Jo}_{2.6-1.27} \text{Hd}_{54.8-2.73}$) zone; 5) veins of scapolite (Me_{25-36}) \pm ferroactinolite \pm pyrite cut the previous alterations; 6) mushketovite and mushketovite \pm calcite veins cut the inner zones of the exoskarn, and 7) epidote + calcite + titanite \pm quartz \pm chlorite and pyrite also replace the distal zone. The intrusion of the granite pluton increased the temperature of the adjacent wall rock (>550°C) and generated saline fluids and vapour by immiscibility that caused dissolution of Fe from previous skarn. These brines carried Fe in solution and, when cooled, precipitated it as iron oxides. This second metasomatic event is minor in magnitude and has little metallogenic importance.

The Vegas Peladas and Hierro Indio Fe skarns, located in southern Mendoza, present similar alteration and mineralization styles to world-class iron calcic skarns. The presence of several intrusive events in Vegas Peladas, located deeper than the Hierro Indio plutons, can

explain its wider alteration envelope with several minerals assemblages and hydrothermal processes.

Previous works assigned a Palaeogene age to the Fe skarns of southern Mendoza. New ages and the present study demonstrate that the iron skarns are associated with the least differentiated plutons, dikes and sills of the voluminous and ubiquitous magmatism of the Upper Miocene (Andesita Huincán). These Neogene igneous rocks derived from primitive magmas originated in the mantle, with little to no crustal contamination; their emplacement was structurally controlled. Thus, these plutons at the intersection of the main lineaments, thrusts, and fold cores in poorly explored areas, can host iron mineralization in associated skarn. The abundance of primary amphibole and magnetite in these igneous rocks and in the skarn gives them a strong magnetic response which is important from a prospective point of view. The earlier assemblage's distribution in the igneous rocks associated with the iron skarn and their mineralogical zonation toward the sedimentary protolith contacts can be used as an exploration guide, in regions with poor exposure or without outcrops.

CAPÍTULO I

OBJETIVOS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO



ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

El prospecto de hierro “Vegas Peladas” (35° 20' LS - 69° 56' LO) es una de las numerosas manifestaciones con características de skarn de Fe y Fe-Cu hospedadas en rocas sedimentarias mesozoicas ricas en carbonatos. Genéticamente, estas manifestaciones metálicas están asociadas a plutones dioríticos y graníticos terciarios, emplazados en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (34-36° LS - Cordillera Principal, SO de Mendoza). La mayoría de los estudios sobre estas manifestaciones fueron realizados en décadas pasadas por la Dirección General de Fabricaciones Militares ([Barrio Nuevo y Elizalde, 1950](#); [Barrionuevo, 1953](#); [Elizalde y González Laguinge, 1954](#); [La Rocque, 1964](#); [Dirección General Fabricaciones Militares, 1969](#); [Bonfils, 1972](#); [Zanettini, 1984](#), entre otros), por Naciones Unidas (1970) y [Arrospide \(1972\)](#) quien investigó la mena de hierro asociado al skarn de Vegas Peladas.

El conocimiento acerca de la mayoría de estas manifestaciones es dispar. En las localidades donde fueron descritas las concentraciones metálicas asociadas a skarns, la información fue publicada sumariamente y data de muchos años. El objetivo de estos estudios fue la evaluación de las concentraciones ferríferas o cupríferas, por lo que los sistemas no fueron investigados en su totalidad. La gran mayoría de estos trabajos carece de un estudio geológico-metalogenético moderno, por ejemplo, no se cuenta con cartografía detallada de la zonación de los skarns, desde el contacto con el intrusivo hasta el límite externo, en el contacto con las rocas sedimentarias frescas. Hasta el presente son escasas las investigaciones en las que se han empleado técnicas analíticas modernas en su estudio (microanálisis por sonda electrónica, microtermometría de inclusiones fluidas, análisis de isótopos estables, geoquímica de superficie detallada), que permiten clasificar este tipo de depósitos minerales, conocer el tamaño de la alteración, las características del sistema hidrotermal y su potencial metálico.

También es escaso el conocimiento acerca de las características de las rocas ígneas vinculadas a estos skarns. Varios trabajos han demostrado que en los skarns mineralizados, los metales económicamente explotables varían sistemáticamente en función de la composición de las rocas ígneas asociadas a ellos.

De los numerosos interrogantes sobre las manifestaciones metálicas asociadas a skarns de la Cordillera Principal que aún persisten sin resolver, hay aspectos importantes que deben dilucidarse para la elaboración de los modelos genéticos y con ellos la evaluación del potencial metálico. Para el desarrollo de la tesis de doctorado, se seleccionó una de las áreas más favorables para estudiar en detalle un skarn de Fe, elaborar su modelo genético que puede ser empleado con posterioridad en las síntesis regionales y en la evaluación de otras manifestaciones

poco expuestas. El área es de fácil acceso y presenta buenos afloramientos de alteraciones y mineralizaciones en las rocas ígneas y en las rocas sedimentarias para cumplir con objetivos específicos que se detallan a continuación:

- Evaluar y realizar una síntesis de las características más relevantes que presentan las concentraciones metálicas del sudoeste de Mendoza, definidas previamente como de origen metasomático o de contacto, en el contexto de la geología regional y destacando el control estructural y litológico en su distribución espacio-temporal.

- Describir la geología y estructura del sector de estudio poniendo énfasis en las unidades sedimentarias hospedantes de las alteraciones de skarns con mineralización de Fe. En ellas realizar un análisis de mayor detalle para determinar la variabilidad litológica lateral y vertical, así como también acotar su posición estratigráfica y definir las zonas de estas unidades que más probablemente pudieron haber sido reemplazada por los minerales de skarn.

- Analizar las características geológicas y petrográficas de las unidades ígneas asociadas al skarn de Fe, sus relaciones de corte y modo de emplazamiento. Caracterizar químicamente los diferentes cuerpos ígneos, compararlos con las rocas ígneas neógenas y paleógenas genéticamente vinculadas a skarns mineralizados de la Cordillera del SO de Mendoza y NO de Neuquén, y con las rocas ígneas del arco volcánico cuaternario de los Andes del Sur (34.5°-37° LS).

- Realizar una cartografía detallada de las alteraciones y perfiles transversales a los contactos roca ígnea - protolito sedimentario y establecer las variaciones (mineralógicas, físicas y químicas) espaciales y temporales y su relación con los cuerpos ígneos cartografiados.

- Caracterizar los fluidos hidrotermales vinculados a la formación de la mineralización de Fe, conocer los procesos físico-químicos que intervinieron en la formación del depósito, las fuentes de los fluidos y las condiciones que favorecieron la precipitación del hierro.

- Comparar el skarn de Fe analizado con otros skarns de Fe de la Cordillera Principal del SO de Mendoza y con los skarns de Fe de clase mundial.

- Concluir esta investigación con el desarrollo de un modelo geológico-metalogenético para los skarns de Fe.

METODOLOGÍA

En primer lugar se realizó la recopilación de los antecedentes de 23 manifestaciones metálicas asociadas a skarn ubicadas en la Cordillera Principal del SO de Mendoza (34°-36°LS), para evaluar la magnitud de los afloramientos, la complejidad geológica y la dificultad de acceso a estas manifestaciones. Con esta información se seleccionó el prospecto “Vegas Peladas” por constituir un excelente ejemplo de un sistema de skarn de Fe, con características geológicas y metalogenéticas poco conocidas y para el cual los antecedentes más modernos se remontan a décadas pasadas (Arrospide, 1972).

Tratamiento de la imagen satelital y fotografías aéreas

Previo al trabajo de campo, se confeccionó un mapa base geológico-metalogenético integrando la cartografía existente (Arrospide, 1972; Carta Topográfica Arroyo Las Minas, IGM, 1974; Hoja Geológica 28 b, Malargüe, Dessanti, 1978 y el Mapa Geológico-Metalogenético del Orogéno Andino Central, República Argentina, Méndez *et al.*, 1995), a la imagen satelital Landsat Thematic Mapper (TM) – ETM y a las fotografías aéreas (escala 1: 50.000, 7001b: 115-15 a 20, 6911B-37 4990 a 4994). Dado que las fotografías aéreas, los mapas geológicos y la carta topográfica no estaban disponibles en formato digital, se escanearon, geo-referenciaron en coordenadas Gauss Krugüer con datum Campo Inchauspe faja 2 y se rectificaron para eliminar la deformación cónica utilizando el software de procesamiento digital ERMapper 6.1. La geo-referenciación de las fotografías aéreas se realizó a partir de puntos de control (p. ej. cruce de caminos, crestones, intersección de arroyos tomados de la Hoja Topográfica Arroyo Las Minas del IGM (1974). Ello sirvió para realizar un mosaico digital a escala 1:50.000. Con el mismo software se trabajó sobre una imagen Landsat TM-ETM (2001 - 7 bandas espectrales) ya georeferenciada, también en coordenadas Gauss Krugüer con datum Campo Inchauspe faja 2, y se realizaron diferentes combinaciones entre bandas (321, 731 y 427 - Fig. 1-1). Para mejorar el realce de la litología, de las estructuras y alteraciones, se procedió a combinar las bandas 7, 3 y 1 y 4, 2 y 7; se obtuvo un mejor producto con la última combinación y la aplicación de técnicas IHS (Figs. 1-1 y 1-2). Esta nueva imagen TM-ETM-IHS (427) se intentó fusionar con el mosaico de fotografías aéreas para aumentar su resolución espacial de 50 a 25 m, pero no se obtuvieron mejores resultados debido a la falta de puntos de control de campo a nivel regional que generaron deformación en el mosaico de las fotografías aéreas. Este producto final (imagen TM-ETM-IHS) se exportó a Autocad Map 2000 y se empleó para la confección del mapa geológico y topográfico del área, superponiendo en distintas capas la información plani-altimétrica y los datos geológicos y estructurales disponibles. Este mapa se empleó para seleccionar las zonas de interés a relevar en el trabajo de campo. La digitalización de las curvas de nivel en formato dxf,

su corrección según la red hidrográfica actualizada al año 2001 a partir de la imagen satelital, permitió mediante el software ERMapper 6.1 obtener el modelo digital de terreno de la zona de estudio (Figs. 1-3 y 1-4).

Trabajo de campo

Se realizaron tres campañas de 15 días de duración cada una con el objetivo de cartografiar en detalle las unidades geológicas, el diseño del esquema de fracturación de los cuerpos ígneos y de los skarns y las alteraciones-mineralizaciones del prospecto Vegas Peladas. Se levantaron 15 perfiles en zonas con buenos afloramientos de skarns mineralizados, desde la roca ígnea fresca, las distintas zonas del skarn y cuerpos de hierro hasta el contacto con la roca sedimentaria fresca y se procedió a la recolección sistemática de las muestras de cada litología y zonas del skarn. Estos perfiles transversales constituyeron la estructura de muestreo para los futuros estudios petrográficos y químicos.

Trabajos de gabinete y laboratorio

La información de campo -georeferenciada con GPS (Gauss Krugüer, con datum Campo Inchauspe faja 2)- se digitalizó utilizando el software Autocad Map 2000 para completar el mapa geológico y confeccionar las secciones transversales. Se ubicaron las distintas muestras de alteración, de la roca sedimentaria y de las rocas ígneas, así como también de las estructuras, rumbo e inclinaciones medidas y otras observaciones realizadas en el campo. Estas secciones transversales resultaron excelentes para representar las características más importantes de los skarns mineralizados, confeccionar sus modelos genéticos y luego compararlos con los ejemplos mundiales de las distintas clases de depósitos asociados a skarns. En ellas se graficaron la zonación mineralógica del skarn en base a la abundancia de los minerales, la paragénesis mineral en cada zona y la composición de los silicatos más importantes y diagnósticos para esta clase de depósitos (tales como granates y piroxenos) y las mineralizaciones con las respectivas anomalías metálicas.

Estudio de las rocas ígneas

En el laboratorio CIMAR de la Universidad Nacional del Comahue y del Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de La Plata, se analizaron 36 secciones petrocalcográficas de las muestras de las diferentes unidades ígneas cartografiadas con lupa binocular y al microscopio. De todas las muestras extraídas, se seleccionaron las más frescas y

representativas de cada plutón y se enviaron a analizar sus elementos mayoritarios y trazas, incluyendo tierras raras por FRX e ICP-MS al Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo (Brasil), a los laboratorios comerciales Alex Stewart (Assayer) Argentina S.A. y Acme Analytical Laboratories LTD. (Canadá). Para diferenciar los datos de cada laboratorio, se usaron diferentes letras en las tablas correspondientes: normal para Acme Analytical Laboratories LTD, **negrita** para Alex Stewart (Assayer) Argentina S.A y *cursiva* para el Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Paulo. Para clasificar las rocas ígneas se realizó el recálculo de los elementos mayoritarios al 100% en base anhidra. Estos datos fueron procesados en diferentes diagramas que permitieron clasificar las rocas y compararlas con las rocas ígneas asociadas a distintas clases de depósitos de skarn:

1- los elementos mayoritarios permitieron clasificar a las rocas, determinar su grado de alcalinidad y saturación en alúmina, sus tendencias evolutivas.

2- los elementos traza y de las tierras raras fueron volcados en diversos diagramas que permitieron conocer el grado de diferenciación de los plutones vinculados a los skarns.

Para definir la edad de las rocas ígneas, se seleccionaron tres muestras (1 Kg) representativas de cada plutón y se enviaron a datar al Centro de Pesquisas Geocronológicas – Instituto de Geociencias Universidad de Sao Pablo (CPGeo). Una muestra fue datada por medio del método Rb/Sr-roca total y sólo aquellas (2) que contenían suficiente biotita (< 1 gr) para ser separada manualmente, se analizaron por el método $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en biotita. La confección posterior de las isocronas permitió obtener la relación inicial $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$. Estas tres muestras también fueron analizadas en el mismo Laboratorio por Sm (ppm) y Nd (ppm). Esta información junto con la geoquímica de elementos mayoritarios, traza y REE, permitieron determinar las características de la roca fuente. Los análisis Rb-Sr y Sm-Nd fueron preparados por disolución por HF-HNO₃ y la separación de intercambio catiónico por HCl. No se observaron residuos sólidos luego de la disolución y las muestras con disolución incompleta fueron descartadas. Las relaciones isotópicas de Sr fueron normalizadas a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$; las réplicas de los análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el estándar NBS987 dieron un valor medio de 0.710028 ± 0.00006 (2σ), el blanco para Sr fue de 5 ng. Las relaciones de Nd fueron normalizadas a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.72190$. Los promedios de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para los estándares La Jolla y BCR-1 fueron 0.511847 ± 0.00005 (2σ) y 0.512662 ± 0.00005 (2σ) respectivamente. Los análisis isotópicos de Sm y Nd fueron realizados en un multicollector Micromasa VG 354 y un espectrómetro de masas Finnigan-Mat 262, respectivamente. Los datos isotópicos fueron procesados con el programa de Ludwig (1999), los cálculos de edad se basaron en el Modelo 2. Las edades fueron calculadas usando la

constante de decaimiento radioactivo establecida en [Steinger y Jäger \(1978\)](#); para ^{87}Rb fue 1.42×10^{-11} años $^{-1}$ y para el Sm fue 6.54×10^{-12} años $^{-1}$.

Para determinar la composición de los minerales de las rocas ígneas se realizaron análisis químicos con microsonda electrónica en cristales de feldspatos (8), anfíbol (9), magnetita (1), apatita (1) y biotita (4). Las composiciones de los minerales máficos fueron volcadas en diagramas $(\text{Mg})/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ versus Ti para determinar el estado de oxidación las rocas ígneas. Estos análisis fueron realizados mediante una microsonda Cameca modelo Camebax SX 50, en el laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, en España. Las condiciones analíticas fueron las siguientes: aceleración de corriente 20 Kv, intensidad 20 n Á y cristales de LIF.

Estudio del skarn de hierro

Se analizaron 300 muestras mineralizadas y no mineralizadas representativas del skarn que fueron cortadas y pulidas con distintos abrasivos para obtener una mejor visualización de las relaciones entre las distintas alteraciones. Luego, fueron analizadas por medio de lupa binocular para seleccionar los sectores de las muestras para hacer secciones delgadas petrocalcográficas y análisis de DRX en muestras que contenían minerales arcillosos o con tamaños de grano que no permitirían su identificación microscópica. La digitalización de las fetas de roca -utilizando un escaner de escritorio (>300 dpi y formato TIF)- permitió tener siempre un registro preciso de las alteraciones y relaciones de corte entre las diferentes paragénesis y de los sectores seleccionados para realizar los distintos análisis. Se seleccionaron 200 muestras para realizar los estudios petrográficos con luz transmitida y reflejada y 17 muestras para analizarlas con difracción de Rayos- X (Rigaku-DII-Max); estos estudios se realizaron en el laboratorio del CIMAR de la Universidad Nacional del Comahue y en el Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de La Plata. Se seleccionaron las muestras más representativas de las zonas de skarn (endoskarn, exoskarn: zona interna, intermedia y distal) y de los distintos estadios de alteración (tempranos y tardíos), se señaló su ubicación en cada perfil y se determinaron las composiciones químicas de los silicatos y de los óxidos de hierro de las paragénesis determinadas en las muestras con microsonda electrónica. Se determinaron las composiciones químicas de 12 cristales de feldspato, 44 de granate, 6 de anfíbol, 14 de escapolita, 8 de magnetita, 23 de piroxeno, 1 de epidoto y 1 de clorita, en tres laboratorios:

1) Los análisis químicos de granate, piroxeno, anfíbol y feldspatos señalados con letra *cursiva* en las tablas correspondientes se realizaron con una microsonda electrónica Cameca SX

50, en los Servicios Científicos Técnicos de la Universidad de Barcelona, mediante las siguientes condiciones de trabajo: se empleó una tensión de aceleración de 20 kv, y una corriente sobre la muestra de 20 nÁ. Se midió sobre las líneas espectrales K α del Fe y Mn con un cristal LIF; las K α del Mg, Si, Al y Na con un TAP y las K α del Ca, Cr, Ti y K con un PET. Los patrones utilizados fueron ortosa (Si, Al, K), Fe₂O₃ (Fe), periclusa (Mg), wollastonita (Ca), rodonoita (Mn), rutilo (Ti), albita (Na), y Cr₂O₃ (Cr). El analista que operó la microsonda fue el Dr. X. Llovet.

2) Los análisis químicos de anfíbol y mushketovita señalados con **negrita** en las tablas correspondientes, fueron realizados en el Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN), en Belo Horizonte, Brasil. Las condiciones analíticas fueron las siguientes: 15 Kv, 20 nÁ y cristales de TAP, PETJ y LIF, mediante una microsonda electrónica Jeol-JXA-8900 RL WE/ED.

3) El resto de los análisis químicos de granate, piroxeno, anfíbol, escapolita y magnetita, fueron realizados mediante una microsonda Cameca, modelo Camebax SX 100, en el laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, en España. Las condiciones analíticas fueron las siguientes: aceleración de corriente 20 Kv, intensidad 20 nÁ y cristales de LIF.

Los datos obtenidos se presentaron y resumieron en diagramas cartesianos, triangulares y rectangulares, que comúnmente se emplean para expresar las variaciones en la composición de los minerales complejos tales como granates, piroxenos y anfíboles y de esta manera proceder a clasificarlos.

Los métodos de cálculos de las fórmulas minerales y los criterios de clasificación fueron los siguientes:

Granate: el cálculo de la fórmula fue realizado en base a 12 oxígenos, siguiendo el criterio de [Rickwood, 1968](#).

Piroxeno: el cálculo de la fórmula fue realizado en base a 6 oxígenos, siguiendo el criterio de [Morimoto et al., 1988](#).

Anfíbol: el cálculo de la fórmula estructural fue realizado en base a 23 oxígenos, con la estimación del Fe⁺³ siguiendo los pasos especificados en el apéndice 2 de [Leake et al., 1997](#). Para su clasificación se utilizó el límite inferior del Fe³⁺ y los criterios de [Leake et al., 1997](#).

Biotita: el cálculo de la fórmula estructural fue realizado en base a 24 (O, OH, F) y todo el hierro fue considerado como Fe²⁺ y se clasificó siguiendo el criterio de [Deer et al., 1966](#).

Clorita: el cálculo de la fórmula estructural fue realizado en base a 20 (O) y 16 (OH). En este caso para evitar las ambigüedades de las clasificaciones semicuantitativas previas (Foster, 1962; Bayliss, 1975) se han tenido en cuenta las convenciones establecidas por McLeod y Stanton (1984) y las recomendaciones del Subcomité de nomenclatura de cloritas (Bailey, 1980): 1- La razón $Fe/(Fe+Mn+Mg)$ igual a 0,5 se empleó para separar el campo de clinocloro de las chamositas y 2- en ambos grupos las variaciones en la composición debido a sustituciones octaédricas y tetraédricas se identificaron con modificadores al nombre del grupo (p. ej. Clinocloro-Fe, Chamosita-Mg).

Epidoto: el cálculo de la fórmula estructural fue realizado en base a 12 oxígenos y para su clasificación se siguieron los criterios de Deer, et al., 1962.

Escapolita: el cálculo de la fórmula estructural fue realizado en base a 25 (O) y para su clasificación se siguieron los criterios de Deer, et al., 1966.

Apatita: el cálculo de la fórmula estructural fue realizado en base a 24 (O) se siguieron los criterios de Deer, et al., 1966.

Feldspatos: el cálculo de la fórmula estructural fue realizado en base a 32 (O) se siguieron los criterios de Deer, et al., 1966.

La geoquímica de mena se realizó sobre 7 muestras portadoras de la mineralización de hierro (magnetita, mushketovita y especularita) de 100 g cada una, localizadas en diferentes zonas del exoskarn. Todas fueron analizadas por ICP, digestión de agua regia (HCl-HNO₃-HO₂)-100 ml para metales base y preciosos (Grupo 7AR) y por ensayo a fuego para el Au en el laboratorio comercial Acme Analytical Laboratories LTD (Canadá).

Con el objeto de conocer las pérdidas y ganancias relativas que ocurrieron durante el reemplazo de los diferentes protolitos (sedimentarios e ígneos) por la alteración hidrotermal relacionada al plutón diorítico, se realizaron los análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas por el métodos ICP-MS y determinaron los pesos específicos de: 2 muestras de la diorita alterada, 2 de hornfels, 1 del exoskarn prógrado, 3 del exoskarn retrógrado mineralizado y 2 de los protolitos sedimentarios en los laboratorios de Alex Stewart (Assayers) Argentina S.A. Para el cálculo de balance de masas se utilizaron dos métodos: (I) el de MackLean y Kranidiotis (1987) y (II) el de Gresens (1967).

Método I. Este método se basa en que los elementos inmóviles durante la alteración hidrotermal u otros sistemas de interacción agua-roca son concentrados por pérdidas de masa y diluidos por ganancia de masa. La recta obtenida para registros binarios de elementos

magmáticos incompatibles pasa a través del origen dado que estos elementos permanecen inmóviles durante la alteración. La adición de otro material diluye su concentración y los puntos se registran más cerca del origen, la extracción de material los concentra alejándose del origen. Por lo tanto, los elementos inmóviles incompatibles tanto en las rocas frescas como alteradas se registran en una misma línea, manteniendo constante la relación de inter elementos. En este trabajo no fue posible determinar cuales son los elementos inmóviles por el método de registros binarios, pero se ha tomado como inmóvil el Al_2O_3 para los cambios de masa de la diorita fresca a la diorita alterada y el TiO_2 como elemento inmóvil en las alteraciones de exoskarn, puesto que estos elementos son reconocidamente poco móviles en los sistemas de tipo skarn (Meinert *et al.*, 2005). A partir de estos elementos se calcularon los cambios de masa que son directamente proporcionales a la concentración del elemento monitor en la roca protolítica en comparación con su concentración en la muestra alterada.

La composición reconstruida (C-R) = $\% c_n^A * M(\text{protolito}) / M(\text{roca alterada})$

Donde c_n^A es la fracción en peso del componente n en la roca alterada y M la fracción en peso del elemento monitor inmóvil. Cuando la suma de los componentes analizados del protolito es llevada al cien por ciento la adición o sustracción es equivalente al porcentaje en peso de los cambios de masa. Así las pérdidas y ganancias para los distintos componentes, se resuelven como la diferencia entre el protolito y la composición reconstruida para la roca alterada.

Método II. Este método utiliza los análisis químicos y la densidad de las rocas inalteradas y de las rocas afectadas por el metasomatismo para calcular las pérdidas y ganancias de sus elementos constituyentes, como así también los cambios volumétricos.

Se define como factor volumétrico (Fv) al valor por el cual el volumen de sólido de una roca inalterada (I) debe ser multiplicado para obtener el volumen ocupado por una roca alterada (A). Si $Fv = 1$ entonces el reemplazo se produce volumen por volumen, si es mayor a 1, el reemplazo se produce con un aumento de volumen y si es menor a 1, habrá una pérdida volumétrica.

Las pérdidas y ganancias para cada elemento X_n se obtienen a través de la siguiente fórmula

$$X_n = (Fv * (gA/gI)c_n^A - c_n^I) * 100 \quad (1)$$

Donde gI es la densidad de la roca inalterada; c_n^I es la fracción en peso del componente n en la roca I; gA es la densidad de la roca alterada y c_n^A es la fracción en peso del componente n en la roca A. De tal modo el problema se reduce a n ecuaciones (una por cada componente

analizado) con $n+1$ variables (F_v y X_n); para resolver el problema se asume que el reemplazo se produce volumen por volumen siendo $F_v = 1$, o que uno de los componentes se comporta como elemento inmóvil siendo $X_n = 0$, pudiendo resolver los cambios volumétricos y las pérdidas y ganancias para el resto de los componentes de la roca. Para determinar el F_v promedio se realizan gráficos de X_n versus Factor de volumen (arbitrarios tales como 0,6; 1 y 1,4) y se saca el promedio de los Factores de volumen donde varias líneas cortan simultáneamente la línea de $X_n = 0$ (ni pérdida ni ganancia de componente). Los componentes promedios se comportan relativamente inmóviles para el factor volumétrico elegido.

Analíticamente puede ser resuelto con la siguiente fórmula:

$$F_v = c_n^I / c_n^A * (gA/gI) \quad (2)$$

Una vez obtenido el posible valor para F_v se resuelve la fórmula (1) y se escribe la reacción de la alteración completa.

Los resultados de ganancias y pérdidas obtenidos por ambos métodos se representaron en gráficos de barras para su mejor lectura e interpretación.

Los elementos de tierras raras (ETR) de estas rocas también fueron analizados en el mismo laboratorio para ser volcados en gráficos normalizados a Chondritos y comparar sus patrones de ETR con los de los protolitos frescos.

Los estudios de inclusiones fluidas en minerales específicos del skarn son particularmente útiles para documentar la variación en la evolución espacial y temporal de los fluidos formadores del skarn y proveen evidencia directa de los cambios de temperatura y salinidad entre los eventos progradantes y retrógrados. Para ello, se realizaron mediciones microtermométricas en 340 inclusiones fluidas hospedadas en varios minerales pertenecientes a distintos estadios de formación del skarn (granate, piroxeno, cuarzo y calcita,). Estas mediciones fueron obtenidas en secciones doblemente pulidas (30-100 μm de espesor). Los estudios termométricos de las inclusiones fluidas se realizaron en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, en Bahía Blanca, con una platina Linkam computarizada que permite operar en el rango de -180° a $+600^\circ\text{C}$ por una combinación de un sistema de enfriamiento por nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50 con oculares $\times 10$ y $\times 25$ y objetivo Leitz UTK50/0.63. La platina fue calibrada con sustancias estándares puras, con punto de fusión conocido, desde $+400^\circ\text{C}$ hasta el punto de fusión del hielo, a 0°C . En el rango de baja temperatura se midió el punto triple del CO_2 ($-56,6^\circ\text{C}$) utilizando

inclusiones naturales de CO₂ puro de la localidad de Calanda, Suiza y el punto triple del H₂O, con agua destilada. Por razones de seguridad dicha platina se utiliza hasta 550°C.

Las muestras de inclusiones fluidas en granate y piroxeno que presentaron temperaturas de homogeneización mayores a 550°C, se enviaron al Laboratorio de Inclusiones Fluidas del Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN), Belo Horizonte, en Brasil, para ser medidas en una platina Wetzlar Heating Stage 1350 para inclusiones fundidas con un sistema de control Heinzinger 16-30. Esta información fue integrada y representada en histogramas de frecuencias y diagramas de salinidades versus temperaturas que facilitaron la interpretación de la evolución espacial y temporal de los fluidos hidrotermales, determinar los procesos físico-químicos que intervinieron durante la duración del sistema hidrotermal y resolver uno de los interrogantes más importantes: cuáles fueron las condiciones que favorecieron la precipitación y concentración de la MENA de hierro.

Para determinar la fuente de los fluidos hidrotermales y también en los casos que fue posible determinar las temperaturas de cierre isotópico entre pares minerales en equilibrio para utilizarlos como geotermómetros, se realizaron los siguientes análisis de isótopos estables: 1) de Oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de biotita y plagioclasa de las rocas ígneas y de Oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de granate, piroxeno, anfíbol, calcita, magnetita y epidoto del skarn; 2) de Deuterio (δD) de epidoto del skarn, de 3) Carbono ($\delta^{13}\text{C}$) de calcita del skarn y mármol y 4) de Azufre ($\delta^{34}\text{S}$) de la pirita del skarn. Las determinaciones isotópicas de oxígeno y deuterio fueron llevadas a cabo en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, mediante la utilización de un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, modelo SIRA-II, fabricado por VG-Isotech, equipado con “cold finger“, para análisis de muestras pequeñas y sistema múltiple de admisión de muestras. Todas las muestras fueron separadas y concentradas en forma manual para ser sometidas posteriormente a la extracción de gas a través de métodos convencionales (Clayton and Mayeda, 1963). En la preparación de las muestras, se utilizó la línea de fluorización en el caso de los silicatos y carbonatos y una línea de combustión en el de la pirita. Las relaciones isotópicas se expresan a través de la notación convencional como valor delta por mil (δ ‰), con un error analítico de ± 0.8 por mil para $\delta^{18}\text{O}$, ± 1 por mil para δD y $\pm 0,27$ por mil para el $\delta^{34}\text{S}$. Los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ y D se brindan en relación al standard SMOW (Standard mean ocean water) y de ^{34}S y ^{13}C en relación al standard CDT (Troilita del meteorito del Cañón del Diablo) y PDB (Belemnitella Americana, de la Formación Peedee, Cretácico de Carolina del Sur), respectivamente. Esta información fue analizada y se volcó en distintos diagramas que permitieron observar las variaciones en las proporciones isotópicas según las zonas del skarns.

Se compararon los datos con aquéllos que posibiliten establecer las fuentes de los fluidos hidrotermales (aguas meteóricas y/o magmáticas?).

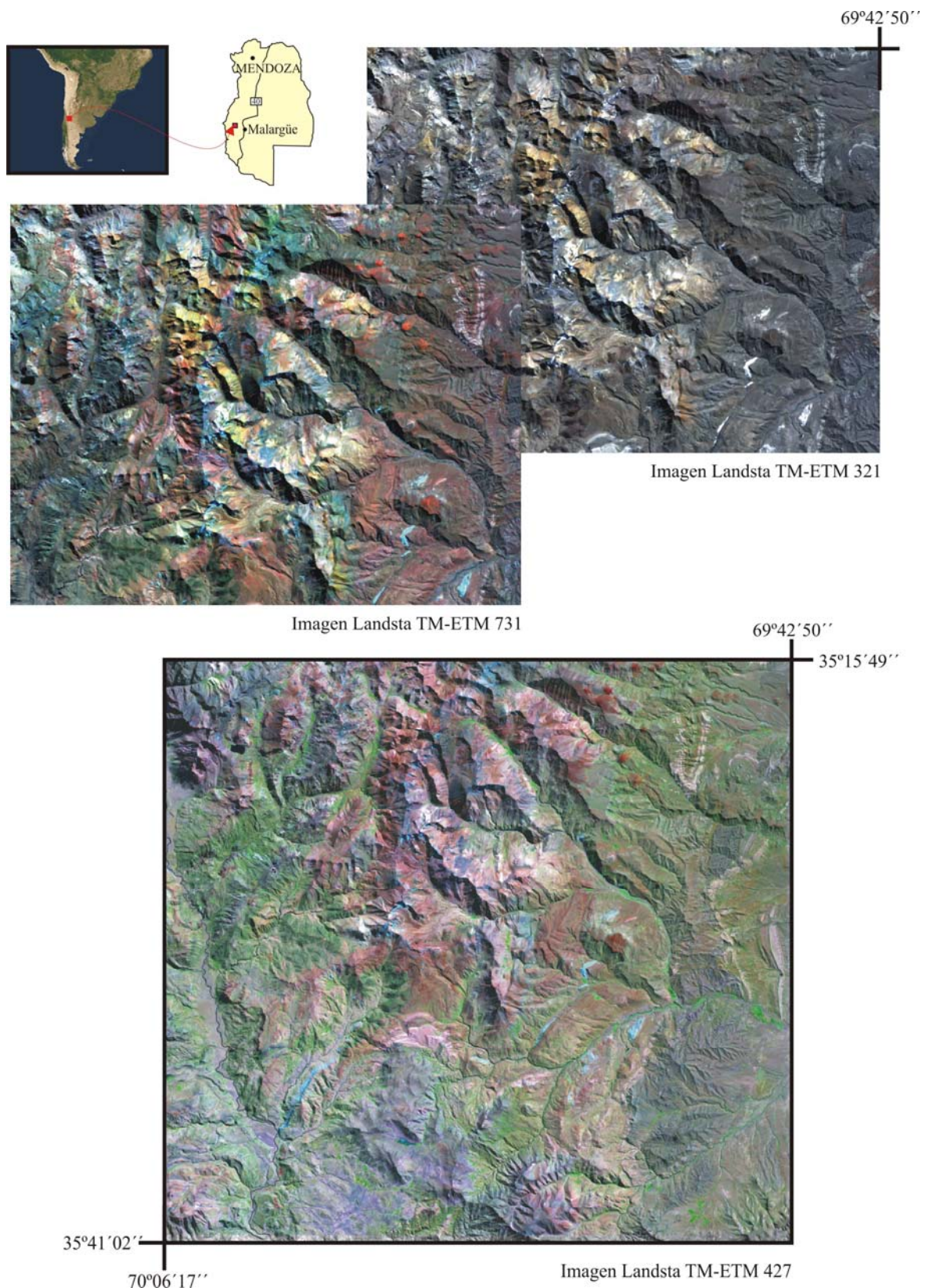


Figura 1-1. Ubicación del área de la imagen satelital Landsat TM-ETM (7 bandas), y tres ventanas de la misma que resultan de distintas combinaciones entre 3 de sus bandas.

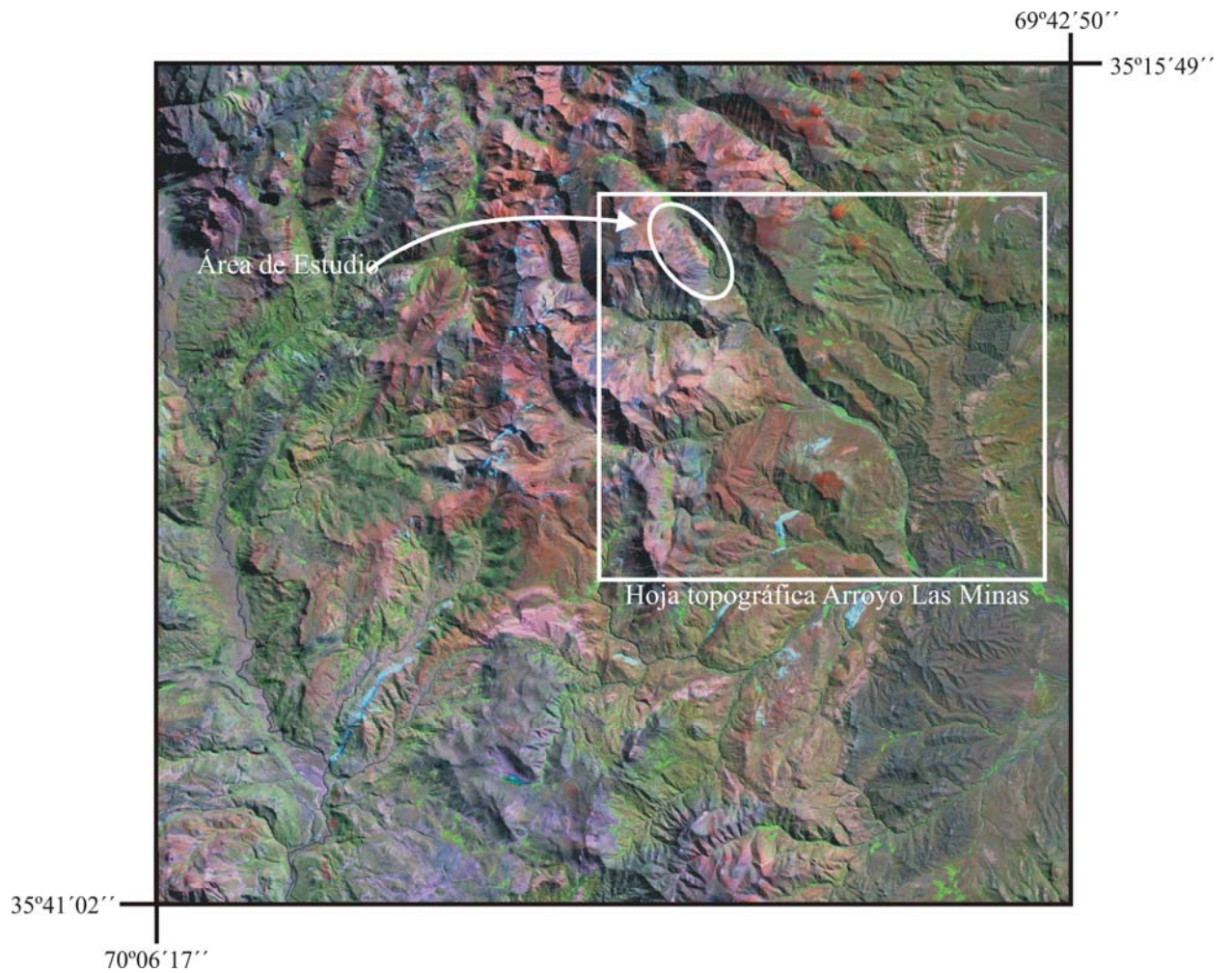


Figura 1-2. Ventana imagen Landsat TM-ETM 427, mejorada con la aplicación de técnicas IHS, localización del área de estudio y de la hoja topográfica Arroyo Las Minas.

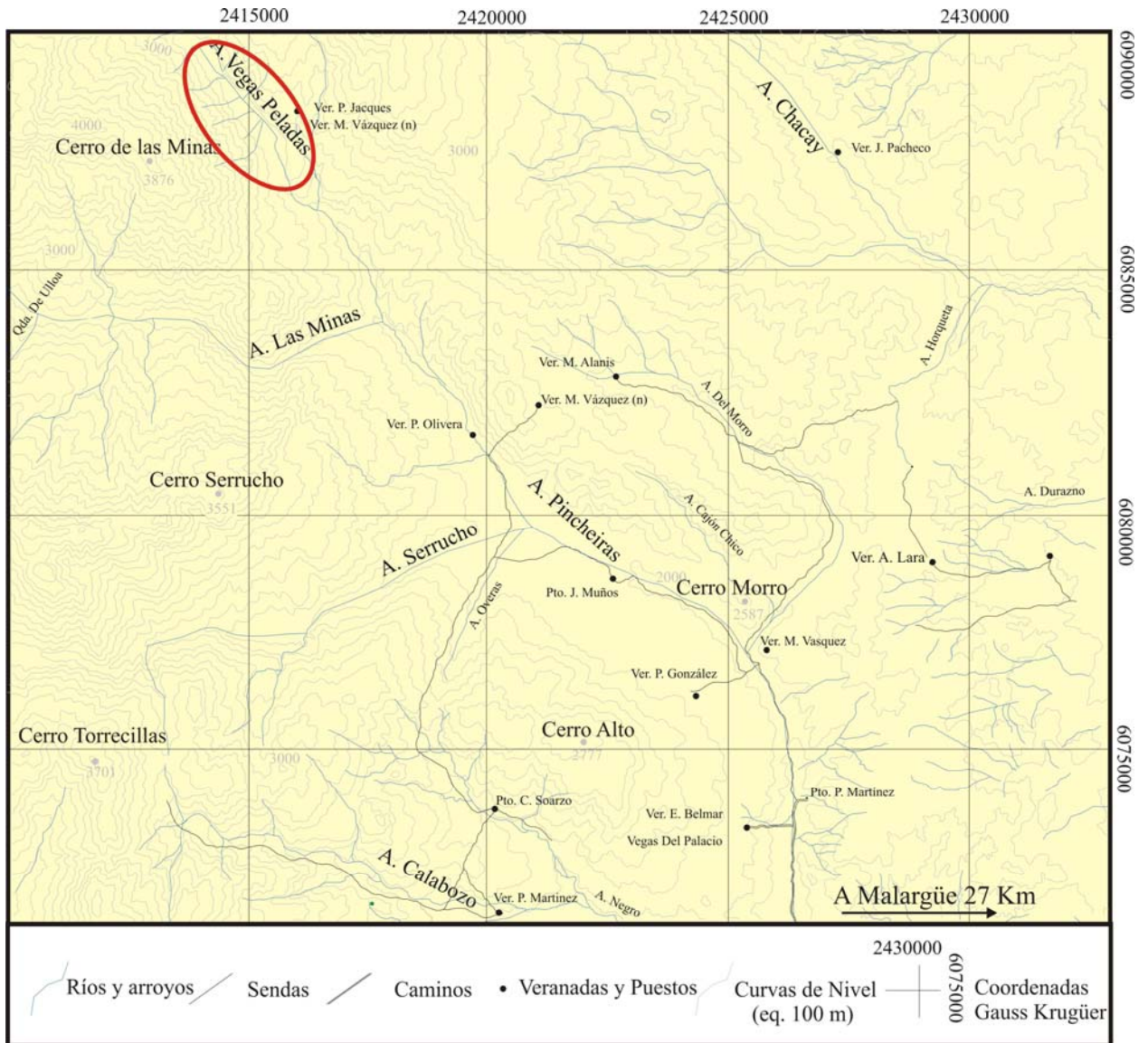


Figura 1-3. Hoja topográfica Arroyo Las Minas, digitalizada y actualizada al 2001 según la red hidrográfica de la imagen satelital Landsat TM-ETM 427.

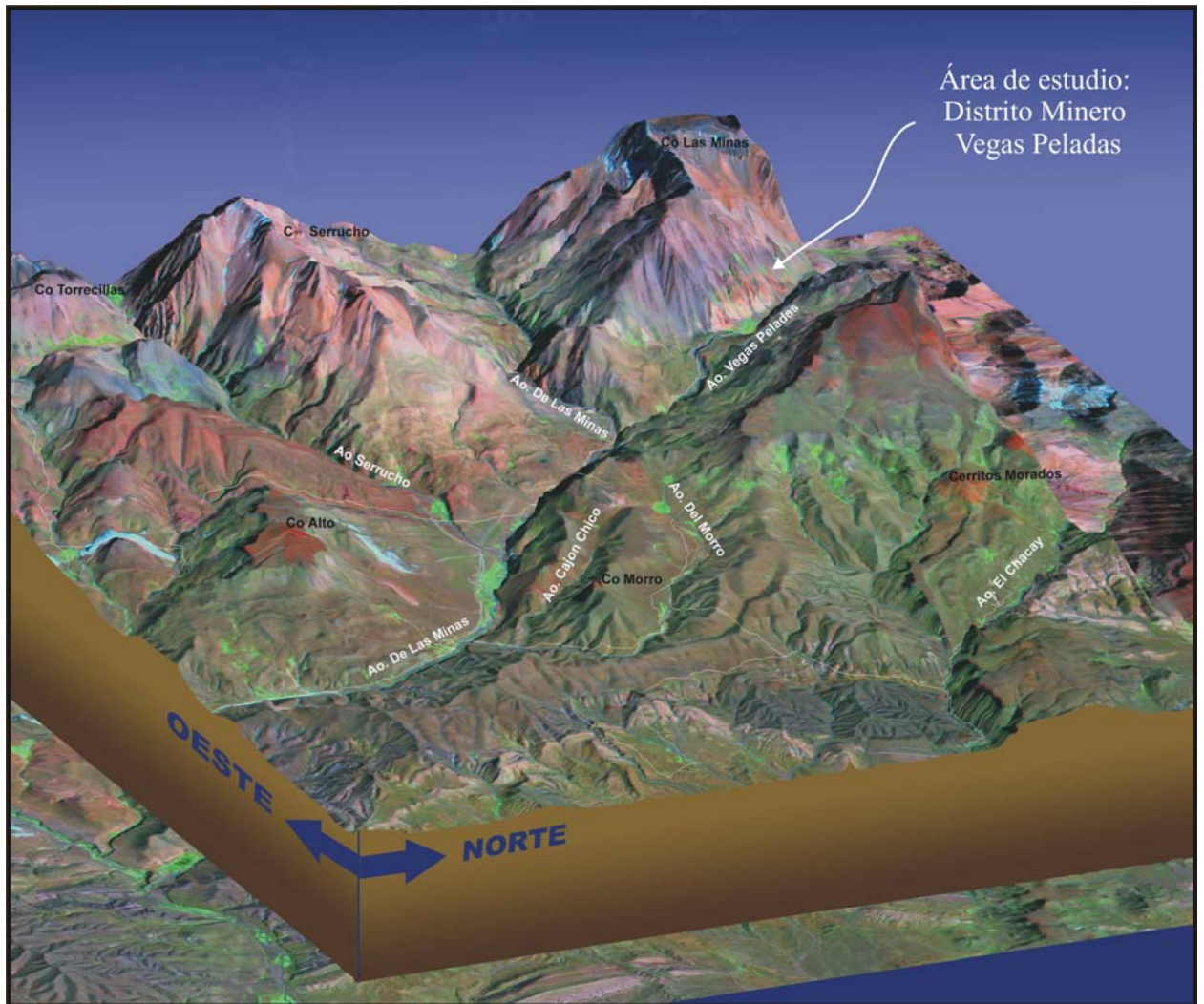


Figura 1-4. Modelo Digital del terreno del sector Arroyo Las Minas y Vegas Peladas, localización del área de estudio.

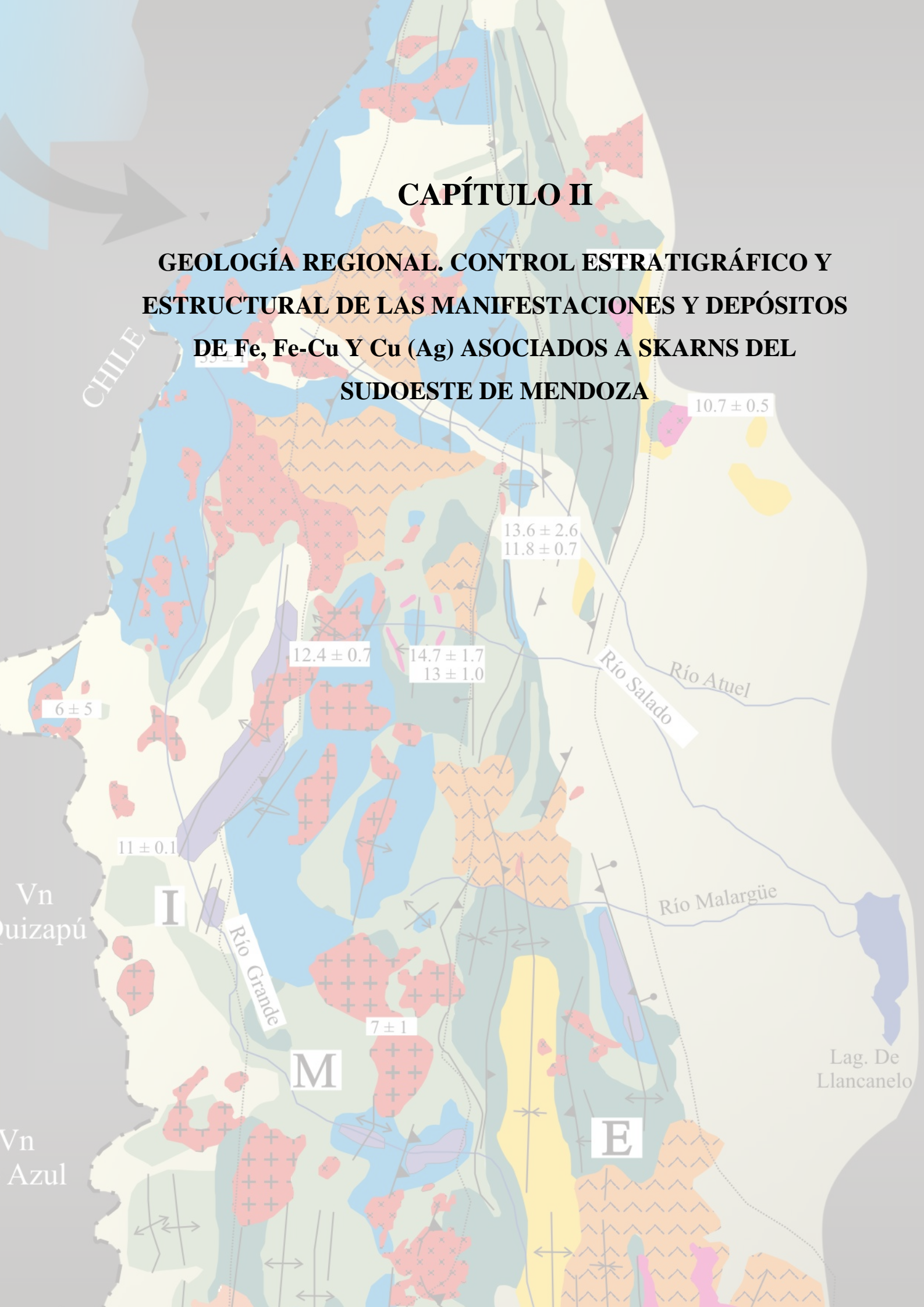
BIBLIOGRAFÍA

- Arrospide, A., 1972. Depósitos Minerales de Hierro de Vegas Peladas Mina Nenche. Dep. de Malargüe, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 3 (1-2): p. 117-131.
- Bailey, S. W., 1980. Summary and recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. *Clays and Clays Minerals*, 28: p. 73-78.
- Barrionuevo, L. A., 1953. Sobre los yacimientos cupríferos de los cerros la Virgen y Mirano, pcia. de Mendoza. Dirección de Fabricaciones Militares (inédito), Buenos Aires.
- Barrionuevo, L. A. y Elizalde C. O., 1950. Información preliminar sobre algunos yacimientos de la provincia de Mendoza. Hierro, cobre y molibdeno. Dirección de Fabricaciones Militares (inédito), Buenos Aires.
- Bayliss, P., 1975. Nomenclature of trioctahedral chlorites. *Canadian Mineralogist*, 13: 178-180.
- Bonfils, V. H., 1972. Información preliminar sobre los afloramientos 3 y 4 de la mina Hierro Indio. Dirección General de Minería: p. 1-27, (inédito).
- Clayton, R. y Mayeda, T., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica, Actas* 27: p. 43-52.
- Dirección General Fabricaciones Militares (DGFM), 1969, Informe sobre las Investigaciones Geológico-Mineras realizadas en la Provincia de Mendoza y Resultados Obtenidos. Plan Cordillerano Centro: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 79 p. and 18 appendixes.
- Deer, W. A., Howie R. A., y Zussman, J., 1966. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, Eighth impression, 1975, Longman Group, London, p. 1-519,.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1962. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals, Ortho- and Ring Silicates*. Eighth Impression, Fifth impression, 1967, Longman Group, London, 1: p. 1-332.
- Dessanti, R. N., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 28b, Malargüe, Provincia de Mendoza, SSM, Servicio Geológico Nacional, Boletín 149: 50 pp., Buenos Aires.
- Elizalde, C. O. y Gonzalez Laguinge, 1954. Informe geológico-geofísico del yacimiento de Hierro Indio, departamento de San Rafael, pcia. de Mendoza (inédito).
- Foster, M. D., 1962. Interpretation of the composition and classification of the chlorites. U. S. Geological Survey Prof. paper 414-A: p. 1-33.

- Gresens, L. D., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical geology* v. 2: p. 47-65.
- Instituto Geográfico Militar, 1974. Carta Topográfica Arroyo Las Minas.
- La Rocque, J.A., 1964, Areas y Prioridades para la Prospección. Contrato N°1103. Informe N° 15: Dirección General de Fabricaciones Militares: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 106 p. and appendixes.
- Leake, B. E., Woolley, A., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, D. J., Hawthorne, C. F., Kato A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith, D. C., Sthephenson, N. C. S, Ungaretti L., Whittaker, E. J. W. y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, v. 82: p. 1019-1037.
- MackLean, W. H y Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as a monitor of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. 83: p. 951-962.
- McLeod, R. L. y Stanton R. L., 1984. Phyllosilicates and associated minerals in some Paleozoic stratiform sílfide deposits of Southwestern Australia. *Economic Geology*, v. 79: p. 1-23.
- Meinert, L. D., Dipple, G. y Nicolescu, S., 2005. World Skarn Deposits. *Economic Geology* 100th Aniversary Volume: p. 299-336.
- Méndez, V., Zanettini, J. C. y Zapettini, E. O., 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. *Anales N° 23 de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires: 190 pp.*
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert F. A., Zussman, J., Aoki, K., y Gottardi, 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, v. 73: p. 1123-1133.
- Naciones Unidas, 1970, Investigación sobre mineral de cobre porfídico en las provincias de Mendoza, Neuquén y San Juan, Argentina: Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, U.N. New York, 356 p.
- Rickwood, P. C., 1968. On recasting Analyses of Garnet into End-Member Molecules. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v.18: p. 175-198.
- Zanettini, J. C., 1984. Prospección Mendoza sur. En informe final proyecto Santa Clara y Mendoza sur. Dirección General de Fabricaciones Militares, (inédito), Mendoza.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL. CONTROL ESTRATIGRÁFICO Y ESTRUCTURAL DE LAS MANIFESTACIONES Y DEPÓSITOS DE Fe, Fe-Cu Y Cu (Ag) ASOCIADOS A SKARNS DEL SUDOESTE DE MENDOZA



INTRODUCCIÓN

En el ámbito de la Cordillera Principal Mendocina, en una faja de 50 km de ancho por 140 km de largo, se localizan varias concentraciones metálicas de Fe, Fe-Cu y Cu (Ag); esta faja incluye el prospecto Vegas Peladas. La mayoría de las manifestaciones han sido descritas como skarns de Fe y Cu (23 manifestaciones; Fig. 2-1; Tabla 2-1) dado que presentan asociaciones minerales similares a las definidas por [Einaudi *et al.* \(1981\)](#), [Meinert \(1992\)](#) y [Meinert *et al.* \(2005\)](#) para este tipo de depósitos minerales. Sin embargo, aún es insuficiente el conocimiento sobre sus características geológicas, mineralógicas y geoquímicas de todas ellas para clasificarlas correctamente y evaluar su potencial económico.

El presente capítulo tiene por finalidad brindar una síntesis de las características más relevantes que presentan las concentraciones metálicas del suroeste de Mendoza, definidas previamente como de origen metasomático o de contacto. En el mismo se incluye la descripción del contexto geológico regional y se destacan el control estructural y litológico en la distribución espacial y temporal de estas manifestaciones metálicas. Las características de cada una de ellas y las fuentes bibliográficas consultadas se resumen en la tabla 2-1 (modificada de [Franchini y Dawson, 1999](#); [Franchini, 2005](#) y [Franchini *et al.*, en prensa](#)).

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS MANIFESTACIONES

Las dimensiones e importancias de estas manifestaciones varían desde reducidos afloramientos hasta depósitos de escaso tamaño que han sido explotados en el siglo pasado para obtener hierro y cobre. De todas ellas, las minas de “Hierro Indio” (Fe) y “Las Choicas” (Cu) han alcanzado una producción de 71.000 t con 40-50% de Fe y 35.000 t con 18,25% de Cu, respectivamente. Si bien han sido clasificadas en la literatura como de origen metasomático, sólo en 6 casos se describen cuerpos de mineral de hierro asociados a skarns (“Poblet”, “Hierro Indio”, “Aguas Amarillas”, “Vegas Peladas”, “El Kaiser” y “Piedra Imán”). En estas manifestaciones, los minerales de mena son magnetita (mushketovita) y hematita con cantidades muy subordinadas de pirita y calcopirita que forman cuerpos tabulares, paralelos a la estratificación y vetas. El tamaño de estos cuerpos mineralizados varía desde pequeños bloques de 2 m x 1,5 m a 70 m de longitud x 10 m de espesor. En los prospectos “Arroyo las Cargas”, “El Chacay”, “Vegas Atravesadas”, “Hierro Félix”, “Cerro Rezago” y “Rincón de las Tordillas”, las descripciones corresponden a afloramientos parciales de minerales de hierro o rodados de mineral de hierro y silicatos cálcicos, en asociaciones minerales (granate, piroxeno; anfíbol,

epidoto; wolastonita, vesubiana, albita, calcita y cloritas) similares a las descritas en áreas con afloramiento de skarns. Mientras que en las restantes (“Cerro Panul”, “Atlas I y II”, “Tito” y “Cerro Rojino”), sólo se describen rodados y afloramientos de bancos calcáreos parcialmente reemplazados o impregnados por minerales de hierro (magnetita, hematina) con óxidos de Mn subordinados y más raramente brechas de baritina limitando los bancos mineralizados. En el “Arroyo El Seguro” los bancos calcáreos cerca del contacto con las rocas ígneas, están reemplazados por especularita, magnetita con sulfuros de Cu y Fe subordinados. Localmente estos bancos están brechados con cementos de óxidos e hidróxidos de hierro que presentan anomalías de Pb y Zn.

En dos distritos con mineralizaciones de Fe-Cu (“Laguna Diamante” y “Arroyo la Línea”) los silicatos cálcicos (granate, piroxeno, epidoto, escapolita) acompañan a los minerales de mena (pirita, calcopirita, magnetita, hematina), en forma de reemplazos macizos, en vetillas y como cemento de brechas de los bancos sedimentarios. En el prospecto “Laguna Diamante” se describen brechas de turmalina y anomalías de Zn (20-100 ppm) y Mo (>56 ppm).

Con respecto a las localidades con manifestaciones de cobre, sólo en una de ellas (“Cerro La Virgen”) hay minerales de skarn (granate-piroxeno y epidoto-calcita) acompañando a calcopirita; ésta última se presenta en granos y láminas de hasta 2 mm de diámetro diseminados en la ganga de silicatos cálcicos y dispuestos en bochas y nódulos formando mantos. En el resto de las manifestaciones, se nombran rodados de skarns con minerales de cobre (“Arroyo Overas”) o cuerpos tabulares con sulfuros de cobre que reemplazan al calcáreo (“Cerro La Virgen”). En el prospecto “Las Choicas”, los minerales de cobre (bornita-calcopirita) y anomalías de Ag (44-350 ppm) están asociados a calcita, cuarzo y baritina. Esta manifestación fue interpretada como de origen metasomático (Devito, 1954; Angelelli, 1984; Zanettini, 1984; Centeno y Fallet, 1999). Sin embargo, estudios recientes en manifestaciones de Cu del distrito Valle Hermoso en el que se localiza el prospecto Las Choicas (Franchini *et al.*, en prensa) proponen modelos similares a los depósitos de Óxidos de Hierro, Cobre, Oro (IOCG) y tipo mantos de Cu para Las Choicas y varias manifestaciones cupríferas alojadas en facies volcánicas de la F. Tordillo y ubicadas 8 km al este.

Las manifestaciones de Fe, Fe-Cu y Cu (Ag) están hospedadas en las sedimentitas mesozoicas de edad jurásico-cretácica. Excepto las manifestaciones de Cu (Ag) del distrito Valle Hermoso (p. ej. Las Choicas) cuyas edades aún no han sido establecidas, las restantes se formaron durante el Terciario y estarían genéticamente vinculadas a los intrusivos del arco magmático Neógeno desarrollado sobre corteza continental, en el margen convergente andino (Franchini y Dawson, 1999; Franchini, 2005; Franchini *et al.*, 2005; Franchini *et al.*, en prensa).

CONTROLES LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES

Estratigrafía

En el sudoeste de Mendoza afloran los sedimentos del tramo septentrional de la cuenca Neuquina que se desarrolló detrás del margen convergente andino durante el intervalo Jurásico-Terciario y que limitó el borde occidental de la placa Sudamericana. Está caracterizado por una secuencia sedimentaria mesozoica-terciaria de hasta 6200 m de espesor (Yrigoyen 1979), que yace sobre una serie de bloques del basamento pre-jurásico. Estos bloques están ladeados y rotados debido al colapso extensional triásico de la faja orogénica del Paleozoico tardío (Borrello, 1969; Vicente, 1975; Uliana *et al.*, 1989) (Figs. 2-1 y 2-2).

El basamento está compuesto por vulcanitas y sedimentitas de edad permo-triásica denominadas Grupo Choiyoi (Groeber, 1946). Sobre el mismo se depositó una sucesión clástica continental triásica con flora y remanentes de vertebrados. El comienzo de la sedimentación marina proveniente de una ingresión pacífica tuvo lugar en el Jurásico temprano, con el inicio de la depositación del Grupo Cuyo (Jurásico inferior) en cubetas asiladas. Durante el Jurásico inferior y medio fueron reemplazadas por un depocentro más amplio a partir del cual se sucedieron varios ciclos de sedimentación marina, que ocasionaron la repetición de niveles clásticos, calcáreos y evaporíticos. Estos ciclos están representados por los Grupos Cuyo (= F. Puesto Araya, F. Tres Esquinas o Puchenque, F. Lajas, F. Calabozo, F. Tábanos) y Lotena-Chacay (= F. Lotena, F. La Manga y F. Auquilco).

Posteriormente, una disminución del nivel del mar relacionada a la expansión del arco volcánico hacia el este y ascenso generalizado (Gulisano, 1988), provocó la desecación total de la cuenca y el comienzo de un nuevo ciclo de sedimentación, con los depósitos clásticos rojizos continentales de la F. Tordillo, al que le sucedieron nuevos episodios de sedimentación marina (Grupo Mendoza: F. Tordillo Verde, F. Vaca Muerta, F. Chachao, F. Agrio y Grupo Rayoso: F. Huitrin y F. Rayoso). Durante el Cretácico medio y superior, se dio una marcada expansión de la cuenca hacia el antepaís, con la depositación de una sucesión clástica-volcanoclástica rojiza de más de 1000 m de potencia, denominada Areniscas Coloradas por Gerth, (1925) y equivalente a la F. Diamante de Yrigoyen (1972) y Dessanti (1973) o Grupo Neuquén de Legarreta *et al.* (1993). Sobre las anteriores se depositaron las facies continentales, marino marginales a marino franco correspondientes al Grupo Malargüe (F. Loncoche, F. Roca y F. Pircala). Dentro de este Grupo se encuentra el límite Cretácico-Terciario, y, en el *Mastrichtiano*, se inició una ingresión

marina desde el océano Atlántico. Las litologías se resumen en la columna estratigráfica de la figura 2-2 (modificada de [Legarreta et al., 1993](#)).

Los niveles carbonáticos de esta sucesión sedimentaria jurásico-terciaria son las principales rocas hospedantes de las manifestaciones metálicas y con más frecuencia están representadas por las Formaciones de los Grupos Cuyo y Mendoza. Sin embargo, estas manifestaciones también se encuentran alojadas en otras litologías, como pelitas, lutitas, limolitas y calcarenitas. La distribución de los skarns en las diferentes litologías se resume en la figura 2-2.

Tres manifestaciones se presentan en el **Grupo Cuyo**. Esta unidad está constituida por pelitas, pelitas calcáreas y calizas tipo grainstone oolítico-bioclástico con intercalaciones de areniscas y conglomerados conocidas como **Formación Puchenque** ([Dessanti, 1973](#)) y **Formación Calabozo** (Caloviano inferior; [Dessanti, 1973](#); [Legarreta et al., 1993](#)), respectivamente. Dos manifestaciones de skarns están alojadas en la **Formación La Manga** ([Stipanovic, 1951](#) - Neocaloviano-Oxfordiano), representada por calizas con componentes silicoclásticos, *grainstone* oolítico y *framestone* coralígeno de aguas someras y por calizas micríticas y esqueléticas de aguas más profundas ([Legarreta et al., 1993](#)). Un depósito está en la sucesión evaporítica con calcáreos micríticos intercalados pertenecientes a la **Formación Auquilco** ([Weaver, 1931](#) - Oxfordiano superior-Kimmeridgiano medio). 16 manifestaciones están alojadas en los términos superiores del **Grupo Mendoza** del Jurásico superior-Cretácico inferior de gran distribución. Se tratan de calizas organógenas, dolomitas con lutitas y margas oscuras, correspondientes a la **Formación Chachao** (Valanginiano-Berriasiano - [Legarreta y Kozlowiski, 1981](#)).

Volcanismo

El sector de interés pertenece al Arco Volcánico Cenozoico del Segmento Sur ([Ramos y Nullo, 1993](#) - Fig. 2-2). Este arco volcánico está compuesto por dos ciclos: a) el más antiguo o Arco Volcánico Paleógeno ([Groeber, 1946](#); [Dessanti 1973](#), entre otros), está formado por rocas con edades que van desde los 37 a 44 Ma y b) el Arco Volcánico Mioceno, más nuevo, con edades de 22 a 4.1 Ma. El primero aflora al sur de la provincia de Mendoza y es interpretado como la continuación hacia el norte del Arco Volcánico Paleógeno desarrollado en Neuquén ([Rapela et al., 1984](#); [Llambías y Rapela, 1989](#)). Está constituido por rocas plutónicas de composición mayoritariamente intermedia ([Llambías et al., 1979](#); [Nullo, 1985](#); [Haller et al., 1988](#)). Esta actividad fue posteriormente englobada como Grupo Molle ([Yrigoyen, 1993](#)) y es equivalente a la Andesita “0” de [Groeber \(1946\)](#).

El segundo evento magmático es el más ubicuo en superficie y en el tiempo, con una actividad intensa en todo el Sudoeste de Mendoza, más específicamente entre los 34° y 37° LS. Incluye una serie de centros volcánicos alineados sub-meridionalmente y discontinuos (Maipo, Sosneado, Los Paramillos, Cerro El Desagüe, Sierra Azul y Volcán Maule). En este Arco Volcánico Neógeno, sobre la base de dataciones radimétricas, Ramos y Nullo (1993) discriminan dos eventos magmáticos. El primero se localiza en el límite argentino-chileno y se extiende desde los 22 a 20 Ma y el segundo se emplaza al este del anterior y se extiende entre los 10 y 4.1 Ma (Linares y González, 1990; Ramos y Nullo, 1993). Ambos eventos están integrados por rocas volcánicas-plutónicas de composición intermedia, hipabisales, e íntimamente ligadas a los sucesivos procesos de deformación terciarios. Estas rocas han sido integradas en la F. Huincán (Ramos y Nullo, 1993) y serían equivalentes al Basalto Palaoco y Andesita Huincán de Yrigoyen (1993), al Complejo Eruptivo Pehuénchico de Méndez *et al.* (1995) y al Ciclo Eruptivo Huincán de Nullo *et al.* (2002).

Posteriormente se desarrolla un Arco Volcánico Plio-Cuaternario (AVP-Q, de 4 a 3 Ma - Fig. 2-2) que comienza al sur de los 33° 15' LS con las efusiones del Volcán Tupungato y continúan hacia el sur con una serie de centros volcánicos alineados en las cercanías del límite argentino-chileno (Tupungatito, Bravard, Marmolejo, San José, Sosneado, Risco Plateado, Tinguirica, Planchón-Peteroa, Descabezado Grande, Quizapu y Cerro Azul). Este arco volcánico está representado por importantes efusiones provenientes de estratovolcanes geoquímicamente calcolocalinos, que de norte a sur pasan de composición andesítica-dacítica a principalmente basáltica con escasas dacitas. Según Stern (1991) esta variación latitudinal en la composición de las rocas del AVP-Q, se debe a la contaminación por erosión cortical del margen continental mediante la subducción y asimilación de corteza sílica. En contraposición, Hildreth y Moorbath (1988) atribuyen estas diferencias a discrepancias en el grado de interacción cortical debido a un espesamiento cortical de sur a norte. Las características geoquímicas (aumento de las relaciones de La/Yb_N de 5 a 17 y de las razones isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de sur a norte), propias de este segmento de la ZVZ (33°15'-37° LS) permiten definirla como una provincia transicional (López Escobar, 1984), dada por un aumento hacia el norte del espesor cortical por debajo del arco (Fig.2- 4).

Resumiendo, el Arco Mágmató Cenozoico se caracteriza por una nula a casi nula migración del arco dada por la persistencia de la geometría de la zona de Benioff-Wadati, una expansión de las edades de los eventos de composición andesítica, de oeste a este, el desarrollo de un importante volcanismo de retroarco originado por la subducción de corteza oceánica joven y la evolución posterior de un arco volcánico plio-cuaternario con un menor engrosamiento

cortical por debajo del arco respecto al segmento norte, de la Cordillera Principal (López Escobar, 1984; Tormey, 1991; Ramos y Nullo, 1993).

Desde el punto de vista metalogenético, las manifestaciones metálicas están asociadas a los plutones terciarios y numerosos filones microporfiríticos vinculados a estos cuerpos ígneos; todos ellos son ricos en plagioclasa, anfíbol y magnetita. De acuerdo a los datos publicados previamente (Ramos y Nullo, 1993; Nullo et al., 2002 y referencias allí citadas) y a los datos radiométricos e isotópicos obtenidos recientemente (Franchini et al., en prensa y esta investigación, Capítulo IV), sus edades están comprendidas entre los 15, $53 \pm 0,92$ (en Roca Total y biotita $^{87}\text{Rr}/^{86}\text{Sr}$), 15 ± 3 y los 11.8 ± 0.7 Ma ($^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ en plagioclasa), por lo tanto, estos cuerpos pertenecen al Ciclo Eruptivo Huincán (Mioceno; Nullo et al., 2002) del arco volcánico neógeno.

La edad del plutón diorítico asociado a la manifestación de Cu (Ag) “Las Choicas” no ha sido bien establecida. Dos muestras de diorita fueron analizadas por los métodos K-Ar y Ar-Ar, pero estaban muy alteradas para brindar resultados confiables (Franchini et al., en prensa). La diorita es metaluminosa, calcoalcalina y sus concentraciones de tierras raras normalizadas a condrito difiere de las concentraciones determinadas para las dioritas asociadas a los skarns de Fe: tanto las ETR livianas como las ETR pesadas están deprimidas y tienen anomalías positivas de Eu. Asimismo, sus elementos traza normalizados a N-MORB presentan anomalías positivas de Ta y Nb con respecto a Th y Ce y alta concentración de Ti (Franchini et al., en prensa). Estas características no son similares a las dioritas miocenas asociadas a manifestaciones de Fe (“Hierro Indio”, “Vegas Peladas” y “El Kaiser”; Pons et al., 2004; este trabajo ver capítulo IV) y a los magmas derivados de una fuente del manto del sub-arco (Kay y Mpodozis, 2002).

Estructuración

Las manifestaciones de Fe, Fe-Cu y Cu (Ag), se localizan en el margen continental activo del Sudoeste de América del Sur (Fig. 2-1). Se distribuyen a lo largo de la faja orogénica entre los 34° y 36° LS, producto de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana. La geometría de la zona de Beniof indica un ángulo de subducción de 30° (Fig. 2-3; Ramos y Nullo, 1993). Este segmento se emplaza en la unidad morfoestructural conocida como *Faja Plegada y Corrida de Malargüe*, cuya configuración estructural es el resultado de una serie de eventos tectónicos compresivos que ocurrieron desde el Cenomanense en adelante, a través de fases sucesivas, especialmente durante el Terciario (Fases Patagónica, Huantraíquica, Mapúchica, Incáica, Pehuenche, Quéchuica y Dieguítica) (Groeber, 1929 y 1946;

Yrigoyen, 1979; González Díaz 1979; Bettini, 1982; Vicente, 1972; Polanski, 1963; Mendez *et al.*, 1995).

La Faja Plegada y Corrida de Malargüe (FPCM) abarca el segmento austral de la Cordillera Principal que se extiende desde el Río Diamante hasta el Río Colorado y se diferencia del segmento norte (Faja Plegada y Corrida del Aconcagua) por la participación en la deformación de bloques del basamento (Grupo Choiyoi) (Figs. 2-2 y 2-4; Manceda y Figueroa, 1995), cuyas fallas estarían relacionadas a la inversión tectónica de fallas normales del rift Triásico-Jurásico. De acuerdo al comportamiento estructural, la FPCM ha sido dividida a su vez en dos sectores, al norte y sur del río Atuel. Al norte presenta una región occidental con deformación de basamento y otra región oriental de piel fina, mientras que al sur, la faja presenta en toda su amplitud un comportamiento de piel gruesa (Manceda y Figueroa, 1995; Rojas y Radic, 2002). Su frente orogénico de vergencia este submeridional, se halla emergente a lo largo de varios tramos en el sector oriental y es imitado hacia el oeste en rumbo e inclinación por otros corrimientos (Fig. 2-2). Estos lineamientos se desvían del rumbo N-S en el sector sureste para tomar una dirección N 30° E (Fig. 2-2), que se los vincula a discontinuidades preexistentes en el basamento (Kozłowski *et al.*, 1993). Las estructuras más comunes son fallas inversas, anticlinales, braquianticlinales, sinclinales de vergencia oriental y rumbo N-S; frecuentemente presentan estructuras menores como pliegues disarmónicos, niveles de desacople estructural, bajo y sobrecorrimientos, fallas fuera de secuencia y estructuras diapíricas (Fig. 2-4). Los niveles de despegue se asocian a los niveles de arcilitas y yeso que se suceden en toda la secuencia sedimentaria (Kozłowski *et al.*, 1993).

Kozłowski *et al.* (1993) han diferenciado tres sectores dentro de este cinturón orogénico: externo, medio e interno (Fig.2-2). El primero de ellos, al norte del río Salado, presenta un frente montañoso con una faja de imbricación externa dada por corrimientos emergentes en su borde oriental que afectan a los depósitos mesozoicos y sinorogénicos terciarios de la cuenca de antepaís. Mientras que la porción al sur del río Salado se destaca por la aparición de estructuras en las que participa el Grupo Choiyoi, que controlaron la depositación del Terciario. Hacia el oeste estas cuencas de antepaís pasan a ser cuencas intermontanas (Kozłowski, 1991) y el frente orogénico a ser no emergente, asociado a una extensa zona triangular con el despegue pasivo en la F. Huitrín. El sector medio se caracteriza por ser más complejo con plegamientos apretados y fallas inversas superpuestas; el interno se halla intensamente intruido y cubierto parcialmente por volcanitas terciarias y modernas.

El campo regional de esfuerzos compresivos para este segmento andino tiene una dirección N 80° E, en respuesta a cierta oblicuidad del vector de expansión de la placa de Nazca en su intersección con la Sudamericana, con respecto al borde continental (Fig. 2-3 a y b; Mombrú y Uliana, 1978; Mendez *et al.*, 1995). En consecuencia, la orientación predominante de los lineamientos principales son N 15° O, ligeramente oblicuos al Orógeno Andino y los sistemas de fracturas asociados tienen orientaciones N 50° O y N 67° E (Fig. 2-3 b; Méndez *et al.*, 1995). Como resultado de este campo de esfuerzos se produjo el apilamiento y repetición de la secuencia sedimentaria jurásico-terciaria, que originó acortamientos estimados de hasta 35 km (para el corte Río Salado; Kozłowski *et al.*, 1993).

De todas las manifestaciones metálicas descritas, cinco de ellas: “Hierro Indio” (Fe), “Cerro del Panul” (Fe), “Tito” (Fe), “Cerro Rezago” (Fe) y “Piedra Imán” (Fe), se encuentran en el sector externo del cinturón orogénico, la mayoría de las manifestaciones de Fe y Fe-Cu (10) se localiza en el sector intermedio. Ocho manifestaciones de Cu y de Fe con anomalías de Cu y otros metales: “Laguna diamante” (Fe-Cu), “Arroyo La Línea” (Fe-Cu), “Rodados de Skarns” (Cu), “Poblet” (Fe), “A° Las Cargas” (Fe), “Hierro Félix” (Fe), “A° El Seguro” (Fe) y el prospecto “Las Choicas” (Cu) se presentan en el sector interno.

La diferencia en la frecuencia de las manifestaciones en las distintas secciones del cinturón orogénico, aparentemente se debe a que en el sector medio la actual configuración estructural favoreció la exposición de los intrusivos terciarios y las mineralizaciones asociadas. El hallazgo de estas mineralizaciones tanto en el sector interno como externo es más difícil, debido a la intensa actividad volcánica plio-cuaternaria y a las morenas cuaternarias y consecuente escasez de exposiciones de los cuerpos ígneos, particularmente en el segundo. De hecho esta estructuración -con lineamientos predominantes N-S, NE-SO y NO-SE- ejerció un importante control en la distribución de las volcanitas e intrusivos terciarios a las cuales están íntimamente asociadas las manifestaciones metálicas, entre ellos:

1- Varios cuerpos ígneos asociados a estas manifestaciones se han intruido a lo largo de las charnelas de los pliegues o de las superficies de corrimientos con arrumbamiento general N-S, NO-SE, como sucede en “Laguna Diamante”, “Poblet”, “Aguas Amarillas”, “Ao. Las Cargas”, “Hierro Indio”, “Vegas Peladas” y “Arroyo Overas” y/o en la intersección de los lineamientos principales (Figs. 2-2 y 2-3 b; DGFm, 1969; La Rocque, 1964; Naciones Unidas, 1970; Arrospide, 1972; Angelelli, 1984; Zanettini, 1984; Lurgo y Zappetini, 1987; Mendez *et al.*, 1995; Franchini *et al.*, 2005; el presente estudio, Capítulo III).

2- A menor escala, muchas de la mineralizaciones de hierro y cobre presentan afloramientos alineados y / o rumbos predominantemente N-S como son los casos de “Poblet”, “Hierro Indio”, “Atlas I y II”, “Co Panul”, “Tito”, “Las Choicas” y “Co La Virgen” (Angelelli, 1950; Barrionuevo, 1953; DGFM, 1969; La Rocque, 1964; Fallet, 1972; Angelelli, 1984; Franchini *et al.*, 2005). Menos frecuentes son los afloramientos de hierro alineados en sentido NO-SE, “Ao. La Línea”, “Vegas Peladas”, “Vegas Atravesadas” y “Hierro Félix” (Angelelli, 1950; Barrionuevo y Elizalde, 1950; Peña, 1955; DGFM, 1969; Naciones Unidas, 1970; Arrospide, 1972; el presente estudio, Capítulo V).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el marco geotectónico descrito en este capítulo y en el contacto entre las sedimentitas mesozoicas y los intrusivos de composición intermedia se hospedan las mineralizaciones de Fe, Fe-Cu y Cu (Ag). La mayor frecuencia de las mineralizaciones se presentan en las facies más calcáreas del Grupo Mendoza en contacto con las rocas ígneas subvolcánicas (Andesita Huincán) emplazadas en los lineamientos principales N-S, NO-SE y NE-SO. La zonación metálica que se desprende de la distribución de los diferentes tipos de manifestaciones -con un predominio de depósitos ricos en Fe en el este, de Fe y Fe-Cu en el sector medio y de Cu en el sector occidental- probablemente esté relacionada a las diferencias petrológicas de las rocas ígneas a las que se asocian.

Las manifestaciones con concentraciones ferríferas (“Arroyo La Línea”, “Laguna Diamante”, “Poblet”, “Hierro Indio”, “Aguas Amarillas”, “Vegas Peladas”, “Vegas Atravesadas”, “Hierro Félix”, “El Kaiser”, “Cerro Rezago”, “Piedra Imán” y “Rincón de las Tordillas”) tienen características similares a los skarns de Fe cálcicos de otros márgenes convergentes (Meinert, 1984; Meinert *et al.*, 2005), ellas son:

1- están asociados a intrusivos calcoalcalinos primitivos, del tipo I (con magnetita), metaluminosos a peraluminosos de composiciones diorítica, granodiorítica y tonalítica.

2- La magnetita es el mineral más abundante con hematita subordinada, si bien las reservas estimadas son menores al promedio para este tipo de skarns.

3- Los sulfuros que acompañan la mineralización son pirita y calcopirita.

4- Los silicatos predominantes son granate piroxeno, anfíbol, epidoto, escapolita, calcita y cloritas.

5-Algunos están enriquecidos en Cu, Ag, Ni, Co, Zn y Mo.

La información disponible al presente no permite predecir si algunas manifestaciones ferríferas constituyen cuerpos internos de sistemas mayores que contienen concentraciones económicas de magnetita-hematita y que además puedan ser explotadas por otros metales. Esto ocurre en numerosos skarns emplazados en los márgenes convergentes continentales, tales como cuerpos masivos de magnetita en zonas internas o proximales de granate de depósitos de Zn en skarns zonados (Hanover, Nuevo Mexico) y en numerosos skarns de Cu asociados a los pórfidos cupríferos (Christmas y Morenci, Arizona; Ok Tedi, Papua, [Einaudi et al., 1981](#)).

Las muestras extraídas de los cuerpos hematíticos de la manifestación de Fe “Arroyo Las Cargas” presentan anomalías de Cu, As, Bi y Au. Asimismo muestras de “Cerro La Virgen” contienen 30 g/t de Ag. Es importante tener en cuenta que el oro y la plata se obtienen también como subproductos de los skarns de Cu y de Fe enriquecidos en metales preciosos, como los skarns de British Columbia, Canadá ([Ettlinger y Ray, 1988](#)). Estos últimos están genéticamente vinculados a granitoides del tipo I.

Estudios recientes sobre los depósitos y manifestaciones de los cerros Caicayén y Campana Mahuida del NO de Neuquén, han puesto de manifiesto la presencia de sistemas hidrotermales zonados con skarns ricos en hierro (en los afloramientos) en contacto con pórfidos cupríferos chicos o zonas de alteración y mineralización tipo pórfido de Cu en la roca ígnea ([Franchini y Malvicini, 1998](#); [Franchini et al. 2000](#)). Esta asociación tiene características similares a los skarns-pórfidos cupríferos desarrollados en otros márgenes convergentes. Los skarns de Mendoza también pueden estar asociados a pórfidos cupríferos o alteraciones-mineralizaciones tipo pórfido cuprífero que permanecen ocultos. Al respecto, en el skarn de Cu “Cerro La Virgen” se nombra una vasta zona de alteración en los cerros que rodean al skarn, además de fragmentos de brechas con Cu, Pb y Zn. También en el skarn de Fe “Arroyo El Seguro”, hay pirita diseminada en las rocas ígneas asociadas al skarn.

De acuerdo a [Franchini et al., \(en prensa\)](#), el prospecto “Las Choicas” Cu (Ag) y otros prospectos de Cu (Ag) del distrito minero Valle Hermoso presentan varias características similares a los depósitos de Óxidos de Hierro, Cobre, Oro (IOCG) de Perú y Chile tal como se resumen en [Sillitoe \(2003\)](#) y [Williams et al. \(2005\)](#), y también de los depósitos de Cu tipo manto del norte y centro de Chile ([Espinoza et al., 1996](#)). Si este es el caso, es la primera vez que se describen depósitos de Cu del tipo IOCG y del tipo mantos de Cu e implica que las condiciones geológicas que favorecen el desarrollo de estos depósitos pueden ser más importantes de lo que se consideraba. Los nuevos modelos de depósitos de IOCG o depósitos de Cu tipo manto

establecidos para las manifestaciones cupríferas del distrito Valle Hermoso también pueden ser empleados en la exploración de otros prospectos de Cu, como por ejemplo en las poco conocidas manifestaciones de Cu y Cu-Fe como “Arroyo Nieves Negras”, “Arroyo Overas”, “Laguna Diamante”, “Arroyo La Línea”, y en áreas con rodados de Cu cerca del límite con Chile.

Estas consideraciones permiten concluir que el margen convergente andino en el suroeste de Mendoza presenta atributos geológicos para alojar depósitos en skarns de Fe, skarns de Cu enriquecidos en metales preciosos, con pórfidos cupríferos asociados, depósitos de Óxidos de Hierro, Cobre, Oro (IOCG) y también depósitos de Cu tipo manto: 1- una espesa secuencia sedimentaria rica en carbonatos, 2- arcos magmáticos calcoalcalinos bien desarrollados y constituidos por varios ciclos ígneos, 3- rocas ígneas calcoalcalinas con características geoquímicas diferentes a los magmas derivados de una fuente del manto del sub-arco, 4- una configuración tectónica compleja resultante de los movimientos ocurridos durante el Terciario y 5- el emplazamiento de los intrusivos y su posterior fracturación aumentaron la permeabilidad de las rocas, facilitando la circulación de los fluidos hidrotermales.

Finalmente, para el caso de las manifestaciones tipo skarn, los resultados de un estudio moderno en áreas próximas y que presenten buenos afloramientos de skarns de Cu, skarns de Fe, alteraciones y venillas con óxidos-sulfuros en las rocas ígneas, como por ejemplo “Cerro La Virgen” y “Vegas Peladas”, pueden ser empleados en la confección de síntesis regionales y en la evaluación de otras manifestaciones poco expuestas. El estudio detallado del skarn de Fe Vegas Peladas constituye el objetivo del plan de trabajo de tesis.

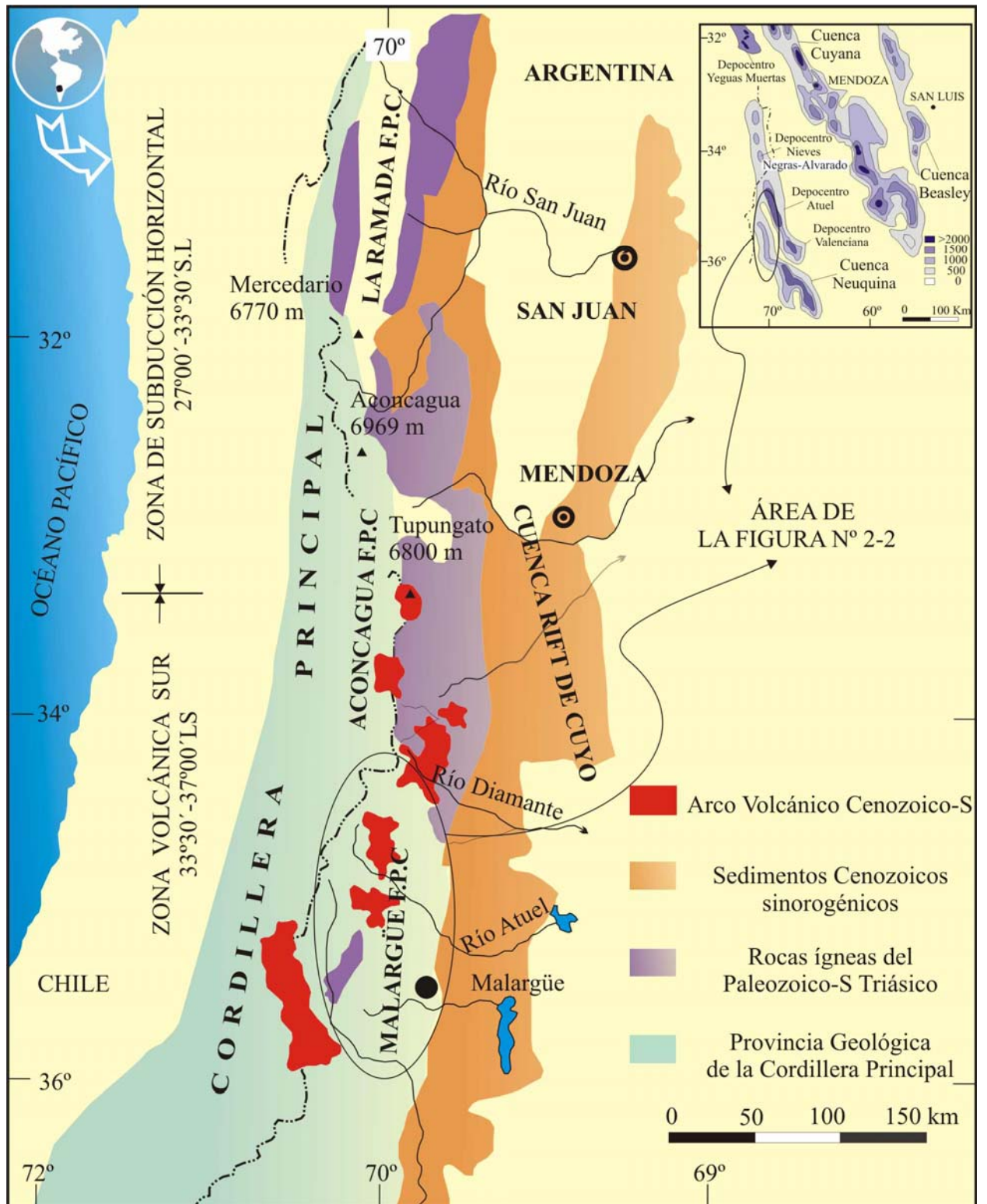


Figura 2-1. Ubicación del área de estudio, dentro del margen continental del SO de América del Sur, Cordillera de Los Andes, Faja Plegada y Corrida de Malargüe y detalle de la ubicación del extremo septentrional de la Cuenca Neuquina (modificada de Ramos y Nullo, 1993; Ramos *et al.*, 1996).

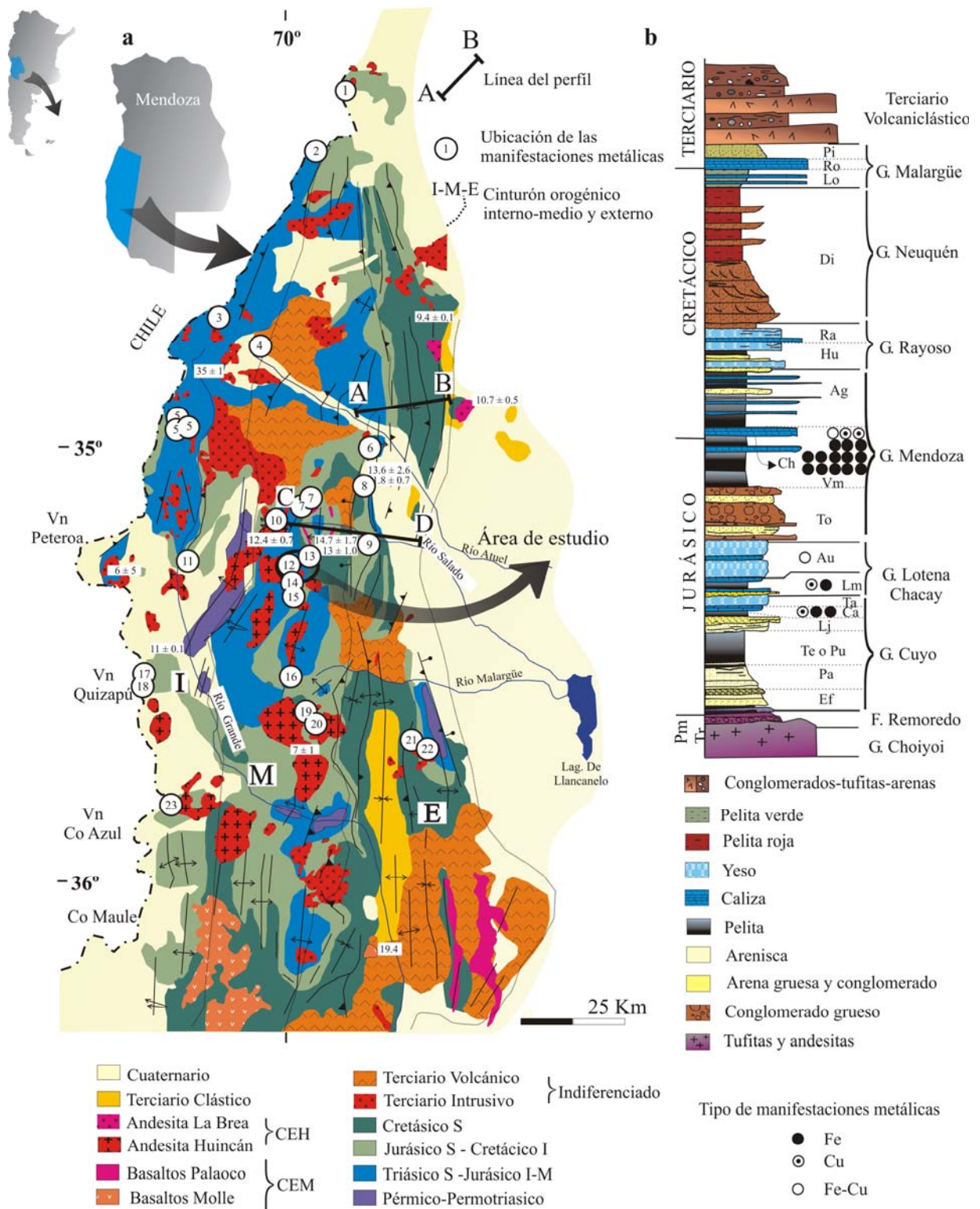


Figura 2-2. a- Mapa geológico del SO de la provincia de Mendoza (modificado de Kozłowski 1993; Méndez *et al.*, 1995; Nullo *et al.*, 2002) con la ubicación del área de estudio y de otras manifestaciones de skarn, indicadas con los números del 1 al 23 que luego son resumidas en la Tabla 2-1, b- Columna estratigráfica tipo de la sucesión Jurásico-Terciaria andina cuenca neuquina - sur mendocina (zona Malargüe). Modificada de Legarreta *et al.* 1993. Las edades que figuran en el mapa se tomaron de las compilaciones de edades de varias fuentes que se resumen en los trabajos de Ramos y Nullo, 1993 y Nullo *et al.* 2002. Los nombres de las formaciones fueron resumidos en la siguiente forma: El Freno, Ef; Puesto Araya, Pa; Tres Esquinas, Te; Pu: Puchenque; Lajas, Lj; Calabozo, Ca; Tábanos, Ta; La Manga, Lm; Auquilco, Au; Tordillo, To; Vaca Muerta, Vm; Chachao, Ch; Agrijo, Ag; Huitrín, Hu; Rayoso, Ra; Diamante, Di; Loncoche, Lo; Roca, Ro; Pircala, Pi.

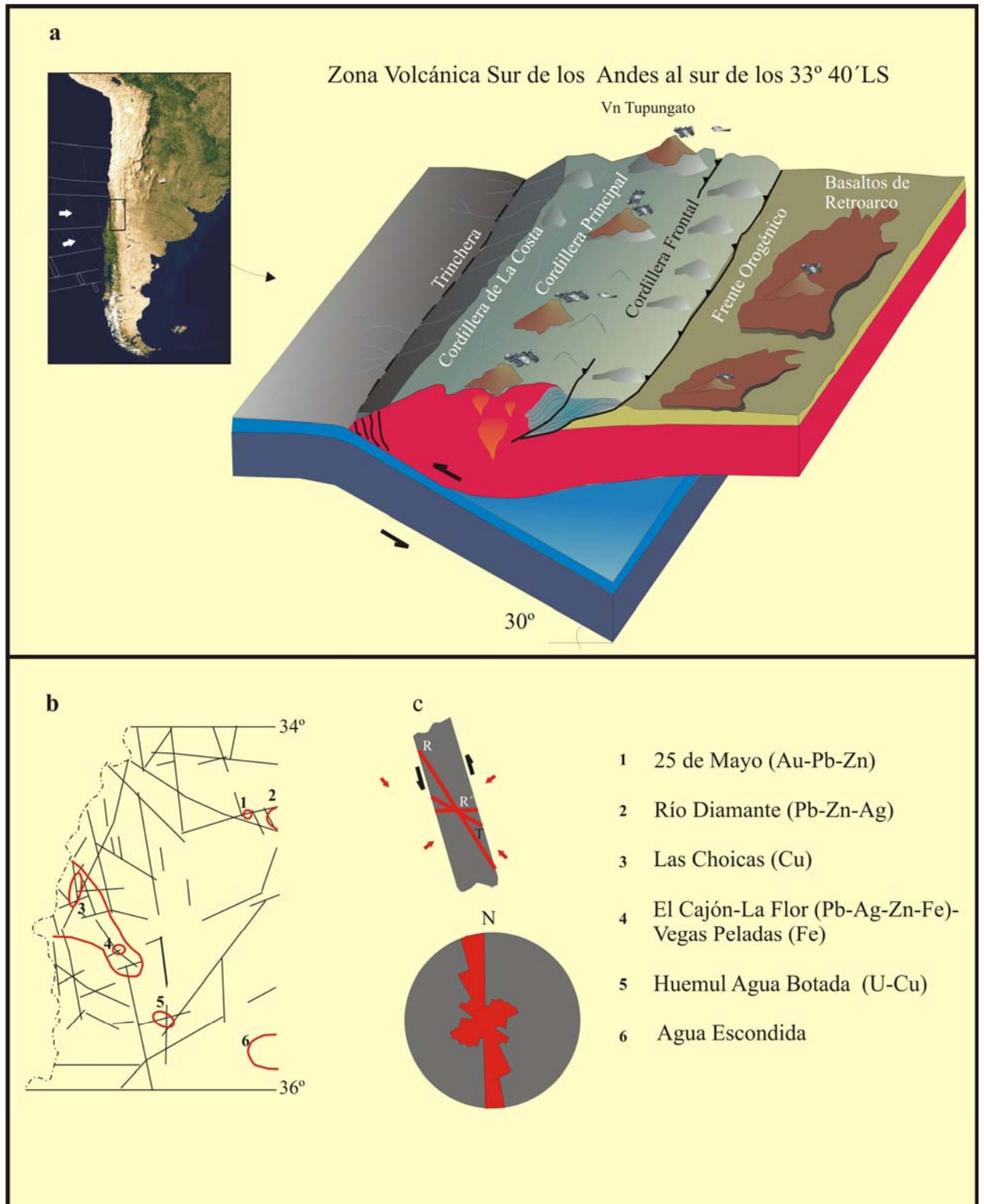


Figura 2-3. a- Block diagrama que ilustra el régimen tectónico de la ZVS y la ubicación del volcanismo de arco y retroarco cuaternarios (modificado de Ramos y Nullo, 1993); b- Mapa de lineamientos, mostrando las áreas con mayor densidad y su relación con la ubicación de los principales distritos mineros en el sector sudoeste de la Cordillera Principal de Mendoza; c- Diagrama de rosas que muestra la orientación predominante de los lineamientos regionales principales de la Cordillera Principal para el segmento ubicado entre los 32° y 36° LS, y el diagrama de esfuerzos deducido para el Distrito 25 de Mayo - Río Diamante (extraído de Mendez *et al.*, 1995).

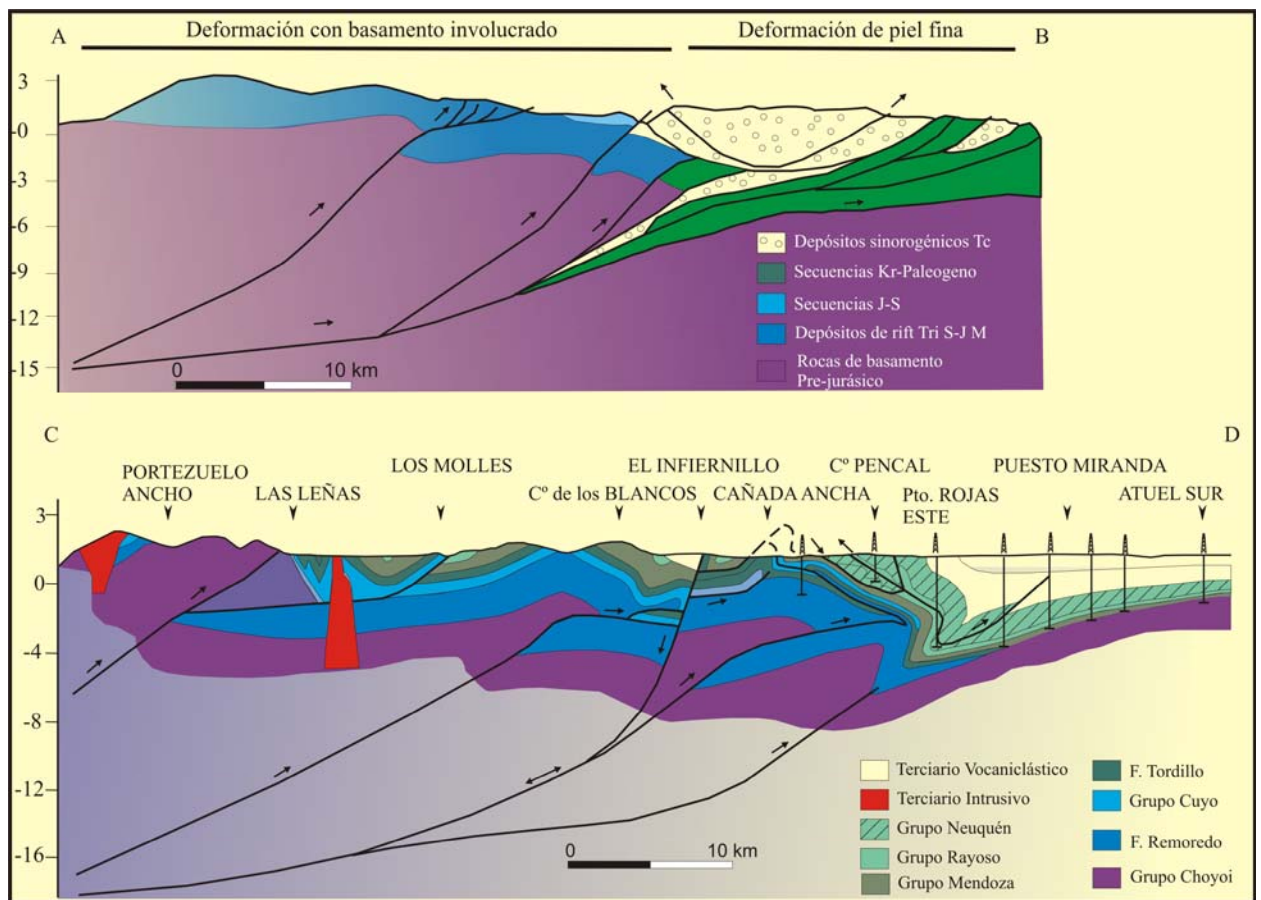


Figura 2-4. Secciones transversales cuyas trazas están marcadas en el mapa geológico-estructural de la figura 2-2: a-corte estructural del depocentro del Atuel (modificado de Giambiagi *et al.*, 2005); b-corte estructural Río Salado (modificado de Kozłowski *et al.*, 1993). En ambos cortes la escala vertical está representada en km.

Tabla 2-1. Resumen de las características principales de los skarn localizados en el mapa del sudoeste de Mendoza – Fig. 2-2 (modificado de Franchini y Dawson, 1999; Meinert *et al.*, 2005; Franchini *et al.* en prensa).

#	Nombre del Depósito	Latitud	Longitud	Tamaño y ley	Roca hospedante	Roca ígnea	Mineralogía de la alteración	Mineralogía de la mena	Referencias
					Edad y litología	Edad, composición, y alteración			
1	Laguna Diamante (Fe-Cu)	34°06' S	69°51' O	Muestreo geoquímico en morenas: 100-1000 ppm Cu, areniscas, arcilitas y calizas 20-100 ppm Zn, > 56 ppm Mo	Jurásico superior-Cretácico inferior	Magmatismo neógeno, calcoalcalino, Granodiorita porfiróide	Px, Grt, Ep, Escp venas de Qtz, Tu Bx	Mag, Py, Po, Ccp Mal, Az Py, Po, Ccp en Bx	Naciones Unidas (1970)
2	Arroyo La Línea (Fe-Cu)	34°18' S	69°57' O		Jurásico medio-superior calizas, yeso y arcilitas	Magmatismo neógeno, calcoalcalino. Granodiorita-monzonítica	Ep > Grt, Px, Escp Cal	Py, Ccp, Mag, Hem	Naciones Unidas (1970)
3	Cu rodados de skarn (Cu)	34°41' S	70°14'30" O	2.68 % Cu en rodados de un área con una espesa cubierta de sedimentos modernos			Sulfosales de Cu		Zanettini (1984)
4	Poblet (Fe)	34°44'56" S	70°06' O	0.125 m.t. con 54-57 % Fe en zonas ricas en magnetita. l.s. chicas	Jurásico medio-superior calizas	Magmatismo neógeno, calcoalcalino. Andesitas a traquitas porfíricas	Grt > Ep Amf, Cal, Qtz	Mag > Hem, Py, Ccp	La Rocque (1964); Angelelli (1984)
5	Las Choicas (Cu-Ag)	34°54'55" S	70°16'40" O	0.4 m.t. con 4.27 % Cu y 30g/t 1.7-10 % Cu, 0.3- 0.4 % Ni, 153-275 ppm Cr, > 0.2 % Zn, 79 ppm Mo, 48-344 ppm Ag, 133 ppm U, 355 ppm Co, >1.5% As, 0.96 % Sb, y 0.1% Ba 2 km l.s. y 23 perforaciones	Jurásico superior calizas	Magmatismo neógeno, calcoalcalino. Plutón diorítico Clo, Cal, Ab, Ilm o Ti, Ap localmente Act, Hem, Bt; Cal, Ab, Qtz	Clo, Cal, Ab, Ilm/Ti, Ap Cal, Ab, Qtz Bt, Cal, Sd	Bn, Ccp, Mill, Tt, Py, Sp, Cc, Cv, Dg, Mal, Az, Cup, Cu	Devito (1954); Zanettini (1984); Angelelli (1984); Centeno y Fallet (1999); Cominor Ing. y proyectos S.A. (1999); prensa)
6	Hierro Indio (Fe)	34°59' S	69°47' O	71.000 t con 63 % Fe o.p.	Cretácico inferior caliza fosilífera y arcilita calcárea	15 ± 3 Ma calcoalcalino. Plutón granodiorítico y filones capa andesíticos porfíricos. Act, Cal, Ab, Spn Px (Di79-88Jo0.3-0.5), Ap	Grt (Adr _{32,5-96} Sps-Alm _{0,5-1,8}) >>Px, Ap Bt, Clo, Ep, Qtz, Cal	Hem > Mag, Py Mal, Az, Ccl,	Rigal (1942); Elizalde y González Laguinde (1954); Bonfils (1972); Angelelli (1984); Zanettini (1999); Dawson et al. (2000); Franchini et al. (en prensa)
7	Atlas I and II (Fe)	35°05'30" S 35°06'30" S	69°58' O	0.016 m.t. con 36 % Fe y 11 % en afloramientos	Cretácico inferior fosilífero calizas y areniscas	Magmatismo neógeno, calcoalcalino. Andesita porfírica	Ba	Hem, ox. Mn Bx	La Rocque (1964); DGF M (1969); Este estudio
8	Cerro del Panul (Fe)	35°04'30" S	69°47' O	cubierta moderna espesa	Cretácico inferior fosilífero calizas y areniscas	Magmatismo neógeno, calcoalcalino,	skarn no descripto	Mag en bloques y rodados	La Rocque (1964); DGF M (1969)

Tabla 2-1. Continuación.

#	Nombre del Depósito	Latitud	Longitud	Tamaño y ley	Roca hospedante	Roca ígnea	Mineralogía de la alteración	Mineralogía de la mena	Referencias
					Edad y litología	Edad, composición, y alteración			
9	Tito (Fe)	35°14'S	69°52'O	muestreo expeditivo 62 % Fe	Cretácico inferior calizas y areniscas	Magmatismo neógeno, calcoalcalino, plutón granodiorítico		Hem, Po Bx	Fallet (1972)
10	Aguas Amarillas (Fe)	35°15'S	70°01'30" O	0,3-14% Fe, 8-460ppm Ni, 2-400 ppm Cu, 14-116 ppm C arcillitas calcáreas 180-460ppm Zn, 20-90 ppm Pb y 0,3-3,5 ppm Ag	Cretácico inferior fosilífero Carcillitas calcáreas	14,7 ± 1,7 to 13 ± 1,0 Ma Plutón y filones calcoalcalinos dioríticos-granodioríticos Escp, Px, Ves, Grt	Px, Wo, Escp > Grt Amf, Ab, Ep, Qtz, Cal, Fl	Po > Py, Ccp, Mag, Hem Mr	DGFM (1969); Lurgo y Zappetini (1987); Nullo et al. (2002)
11	Ao. Las Cargas (Fe)	35°14'30"S	70°18'30"O	14-54% Fe; 0,025-0,26% Cu, 50-200 ppm Bi, 60-5000ppm Z <500 ppm As, <50ppm Au	Cretácico inferior fosilífero Arcillitas calcáreas	Magmatismo neógeno, calcoalcalino, filones capa andesíticos y plutón diorítico	Ep, Cal	Mag, Hem> Py, Ccp Mal	DGFM (1969); Zanettini (1984)
12	Vegas Peladas (Fe)	35°20'30"S	69°56'25"O	39-69,5% Fe	Jurásico inferior a medio calizas, arcillitas y limonitas	11,53 ± 0,92 15,19 ± 0,24 Ma Plutones diorítico, granodiorítico, calcoalcalinos Amph, Chl, Cal, Or, Qtz, Ep, Act; Ep, Cal, Or	Grt (Adr ₅₂₋₁₀₀ Sps-Alm _{0,2}) >> Px (Di ₂₄₋₅₀ Jo _{2,9}), Qtz Ep, Qtz, Act	Mag, Hem, Msh >> Py	Peña (1955); DGFM (1969); Arrospido (1972); Zanettini (1984); Este estudio
13	El Chacay (Fe)	35°20'30"S	69°50'30"O	56,6% Fe; en diorita: 20-80 ppm Cu, 14-116 ppm Co, 14-40 ppm Pb, 20-60 ppm Zn, 4-8 ppm Mo	Cretácico inferior calizas	Magmatismo neógeno calcoalcalino. Plutón diorítico con alteración argílica. La zona de alteración se extiende aguas arriba del arroyo Chacay	Grt, Ep, Wo Cal, Fl, Clo	Hem, Py	Barriónuevo y Elizalde (1950); La Roque (1964)
14	Cerro La Virgen (Cu)	35°24'30"S	70°01'O	banco I: 5,66 % Cu y 105 g/t (md) banco II: 2,5 % Cu y 30g/t Ag (md)	Jurásico superior -Cretácico inferi calizas y areniscas calcáreas	Magmatismo neógeno calcoalcalino. Plutón diorítico cortado por diques andesíticos	Grt, Px Ep, Cal	Ccp, Py Mal, Az	Angelelli (1950); Barriónuevo (1953)
15	Vegas Atravesadas (Fe)	35°26'30"S	69°56'O	Anomalías de Pb	Jurásico inferior y medio calizas y marmol	Magmatismo neógeno calcoalcalino. Plutón diorítico de grano fino y diques andesíticos	Ep, Cal	Mag, Hem	Angelelli (1950); Barriónuevo y Elizalde (1950); Peña (1955); DGFM (1969)
16	Cerro Rojino (Fe)	35°34'30"S	70°00'30"O	58,6 % Fe	Cretácico inferior calizas	Magmatismo neógeno calcoalcalino, diques andesítico y tranquiandesitas		Mag	Barriónuevo y Elizalde (1950); La Rocque (1964)
17	Hierro Félix (Fe)	35°34'30"S	70°20'30"O	55,8% Fe, <5000 ppm Zn, 120 ppm Cu, <250 ppm Pb, <5 ppm As, <250 ppm Sb, <50 ppm Au, 250 ppm Bi en pocas muestras	Cretácico inferior calizas	Magmatismo neógeno calcoalcalino, diques de andesitas Cal, Clo, Py	Ep, Cal	Mag, Py	DGFM (1969); La Rocque (1964); Tabachi y Elizalde (1961)
18	Arroyo El Seguro (Fe)	35°37'S	70°23'O	Anomalías de Cu, Pb, y Zn en muestras de drenaje, > 0,2 % Pb en Bx con anomalías de Zn	Cretácico inferior Calizas	Magmatismo neógeno calcoalcalino, diques de andesitas. Qtz, Py	metasedimentos no descriptos Bx calcáreas	Hem, Mag, Py, Ccp, Po	Naciones Unidas (1970); Wippem (1974)

Tabla 2-1. Continuación.

#	Nombre del Depósito	Latitud	Longitud	Tamaño y ley	Roca hospedante	Roca ígnea	Mineralogía de la alteración	Mineralogía de la mena	Referencias
					Edad y litología	Edad, composición, y alteración			
19	El Kaiser (Fe)	35°38'30"S	69°55'30"O	0.100 m. t. con 58% Fe 130-2300 ppm Cu, 110-440 ppi calizas Pb y 120-660 ppm Zn	Cretácico inferior	11.7 M.a. rocas calc-alkalinas, metaluminosas. Diques y filones capa andesíticos	Ep >> Grt, Cal Bx con cemento de Cal y Mag	Mag >> Py	Peña (1955); DGF (1969); Angelelli <i>et al.</i> (1970); Naciones Unidas (1970); Dessanti (1973); Pons <i>et al.</i> (2004)
20	Cerro Rezago (Fe)	35°39'S	69°55'O	40-62 % Fe	Cretácico inferior calizas	Magmatismo neógeno calcoalcalino. Diques y filones capa andesíticos Kao, Py	Ep, Cal	Hem, Mag, Py	Barrioueyo y Elizalde (1950); La Rocque (1964); DGF (1969)
21	Piedra Imán (Fe)	35°42'S	69°35'30"O	40-51% Fe	Cretácico inferior calizas	Magmatismo neógeno calcoalcalino. Diques y filones capa con anfíboles	Ep >> Grt, Cal	Mag, Hem, Py	Barrioueyo y Elizalde (1950); Peña (1955); DGF (1969); Dessanti (1973)
22	Rincón de las Tordillas (Fe)	35°42'30"S	69°35'O	41-68% Fe en pocas muestras	Cretácico inferior fosilífero calizas	Magmatismo neógeno calcoalcalino. Diques y filones capa con anfíboles Kao	Ep, Qtz	Hem	Barrioueyo y Elizalde (1950); Peña (1955)
23	Arroyo Overas (Cu)	35°52'S	70°19'30"O	80 and 1000 ppm Cu, 220 ppm Zn y 40 ppm Pb en pocas muestras	Cretácico inferior calizas	Magmatismo neógeno calcoalcalino. Plutón diorítico		Po, Py, Ccp, Ni sulfuros, Hem, Mal,	La Rocque (1964); Naciones Unidas (1970)

Ab = albita, Act = actinolita, Adr = andradita, Alm = almandino, Amf = amfibol, Ap = apatita, Az = azurita, Bn = bornita, Brt = barita, Bt = biotita, Bx = brecha, Cal = calcita, Calc = Calcedonia, Cc = calcocina, Ccl = crisocola, Clo = clorite, Ccp = calcopirita, Cup = cuprita, Cv = covellita, Dg = digenita, Di = diopsido, Ep = Epidoto, Esep = escapolita, Fl = fluorita, Fld = feldespato, Grt = granate, Hbl = hornblenda, Hd = hedenbergita, Hem = hematita, Ilm = ilmenita, Jo = johannsenita, Kao = kaolinita, l.s.= labor subterránea, Mag = magnetita, Mal = malaquita, md= media, Mill = millerita, Mr = marcasita, m.t. = millones de toneladas, Msh = Mushketovita, o.p.= open pit, Or = ortoclasa, Prg= pargasita, Po = pirrotina, Py = piritita, Px = piroxeno, Qtz = cuarzo, Sd = siderita, Sf = esfalerita, Ti = titanita, Sps= spessartina, Tt = tetrahedrita, Tu=turmalina, Ves = vesubianita, Wo = wollastonita. Ver la ubicación de los depósitos en la figura 2-2.

BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli, V., 1950, Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos Metalíferos: Revista Serie Ciencias Geológicas, Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de las Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Buenos Aires, 543 p.
- Angelelli, V., Fernandez Lima, J.C., Herrera, A., y Aristarain, L., 1970, Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina. Minerales Metalíferos: Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Anales 15: p. 7-172.
- Angelelli, V., 1984, Yacimientos metalíferos de la República Argentina: Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA), La Plata, v. 1: 391 p.
- Arrospide, A., 1972, Depósitos de minerales de hierro de Vegas Peladas Mina "Nenche", dpto. de Malargüe, Mendoza, República Argentina: Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, v. 3: p. 117-131.
- Barrionuevo, L.A., 1953, Sobre los yacimientos cupríferos de los cerros la Virgen y Mirano, provincia de Mendoza. Informe Geológico-Minero Dirección General Fabricaciones Militares: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 31 p. y apéndices (6).
- Barrionuevo, L.A. y Elizalde, C.O., 1950, Información preliminar sobre algunos yacimientos de la provincia de Mendoza (hierro, cobre y molibdeno). Dirección General de Fabricaciones Militares: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 88 p., 12 apéndices y mapas
- Bettini, F., 1982. Complejos efusivos terciarios presentes en las hojas 30 c y 32b (Puntilla de Huicán y Chos Malal), del sur de Mendoza y norte de Neuquén, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, p. 79-114.
- Bonfils, V. H., 1972. Información preliminar sobre los afloramientos 3 y 4 de la mina Hierro Indio. Dirección General de Minería, Mendoza, p. 1-27 (inédito).
- Borrello, A. V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería (Mendoza), Anales XIV: p. 1-188, Buenos Aires.
- Centeno, R., y Fallet, J., 1999, Yacimiento de Cobre Las Choicas, Mendoza, in Zappettini, E. eds., Recursos Minerales de la República Argentina: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Anales 35, p.1553-1555.

- Cominor Ing. y Proyectos S.A., 1999, Consideraciones Geológico-Económicas de las manifestaciones minerales del distrito cuprífero Valle Hermoso, provincia de Mendoza, Argentina, 27 p. y 5 apéndices (93 p. y 3 mapas).
- Dawson K, Franchini M. B. y Zanettini J. C., 2000. Skarn deposits in Argentina. Studies in Mendoza and Neuquén Provinces. Serie de Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales, Buenos Aires, SEGEMAR, 165 p.
- Dessanti, R. N., 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas (Mendoza). Servicio Nacional Minero Geológico, Buenos Aires, Boletín 139: p. 1-70.
- Devito, H.A., 1954, Estudio de los yacimientos de cobre de la denominada región de Valle Hermoso, Distrito minero N° 2, Laguna Blanca, dpto de Malargüe, provincia de Mendoza, Argentina: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 54 p. y apéndices.
- Dirección General Fabricaciones Militares (DGFM), 1969, Informe sobre las Investigaciones Geológico-Mineras realizadas en la Provincia de Mendoza y Resultados Obtenidos. Plan Cordillerano Centro: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 79 p. y 18 anexos.
- Einaudi, M., Meinert L. D. y Newberry, 1981, Skarns Deposits: Economic Geology. 75th Anniversary Volume, p. 317-391.
- Elizalde, C.O., y González Laguinge, H., 1954, Informe Geológico-Geofísico del yacimiento de magnetita de Hierro Indio, departamento San Rafael, provincia de Mendoza, Dirección General de Fabricaciones Militares: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 79 p. y anexos.
- Espinoza, S., 1996, Véliz, H., Esquivel, J., Arias, J. y Moraga, A., 1996, The Cupriferous Province of the Coastal Range, Northern Chile, in Camus, F., Sillitoe, R., and Petersen, R., eds., Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny: Society of Economic Geologists Special Publication, n° 5, p. 19-32.
- Ettlinger A. D., y Ray, G. E., 1988. Gold-enriched skarn deposits of British Columbia: B. C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork 1987, Paper 1988-1: p. 263-279.
- Fallet J., 1972, Informe Geológico-Minero del yacimiento de hierro Tito, departamento Malargüe, Mendoza. Dirección General de Minería de Mendoza: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino: 7 p. y anexos.
- Franchini M. B. y Malvichini L., 1998. Las alteraciones y mineralizaciones de Campana Mahuida y Caicayén, Neuquén: Nuevos Datos para la Exploración de la Asociación

- Skarns de Cu-Pórfidos Cupríferos en la Cordillera Principal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53, v. 3: p. 401-415.
- Franchini M. B. y Dawson M. 1999. Manifestaciones metálicas asociadas a skarns del Suroeste de Mendoza y noroeste de Neuquén, en *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Buenos Aires, anales 35: p. 1535-1545.
- Franchini M. B., Meinert L. D. y Montenegro T., 2000. Skarn Related to Porphyry-Style Mineralization at Caicayén Hill, Neuquén, Argentina: Composition and Evolution of Hydrothermal Fluids. *Economic Geology*, v. 95: p. 1197-1213.
- Franchini, M. B., de Barrio, R. E., Ríos, F. J., Schalamuk, I. B., Lanfranchini, M., Pons, M. J., 2005. Petrología, química mineral y paragénesis del depósito Hierro Indio, Mendoza. Guías para la exploración de Fe. En Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O., (Eds.): *Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM*, artículo-Nº 781, p. 8.
- Franchini, M. B., de Barrio, R., Pons M. J., Schalamuk, I. B. A., Ríos, F. J. y Meinert, Lawrence, En prensa. Fe skarns and IOCG-, and Manto-type deposits in the Andes Cordillera of SW Mendoza (34-36°LS), Argentina. *Exploration and Mining Geology Special volume of IOCG deposits (en prensa)*, 111 p.
- Gerth, E., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. *Academia Nacional de Ciencias, Actas IX (I)*: p. 11-55, Córdoba.
- Giambiagi, L., Álvarez P., Bechis, F. y Tunik, M. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 v. 4: p. 662-671.
- González Díaz, E., 1979. La edad de la F. La Ventana, en el área al norte y al oeste del Lago Nahuel Huapí. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 34 (2): p. 113-124, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Publicación Nº 58*. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. *Sociedad Geológica Argentina, Revista I (3)*: p. 117-208, Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, Serie C, Reimpresiones 1*: 174 p.

- Gulisano, C. A., 1988. Análisis estratigráficos y sedimentológico de la F. Tordillo en el oeste de la provincia de Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Unpublished PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires, 119 p.
- Haller, M., F. Nullo, P., Parica y Cagnoni, M., 1985. Major element geochemistry of early Tertiary Andean Volcanic (34°-36°): Santiago, Comunicaciones 35: p. 97-100.
- Hildreth, W. E. y Moorbath, S., 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: p. 455-489.
- Kay, S. M. y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene Shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flange-slab. *Journal of South American Sciences*, v. 15: p. 39-57.
- Kozlowski, E., R. Manceda y V., Ramos, 1993. Estructura. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 1 (18): 235-2.
- Kozlowski, E., 1991. Structural geology of the NW Neuquina basin. IV° Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las cuencas subandinas I, Bogotá.
- La Rocque, J.A., 1964, Áreas y Prioridades para la Prospección. Contrato N°1103. Informe N° 15: Dirección General de Fabricaciones Militares: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 106 p. y apéndices.
- Legarreta, L., y Kozlowski, 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia de Mendoza. VIII° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas II, Buenos Aires: p. 521-543.
- Legarreta, L., Gulisano, C. A., y Uliana, M. A., 1993. Las secuencias Sedimentarias Jurásicas-Cretácicas. Metalíferos y Metalogénesis. En V. A., Ramos (Ed.) 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 1 (9): p. 87-114.
- Linares, E. y González, 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, Serie B (Didáctica y Complementaria) 19: 628 p.
- López Escobar, L., 1984. Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes. En R. S. Harmon y B. A. Barreiro (eds.) *Andean Magmatism: Chemical and isotopic constraints*. Shiva Pub. Ltd., Bristol, p. 47-71.
- Lurgo, C. y Zappettini, E., 1987, Informe Final del cateo Aguas Amarillas, Departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 15 p. y anexos.

- Llambías, E. J. y Rapela, C. W., 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XLIV (1-4): p. 224-236.
- Llambías, E., Danderfer, J., Palacios, M. y Brogioni, N., 1979. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. VII° Congreso Geológico Argentino (Neuquén, 1978), Buenos Aires, Actas: II: p. 569-584.
- Maceda, R. y Figueroa, D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe Fold-thrust belt, Mendoza Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez y H. J. Welsink (eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: p. 369-382.
- Meinert, L. D., 1984. Mineralogy and Petrology of Iron Skarn in Western British Columbia, Canada: *Economic Geology* v. 79, N° 5 p. 869-882.
- Meinert, L. D., 1992. Skarns and Skarn Deposits. *Ore Deposit Models v II*. Geoscience Canada Reprint Series 6: p. 117-134.
- Meinert, L. D., Dipple G. y Nicolescu, S., 2005. World Skarn Deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 299-336.
- Méndez, V., Zanettini, J. C. y Zapettini, E. O., 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. *Anales N° 23 de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires*, 190 p.
- Mombrú, C. A. y Uliana, M. A., 1978. Esquema tectónico sedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. VII° Congreso Geológico Argentino, Actas II, Buenos Aires: p. 239-256.
- Naciones Unidas, 1970, Investigación sobre mineral de cobre porfídico en las provincias de Mendoza, Neuquén y San Juan, Argentina: Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, U.N. New York, 356 p.
- Nullo, F. E., Stephens G. C., Otamendi J. y Baldauf P. E., 2002. El volcanismo del Terciario superior del Sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (2): p. 119-132.
- Nullo, F., 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29 a Cerro Campanario, Mendoza. Servicio Geológico Nacional (inédito), Buenos Aires.
- Peña, A., 1955, Informe y Exploración Yacimientos de Hierro. Zona Sur, Mendoza. Dirección Nacional de Minería, Delegación Mendoza: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 59 p. y apéndices.

- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, geotectónica, geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Provincia de Mendoza). *Revista Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 17: p. 127-349.
- Pons, M. J., Franchini, M. B., Meinert, L., 2004. Geochemical Characterization of Neogene Magmatism linked to Skarn Mineralization, SW Mendoza, Argentina. In *Abstracts of 32nd International Geological Congress, Florence, Abstracts with Programs*, v. 32, part 2, p. 917. Poster presentation.
- Ramos, V. A. y Nullo, F., 1993. El Volcanismo de Arco Cenozoico. En V. A., Ramos (Ed.) *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio*, 1 (19): p. 149-160.
- Rapela, C., Spalletti L., Merodio J. y Aragón E., 1984. El vulcanismo paleoceno-eoceno de la provincia volcánica andino-patagónica. En V. A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la provincial de Río Negro. IXº Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, Relatorio: p. 189-213.
- Rigal, R., 1942, Los yacimientos de magnetita de Hierro Indio y otros menores del Departamento San Rafael, provincia de Mendoza, Dirección de Minas y Geología: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Boletín n° 52: p. 27 p. y apéndices.
- Stern, C., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, Boulder v. 19 (1): p. 78-81.
- Rojas, L. y Radic, J. P., 2002. Estilos de deformación del basamento y de la cobertura sedimentaria en la faja plegada y fallada de Malargüe en el área de Puesto Rojas, Mendoza, Argentina. *XVº Congreso Geológico Argentino. Actas en CD*.
- Sillitoe, R.H., 2003, Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 787-812.
- Stipanovic, P. N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Diversiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 20 (4), p. 466.
- Stipanovic P. N., 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo La Manga, provincia de Mendoza, *Revista Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires, 6 (4): p. 213-239.
- Tabachi, M.H., y Elizalde, C.O., 1961, Informe preliminar sobre las manifestaciones ferríferas del Cajón del Yeso, departamento Malargüe, Mendoza. Dirección General de

- Fabricaciones Militares: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 37 p. y apéndices.
- Tormey, D. R., Hichey-Vargas, R., Frey A. F. y López Escobar L., 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S); Interpretations of along-compositional variations. Geological Society of America, Special paper 265 p.
- Uliana, M. A., Biddle K. T. y Cerdan J., 1989. Mesozoic extensión and the formation of Argentine sedimentary basins. American Association of Petroleum Geologist, Memoir, Tulsa 46: p. 599-614.
- Vicente, J. C., 1975. Essai d'organization paleogeographique et structurale du paleozoique des Andes Méridionales. *Geologische Rundschau* 64 (2): p. 343-394.
- Vicente, J. C., 1972. Apertur sur l'organization et l'évolution des Andes argentino-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. XXIV Congreso Geológico Internacional, (Tectónica): p. 423-436f
- Weaver C. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Mem Univ. Washintong* 1: p. 39-40.
- Williams, P., Barton, M., Johnson, D., Fontboté, Ll., De Haller, A., Mark, G., y Oliver, N., 2005, Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume: Society of Economic Geologists*, Littleton, Colorado, USA: p. 371-405.
- Wippen, J., 1974, Informe final área de reserva n° 9 "Las Cuevas", Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, 23 p. y apéndices.
- Yrigoyen, M. R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En V. A. Ramos (Ed.) 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 1 (11): p. 123-148.
- Yrigoyen, M. R., 1979. Cordillera Principal. En J. C. M. Turner (Ed.) II Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, v.1: p. 651-694.
- Yrigoyen, M. R., 1972. Cordillera Principal. En A. F. Leanza (ed.). *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: p. 345-364.
- Zanettini, J.C., 1999, El yacimiento ferrífero Hierro Indio, Mendoza, in Zappettini, E. ed., *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 35: p. 1547-1552.

- Zanettini, J.C., 1984, Prospección Mendoza Sur. Informe final proyecto Santa Clara y Mendoza Sur, Dirección General de Fabricaciones Militares: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 46 p. y apéndices.
- Zanettini, J. C. y Carotti M. A., 1993. Yacimientos Metalíferos y Metalogénesis. En V. A., Ramos (Ed.), 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 4 (1): p. 485-504.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DEL ÁREA VEGAS PELADAS



INTRODUCCIÓN

El prospecto de hierro “Vegas Peladas” se localiza 35 km al oeste de la localidad de Malargüe, dentro del cinturón interno de la *Faja Plegada y Corrida* que lleva el nombre de esta localidad. Se emplaza sobre la ladera NE del Cerro de las Minas, a 2900 m.s.n.m. y sus coordenadas geográficas -tomando como referencia el centro del depósito- son: 35° 20' 07" latitud sur y 69° 57' 28" longitud oeste (Figs. 2-4 y 3-1). Se accede en vehículo 4 x 4 a través de una huella subparalela al río Pincheiras (o al río Las Minas según DGFM), afluente del Río Malargüe, hasta la antigua planta de tratamiento de minerales de la mina “El Cajón” (localizada a 1,3 km al NO del arroyo Serrucho) y desde allí se sigue un camino en herradura por 3 km. Por razones topográficas se debe cruzar el arroyo las Minas y luego ascender hasta la altura de la Mina La Flor, para tomar una dirección NO y luego avanzar en el mismo sentido hasta interceptar el valle glaciario del Arroyo Vegas Peladas (Figura 2-4).

Manifestaciones de plomo, zinc y plata (El Cajón y El Páramo), hierro y baritina (La Flor y Omega) y de tipo skans de cobre (Cerro La Virgen) y de hierro (Vegas Atravesadas) se emplazan en las inmediaciones del Cerro de las Minas, próximas al prospecto Vegas Peladas. Sin embargo, ésta es la única hasta ahora descubierta sobre la ladera noreste del cerro y una de las pocas que no ha sido explotada hasta el momento (Angelelli, 1942; Arrospide, 1972; Dessanti; 1978). Los estudios más detallados sobre este prospecto se remontan al trabajo de Arrospide (1972), quien describe la geología y determina un origen metasomático para la mineralización de hierro.

En este capítulo se describen la geología y la estructura del sector de estudio poniendo énfasis en las unidades sedimentarias hospedantes de las alteraciones de skarns con mineralización de Fe. En ellas se realiza un análisis de mayor detalle para determinar la variabilidad litológica lateral y vertical, así como también acotar su posición estratigráfica y definir las zonas de estas unidades que más probablemente pudieron haber sido reemplazadas por los minerales del skarn mineralizado. Estos datos son útiles para analizar los procesos físico-químicos que transformaron estas rocas y para determinar el grado de control que ejercieron en la variabilidad mineralógica y distribución de los hornfels y exoskarns. Los resultados de este estudio pueden servir en el futuro para la búsqueda de manifestaciones no expuestas o incrementar las reservas de las manifestaciones de tipo skarn que se emplazan en las inmediaciones del Cerro de Las Minas, con similares condiciones geológicas y tectónicas.

Para cumplir con los objetivos propuestos se confeccionó un mapa geológico de detalle y luego se realizó un perfil (NE-SO) en la porción media del valle del arroyo Vegas Peladas y

perpendicular al rumbo de los estratos y al contacto con el stock granítico y diorítico; en este sector se hallan las mejores exposiciones de las rocas sedimentarias. Posteriormente, las muestras de rocas sedimentaria frescas del margen NE del arroyo se analizaron al microscopio y por difracción de rayos X para establecer equivalencias con las rocas sedimentarias alteradas del margen SO.

DISTRIBUCIÓN Y CRONOLOGÍA

La Formación Puchenque es la unidad sedimentaria más antigua y de mayor representación superficial. Aflora al NE del Cerro de Las Minas, en ambos márgenes del arroyo Vegas Peladas (Arrospide, 1972; Dessanti, 1978). Los niveles evaporíticos de la Formación Auquilco? (Grupo Lotena-Chacay), sobreyacen a esta unidad en relación de discordancia erosiva y/o falla y con afloramientos discontinuos a lo largo del margen NE del arroyo (Figs. 3-1). Restringido al extremo sudeste y sobre el mismo margen, afloran los sedimentos clásticos rojizos de la Formación Tordillo (Grupo Mendoza) en relación de discordancia paralela con el techo de la Formación Auquilco?. Las rocas ígneas neógenas intruyen a modo de pequeños plutones, diques y filones capa a las sedimentitas jurásicas. La cartografía detallada del área permitió diferenciar cuatro unidades ígneas (Figs. 3-2 y 3-3): (1) plutón diorítico-tonalítico; (2) plutón granodiorítico, ambos forman el Cerro de las Minas; (3) plutón granítico, emplazado periféricamente respecto a los anteriores y elongado según la traza del arroyo Vegas Peladas y (4) diques y filones capa andesíticos. Todos ellos fueron afectados por una falla subvertical de rumbo NO-SE, cuya traza coincide con el cauce del arroyo Vegas Peladas y que ha expuesto las relaciones de contacto entre las unidades cartografiadas. Sobre el extremo sudeste del valle y en el margen noreste del arroyo, afloran mantos de basaltos en discordancia angular sobre la secuencia sedimentaria y las unidades intrusivas. En el área, detritos sueltos y rodados modernos de orígenes morénico, de remoción en masa y fluviales, cubren los circos, quebradas y valles de los arroyos principales y transitorios.

En las laderas del Cerro de las Minas y como consecuencia de las múltiples intrusiones, las sedimentitas de la F. Puchenque yacen segmentadas y alteradas y constituyen las aureolas de hornfels de varias centenas de metros de diámetro y skarns bandeados con mineralización de Fe (Figs. 2-2 y 2-4). Debido a esta extensa aureola de contacto y a las alteraciones superpuestas, el reconocimiento de las unidades sedimentarias fue realizado en el margen nororiental del arroyo, donde se localizan las mejores exposiciones de las relaciones entre las diferentes unidades (Fig. 3-3).

Formación Puchenque? Esta unidad está mejor expuesta en la porción media del valle con un espesor máximo aflorante de 500 m. Hacia el NO disminuye hasta desaparecer por debajo de la unidad evaporítica, mientras que hacia el SE lo hace debajo de los mantos basálticos. En ningún caso se expone su base. Litológicamente está formada por la alternancia de lutitas negras, limolitas calcáreas grises, con areniscas-sabulitas de color gris claro a amarillo y calizas, en estratos subhorizontales bien definidos. Dentro de esta unidad se distinguen dos secciones bien delimitadas: una inferior (250-300 m de espesor) con predominio de facies silicoclásticas y otra superior de areniscas calcáreas y calizas (200 m de potencia) (Fig. 3-3).

En la sección inferior las facies dominantes son silicoclásticas de grano fino, formadas por limo-arcilitas y limolitas que se suceden en bancos de 2 a 5 cm de espesor, de coloración gris clara a negra. En la porción media de esta sección, hay bancos de areniscas de grano fino, de coloración blanco grisáceas a gris amarillentas y de 0,3 a 2 m de potencia. El examen microscópico permitió clasificarlas como *wackes* silicoclásticos y sus cambios de coloración obedecen a una mayor o menor participación de cemento calcáreo (0-15 %) y de material carbonoso (Fig. 3-4). Los niveles más oscuros son portadores de fósiles marinos entre los que se reconocieron amonites, bivalvos y corales, que hacia la porción superior se encuentran fragmentados en tamaños variables y acompañados también por trozos de vegetales indiferenciados. De los niveles fosilíferos se han extraído varias muestras con fauna de amonites y bivalvos. Los primeros fueron caracterizados por el Dr. Riccardi, (F.C.N. y Museo de Universidad Nacional de La Plata) quien asignó tentativamente este material a *Lilloettia* cf. *steinmanni* (Spath) y *Xenocephalites* cf. *gottschei* (Tornquist), asignados al Bathoniano superior (límite Bathoniano-Caloviano) (para mayor descripción del material ver anexo I).

El pasaje entre ambas secciones (inferior-superior) se da en forma gradual a lo largo de unos 50 m ladera arriba y comienza con una intercalación de niveles lutíticos, limolitas calcáreas y bancos de areniscas, areniscas calcáreas de grano fino a mediano, en arreglo grano y estrato creciente hasta constituir estratos potentes de 60-70 cm de sabulitas cuarzosas. En los niveles de arenitas de grano fino y mediano se conservan estructuras de estratificación paralela y entrecruzada. El examen microscópico permitió caracterizarlas como areniscas cuarzo-feldespáticas bimodales; están constituidas por clastos angulosos, con tamaños de grano fino a mediano, cristaloclastos de cuarzo y feldespato, litoclastos de limolitas cuarzo-feldespáticas y de micritas subordinadas cementados por cristales de calcita gruesos, con bordes rectos y poligonales (Fig. 3-4 a-d). Por encima de los niveles anteriores hay bancos calcáreos, espesos, de color gris claro y textura paquidérmica, clasificados como *mudstone-wackestone* (Fig. 3-4 d -

usando la clasificación de [Dunham, 1972](#)). Si bien ladera arriba los afloramientos de los paquetes calcáreos se restringen por los de basaltos y/o detritos modernos, fue posible estimar un espesor para ellos de 50-100 m. Sobre los bancos calcáreos yacen los niveles evaporíticos en relación de aparente discordancia erosiva? y en otros sectores claramente tectónica, a través de una zona de brecha de falla formada por clastos angulosos de ambas rocas (Figs. 3-1 y 3-2).

Dado que en el margen SO del arroyo, las margas, las pelitas y las calcarenitas fueron transformadas a hornfels y skarn, para poder identificarlas se utilizaron las estructuras y texturas relícticas en estas rocas alteradas y sus litologías originales se determinaron por medio de analogías con sus equivalentes no alterados que afloran en el margen opuesto del arroyo. Sobre el margen SO del arroyo, la sección inferior del afloramiento está compuesta por una alternancia de bancos bandeados finos (de coloración rojiza) y espesores de 3 a 5 cm, con bancos masivos de 0,5 a 1 m de espesor y continuidad lateral (Fig. 3-5 a). Los niveles bandeados obedecen a la intercalación de láminas claras de composición cuarzo-feldespática y grano más grueso, con otras oscuras en las que predominan materiales pelítico y carbonoso y minerales opacos. Los bancos masivos de mayor espesor parecen análogos a niveles arenosos de composición principalmente cuarzo-feldespática que se observaron en la sección inferior de los afloramientos del margen opuesto. Por encima de estos bancos y a lo largo de unos 100 m sobre esta misma ladera, predominan los niveles finos y bandeados que gradan hacia arriba a bancos claros más espesos y de composición cuarzo-feldespática. Estos bancos conservan estructuras de estratificación cruzada y paralela y rematan en una caliza decolorada y recristalizada, parcialmente cubierta por los detritos de falda modernos que lateralmente grada a una zona alterada con minerales de skarn. En este margen no se han encontrado fósiles in situ, debido al grado de recristalización y alteración de la roca sedimentaria cartografiada. Sin embargo, sobre la misma ladera, se han hallado rodados de calizas silificadas con calcos de ammonites y bivalvos no diferenciados.

Formación Auquilco? Por encima de la unidad anterior y sólo en el margen este del arroyo, se halla un nivel de yeso que presenta las mejores exposiciones en el extremo norte, con un espesor aflorante de 290 m. Hacia el SE este paquete se extiende paralelo al arroyo, siempre por encima de la secuencia silícico-carbonática, en exposiciones restringidas a asomos discontinuos interrumpidos por numerosas fallas que coinciden con las quebradas de los cursos efímeros que aportan sus aguas al arroyo Vegas Peladas. Algunas de estas fallas permiten observar el comportamiento dúctil del yeso y frágil de las rocas subyacentes (Fig. 3-5 b). Los afloramientos de yeso se reducen notablemente hacia el SE de la zona de estudio, donde los

mantos de basaltos cuaternarios cubren a las sedimentitas jurásicas y sólo en algunos sectores paleogeográficamente más altos, donde el basalto no fluyó, se conservan asomos de esta unidad (Figs. 3-1 y 3-2). El pasaje de una unidad a otra se halla cubierto por material de derrubio rico en rodados de basaltos-andesitas lo que dificulta observar la relación de conformidad-disconformidad y/o falla entre ambas.

ESTRUCTURA

De las trazas de afloramientos y RBZ (rumbo del máximo buzamiento) medidos en las unidades sedimentarias aflorantes en ambos márgenes del arroyo Vegas Peladas (Figs. 3-1 y 3-2), se desprende la presencia de una estructura tipo braquianticlinal (Belousov, 1974) cuya línea de charnela tiene una dirección NNO-SSE, con inmersión en ambas direcciones y su culminación coincide con los afloramientos de la cúpula del cuerpo granítico. Sus flancos tienen un rumbo promedio N 45° con inclinaciones variables entre 10° E y 14° O. De acuerdo a estas características se trata de un pliegue no cilíndrico, de doble inmersión (Hobs et al., 1981) y tipo suave (Fleuty, 1964).

Otro rasgo estructural está dado por las trazas de los cursos de los arroyos Vegas Peladas y de Las Minas que coinciden con las direcciones principales de los lineamientos regionales NO-SE y O-E presentes en la porción austral de la Cordillera Principal del SO de Mendoza (Méndez et al., 1995 - Figs. 2-1, 2-2, 2-6 y 3-2). El primero, además, forma parte de un lineamiento mayor que continúa hacia el SE, expresando en el arroyo Pincheiras, con un Azimut N 146°. Este lineamiento interrumpe la continuidad hacia el norte de las estructuras plegadas de rumbo N-S que abundan hacia el sudeste del sector de estudio (Fig. 2-2). Por lo tanto, en coincidencia con la dirección de la charnela del pliegue, se interpreta la presencia de una falla con cierta componente de rumbo, que corta a las unidades sedimentarias jurásicas anteriormente plegadas, así como a los intrusivos terciarios y sus alteraciones asociadas. El corte transversal a esta estructura realizado en la sección media del arroyo Vegas Peladas, permitió determinar la existencia de un rechazo vertical de ~50 m, correlacionando al techo de la Formación Puchenque a uno y otro lado de la estructura (Fig. 3-6). De manera muy subordinada y perpendicular a esta estructura, existen fallas menores de tipo inversas afectando a las mismas unidades y alteraciones, con rechazos de rumbo e inclinación de unos pocos metros y están representadas por las numerosas quebradas localizadas en ambos márgenes del arroyo (una de ellas muestra la ductilidad del yeso

definiendo una zona de falla de 15 m de espesor, figura 3-5 b). Hacia el extremo SE, sus rumbos varían hasta hacerse subparalelos al lineamiento principal (Fig. 3-1).

Entre las estructuras menores se destacan tres sistemas de diaclasas conjugadas desarrollados sobre los afloramientos de la Formaciones Puchenque y Calabozo, que en el margen sudoeste del arroyo están rellenos comúnmente con minerales de skarn. En el sector medio del valle se midieron los rumbos correspondientes a un juego principal de diaclasas, N 140°-N 60°, que coinciden con los rumbos del arroyo y de las quebradas transversales respectivamente, y de dos sistemas secundarios de direcciones N 10°-N 80° y N 100°-N 175°, ambos más penetrativos (con distanciamientos entre planos variables de 2 a 15 cm) (Fig. 3-7). El primer juego podría corresponder al sistema de diaclasas extensionales y el segundo, al sistema de diaclasas de cizalla (desplazamiento) definidos por [McClay \(1987\)](#) para pliegues no cilíndricos. El tercer juego tal vez esté relacionado a un esfuerzo posterior vinculado a la falla principal NO-SE. A partir de la disposición de estos sistemas de diaclasas y de la dirección de la charnela, es posible definir las orientaciones de los esfuerzos principales para este sector del pliegue como θ_1 N60° y θ_3 N 140° (Fig. 3-7).

En el mismo sector y sobre el granito se diferenciaron también varios juegos de diaclasas, uno principal que coincide con el observado en la Formación Puchenque, de rumbo N 140° y N 60°, menos penetrativos (con separaciones de varios metros a decenas de metros) y otros secundarios, más penetrativos (Fig. 3-7). Integrando los juegos de diaclasas medidos en los tres cuerpos intrusivos se destacan por su mayor frecuencia aquéllos de direcciones N-S y E-O. El primero parece haber favorecido el emplazamiento de los diques riolíticos y andesíticos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La Formación Puchenque fue definida por [Westermann y Riccardi \(1972\)](#) y [Dessanti \(1973\)](#) para rocas de edad jurásica (Pleinsbachiana-Caloviana) que afloran en el Co. Puchenque y en los márgenes del arroyo Calabozo, a \cong 12 km al SE del sector de estudio. Allí está constituida por más de 850 m de una sucesión grano creciente de lutitas y fangolitas de color gris verdoso a negro con restos de vegetales y hacia la porción superior se intercalan con areniscas calcáreas y areniscas de grano grueso. Del mismo modo que en el sector de Vegas Peladas, la base de esta formación no aflora y es sobreyacida por rocas calcáreas definidas como Calizas del Calabozo (Grupo Lotena-Chacay), equivalentes a la Formación Calabozo de [Legarreta et al. \(1993\)](#). Ambas formaciones (Puchenque y Calabozo) presentan un espesor aparente de 738 m.

También lo hacen en la ladera SE del Cerro de Las Minas, sobre el cajón que toma el mismo nombre, donde se encuentran alteradas a hornfels y skarn mineralizado (Cu) y son portadoras de vetas de baritina-hierro-manganeso y polimetálicas de Ag-Pb-Zn (Dessanti, 1978; Zanettini y Santamaría, 1999). Por encima de las calizas y en discordancia paralela, aflora la Formación Auquilco con un espesor máximo aflorante de 640 m (Fig. 3-1).

Al establecer equivalencias entre los afloramientos sedimentarios observados en el sector de Vegas Peladas con aquéllos del Cerro Puchenque y del Cajón de las Minas, se puede concluir que las sedimentitas silicoclásticas que afloran en el tramo inferior de la sección estratigráfica con un espesor de 450 metros, corresponden a la F. Puchenque de Dessanti (1973) y Arrospeide (1972). Sin embargo, las calizas que se encuentran en la porción superior (últimos 50 m) de estos afloramientos se correlacionan con la Formación Calabozo. Esta última, netamente carbonática, es la sección potencialmente más reactiva y permeable de la columna sedimentaria para generar skarns portadores de la mineralización de Fe, lo cual se correlaciona con la posición estratigráfica de los bancos de exoskarn más potentes que se encuentran por encima de los hornfels bandeados en la sección del margen SO del arroyo (Fig. 3-5 a).

Por primera vez se reconocieron niveles evaporíticos en Vegas Peladas. Teniendo en cuenta sus espesores y posición estratigráfica acotada por encima de la Formación Calabozo y sobreyacida por la Formación Tordillo, en concordancia con la geología regional se los asigna a la Formación Auquilco. Los hallazgos fosilíferos extraídos del techo de la Formación Puchenque (anexo I), son coherentes con la interpretación previamente expuesta ya que restringen la edad máxima de la Formación Puchenque al límite Bathoniano-Calloviano, mientras que las edades de las Formaciones Calabozo y Auquilco corresponden al Calloviano Temprano a Medio y al Oxfordiano superior a Kimmeridgiano, respectivamente (Legarreta *et al.* 1993).

De acuerdo al análisis estructural efectuado se puede afirmar que la intrusión del cuerpo granítico fue sindeformacional con respecto al plegamiento de las sedimentitas jurásicas, evidenciado por: (1) la presencia de los mismos sistemas de diaclasas principales asociadas al pliegue, observadas tanto en la Formación Puchenque como en el granito, (2) la morfología elongada del cuerpo según la dirección axial del pliegue y (3) la convexidad de los estratos en concordancia con la morfología del techo del plutón (Llambías, 2003), reconocida en el margen noreste del arroyo. Con respecto a los cuerpos diorítico y granodiorítico, sus morfologías más globosas y relaciones cronológicas con respecto al cuerpo granítico permiten determinar que sus emplazamientos fueron previos a este plegamiento. Posteriormente a este evento, continuó la deformación con predominio de un comportamiento frágil sobre la superficie de debilidad de la

charnela del pliegue, que originó la falla principal NO-SE y la reactivación de los sistemas de diaclasas (paralelas a las quebradas transversales), que se manifiesta en fallas inversas con rechazos de unos pocos a decenas de metros. Dado que la deformación frágil afectó a las sedimentitas, a los tres cuerpos intrusivos y a sus alteraciones asociadas (Figs. 3-2, 3-4 y 3-6), estas fallas inversas son importantes desde el punto de vista prospectivo ya que segmentan las capas mineralizadas que reemplazan a los estratos calcáreos de la Formación Calabozo, en el margen sudoeste del arroyo.

Debido a la habilidad del yeso a fluir ante los esfuerzos tectónicos, comúnmente funciona como horizonte de despegue en todo el sector de la faja plegada y corrida de Malargüe, sumado al comportamiento dúctil observado en este sector, y al gap temporal (7 Ma.) definido previamente entre el techo de la Formación Calabozo y la base la Formación Auquilco, se puede plantear a modo de hipótesis la existencia de un corrimiento menor de vergencia este en la base de la Formación Auquilco, sobre el Grupo Cuyo, previo al fallamiento NO-SE.

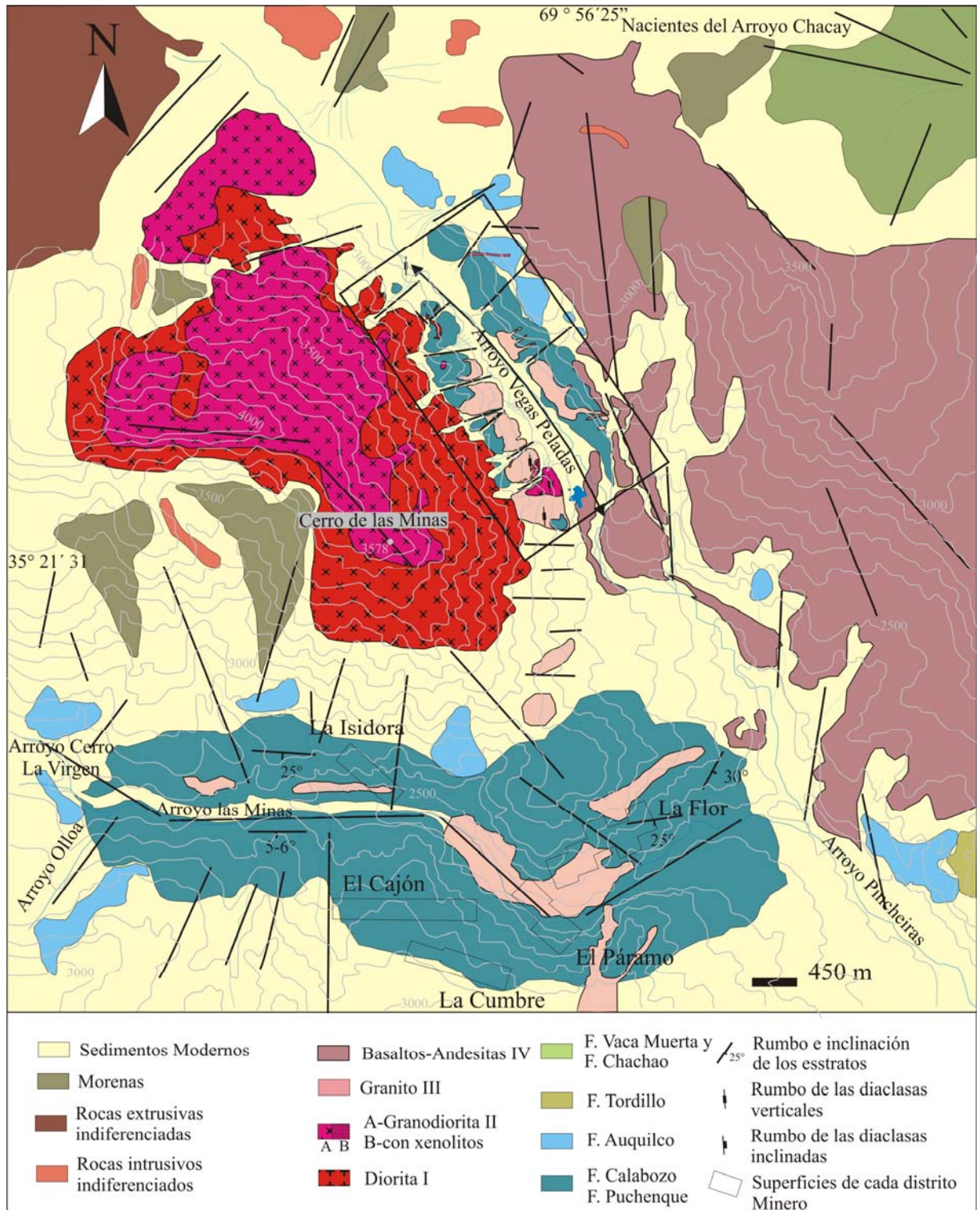


Figura 3-1. Mapa geológico-topográfico que muestra la ubicación de los distintos prospectos localizados en las laderas del Cerro de Las Minas y márgenes de los arroyos Vegas Peladas y de Las Minas (Modificado de Dessanti, 1978).

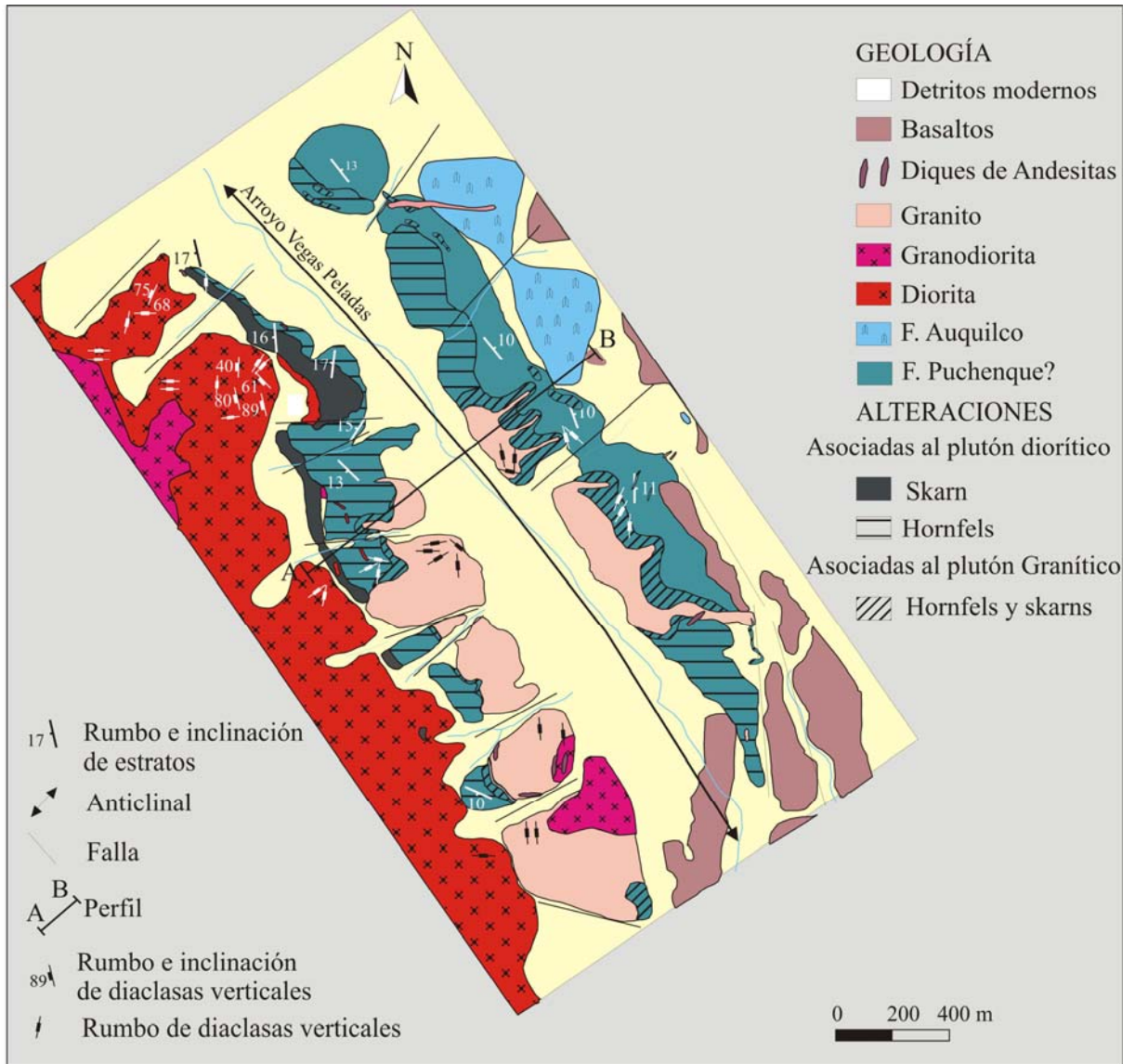


Figura 3-2. Mapa geológico y estructural del distrito Vegas Peladas (Modificado de [Arrospide, 1972](#)).

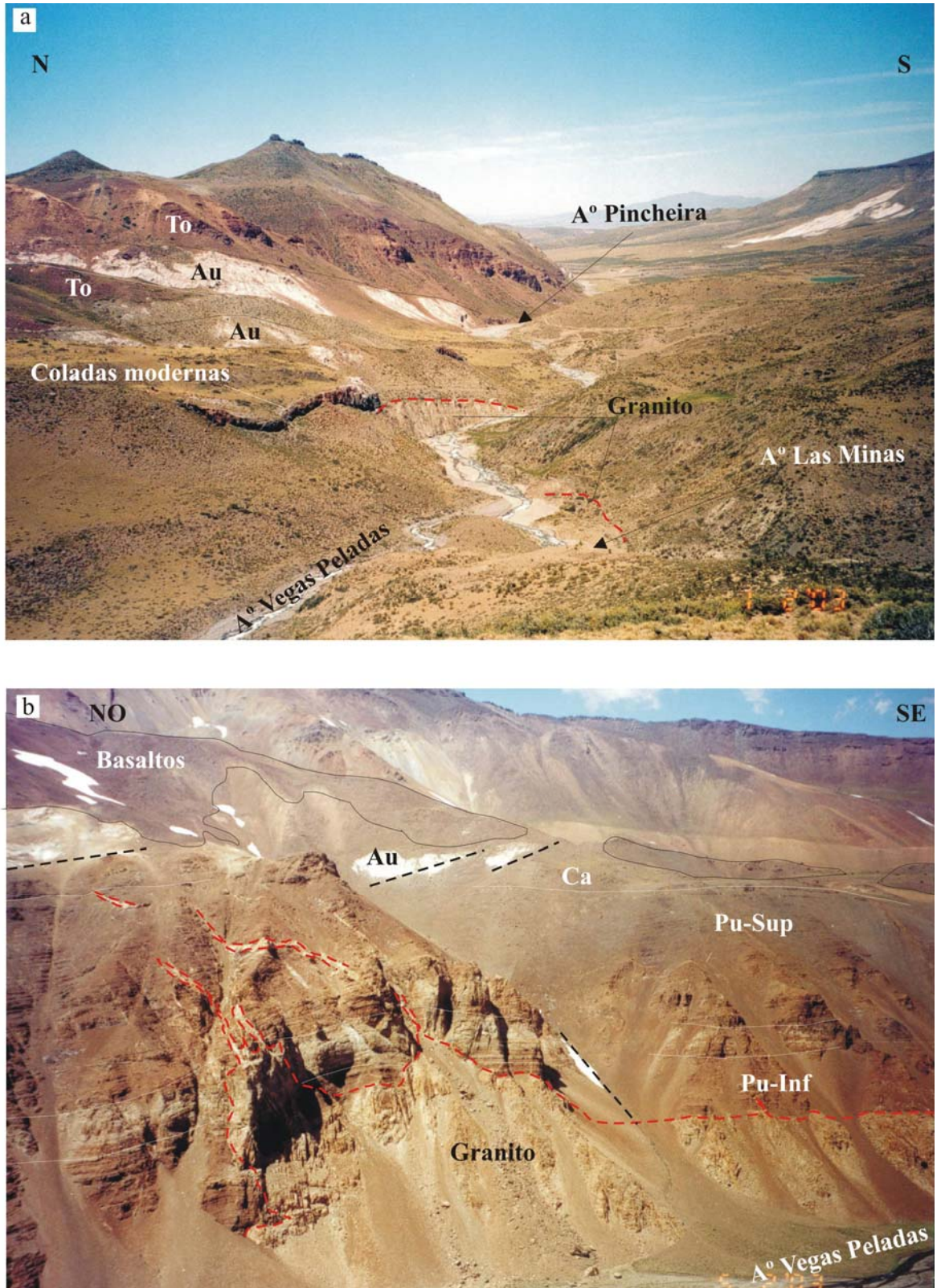


Figura 3-3. a- Fotografía que muestra las relaciones estratigráficas y de corte entre las unidades sedimentarias, intrusivas (granito) y extrusivas (coladas de basaltos), en la intersección de los Arroyos Las Minas y Vegas Peladas. ; b- Vista panorámica de las relaciones estratigráficas aflorantes en el margen NE del arroyo Vegas Peladas y las relaciones de corte con el cuerpo granítico. Para ésta y el resto de las fotografías se han resumido los nombres de las formaciones de la siguiente manera: Pu: F. Puchenque, I: inferior y S: superior, Ca: F. Calabozo, Au: F. Auquilco, To: F. Tordillo.

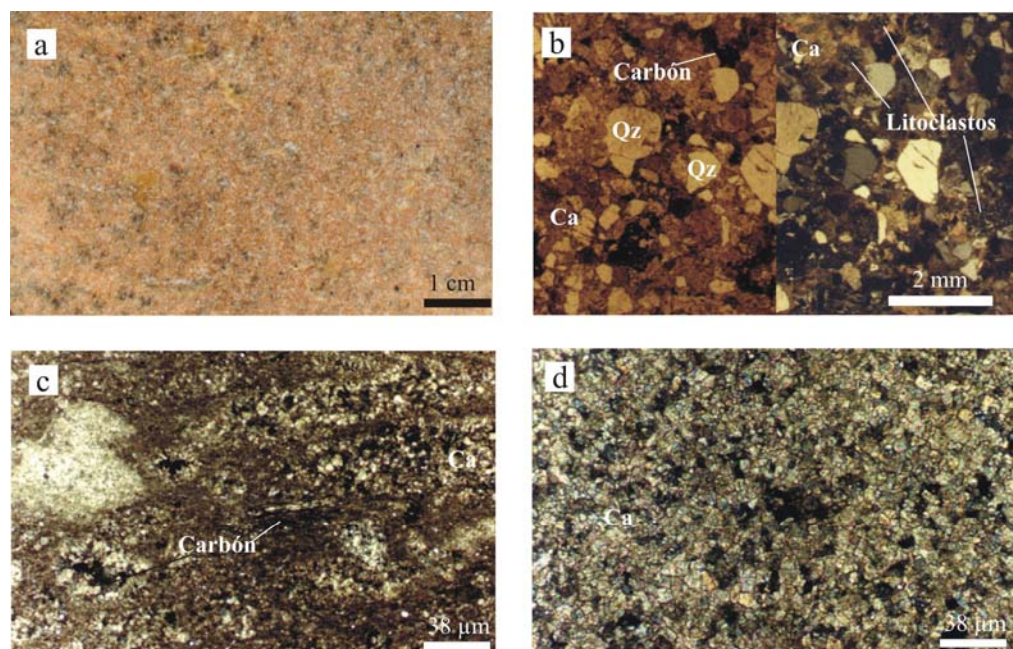


Figura 3-4. Fotografías de secciones delgadas: a- aspecto mesoscópico de la arenisca de grano fino; b- microfotografías de la misma arenisca qz-fld con cemento calcáreo extraída de la sección superior de la F. Puchenque, con luz paralela y nicoles cruzados. c- mudstone extraída de la F. Calabozo?, con nicoles cruzados; d- wackestone, extraída de la F. Calabozo?

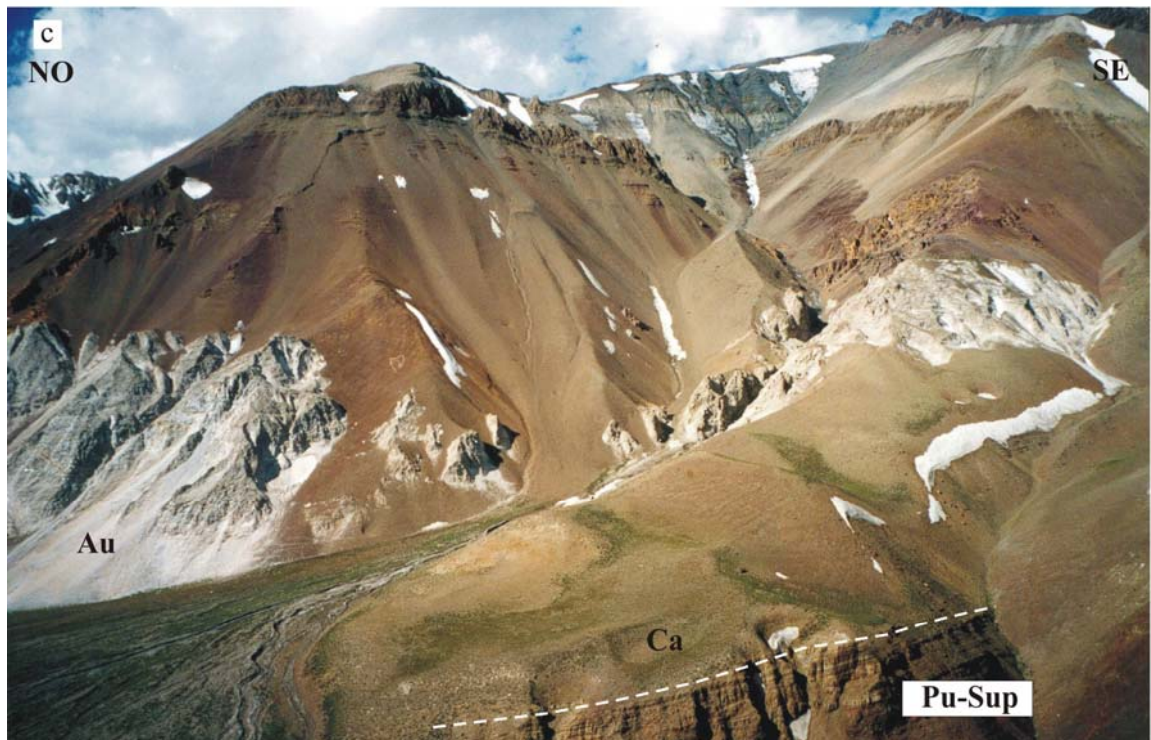
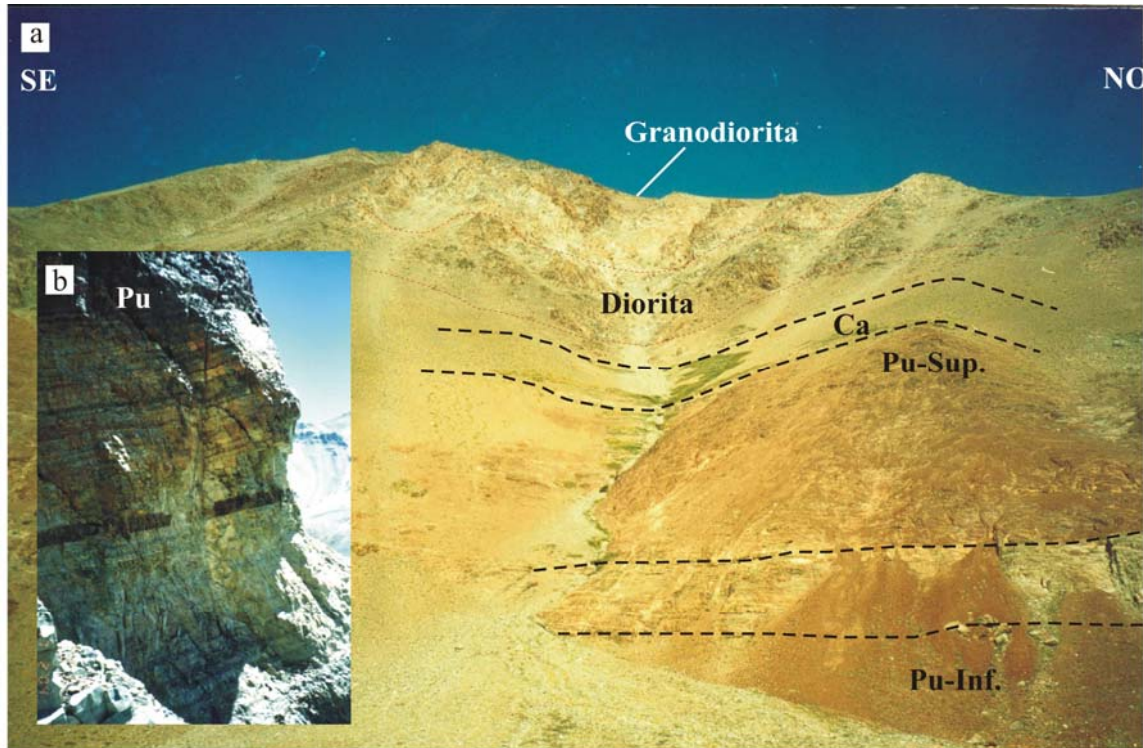


Figura 3-5. Fotografías de los afloramientos de la roca sedimentaria: a- alterada y relaciones de contacto entre ésta y las unidades intrusivas en el margen SO del Arroyo Vegas Peladas; b- detalle del aspecto de los hornfels bandeados; c- falla inversa en el margen NE con un ligero rechazo que muestra el comportamiento dúctil de la F. Auquilco.

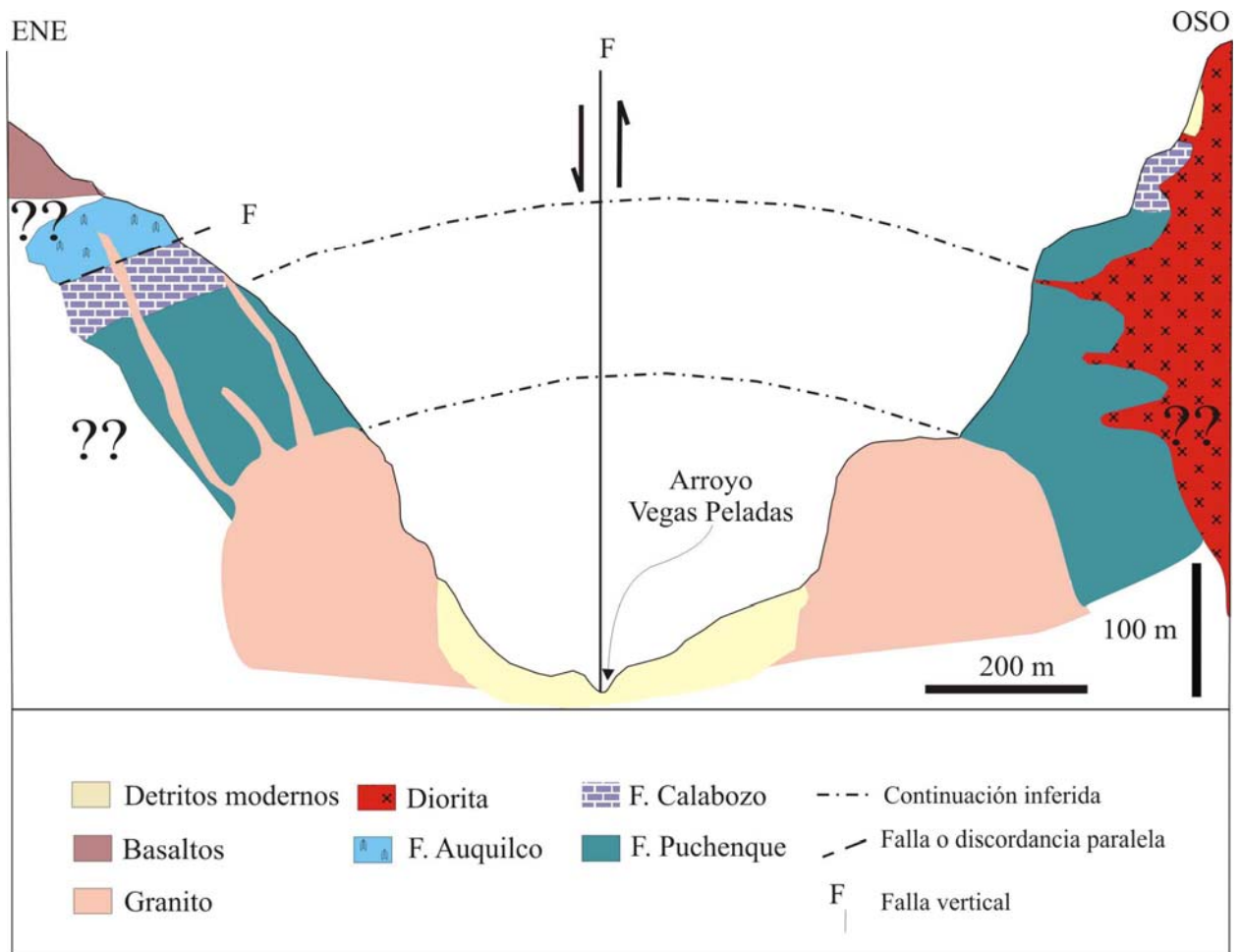


Figura 3-6. Perfil esquemático marcado en la figura 3-2, que muestra las relaciones cronológicas entre las unidades descritas y el rechazo vertical (~50 m) al techo de la F. Puchenque, a uno y otro lado de la falla NO-SE.

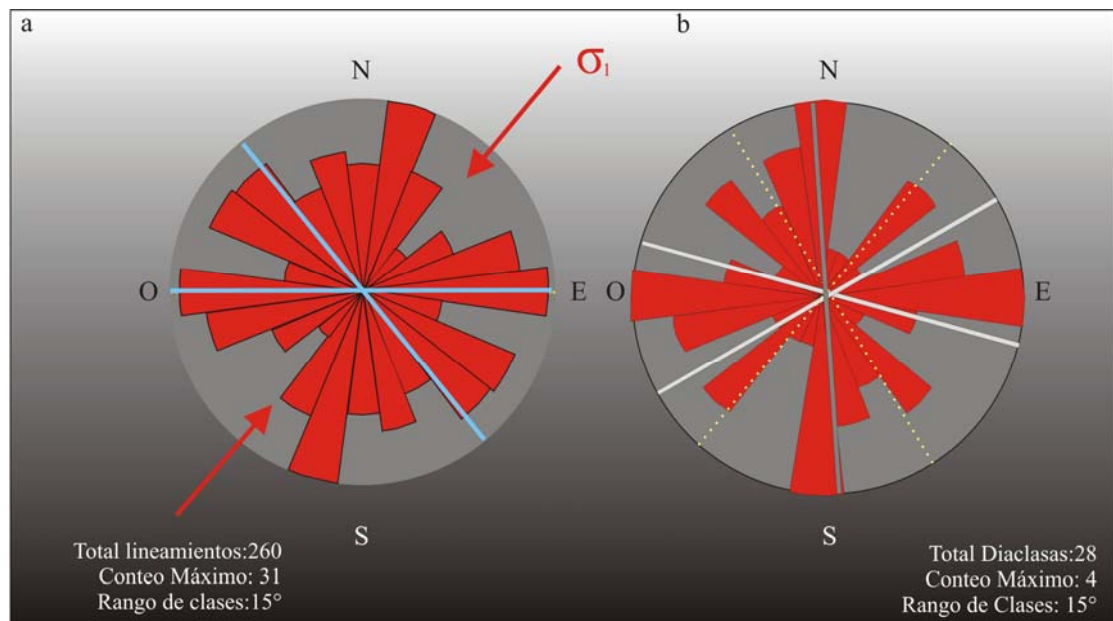


Figura 3-7. Diagrama de rosas que grafican la distribución de los a- rumbos de los lineamientos regionales principales del sector correspondiente a la porción sur ($70^{\circ}06' - 69^{\circ}42' \text{ LO}$ y $35^{\circ}05' - 35^{\circ}40' \text{ LS}$) de la Cordillera Principal del SO de Mendoza, equivalente a una superficie de 1916 km^2 , extraídos de la imagen satelital de la figura 2-1. Las líneas celestes representan la dirección de los arroyos Vegas Peladas y Las Minas; b-Azimut de las diaclasas en los intrusivos de Vegas Peladas. Las líneas grises continuas representan el azimut promedio de los diques riolíticos y andesíticos en Vegas Peladas y Mina La Flor. Las líneas discontinuas amarillas indican el azimut promedio de diaclasas en Mina La Flor.

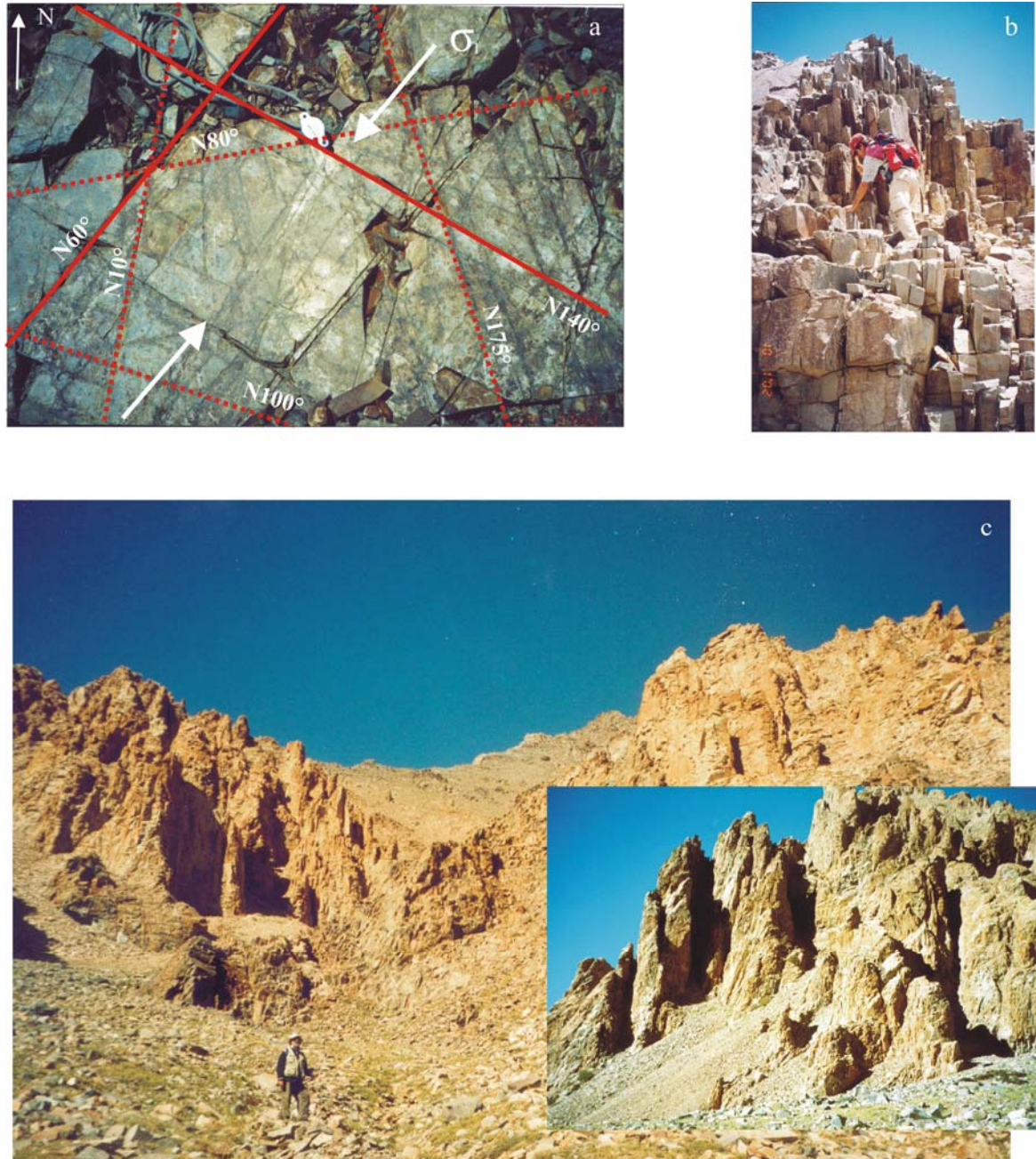


Figura 3-8. a- Dirección de las superficies de diaclasas observadas en los hornfels lajosos del perfil de la Fig. 5-7 (ver Capítulo V). Las líneas continuas representan los juegos de diaclasas principales y las líneas punteadas los accesorios; b- dirección de las superficies de diaclasas en el intrusivo Diorítico; c- diaclasas de rumbo predominante N-S en el Granito.

ANEXO I

DESCRIPCIÓN DEL CONTENIDO FOSILÍFERO

Material

Tres moldes externos, dos correspondientes a ejemplares aparentemente completos y uno correspondiente a parte de una vuelta (?) externa.

Características

El ejemplar de mayor tamaño tiene c. 48,5 mm de diámetro, es involuto ($U/D = 0.17$), con sección de la vuelta no visible, pero aparentemente redondeada a ligeramente comprimida, con pared umbilical subvertical. La ornamentación está formada por c. 12 costillas primarias en media vuelta, con una suave concavidad adoral en el borde umbilical, bifurcadas inmediatamente por debajo de la mitad del flanco; se observan además una o dos intercalatorias por primaria. Las costillas secundarias, 35 por media vuelta, son finas y redondeadas, con un ancho igual al de los interespacios, y tienen un recorrido ligeramente proyectado en sentido adoral.

El ejemplar de tamaño intermedio, con aproximadamente 32,2 mm de diámetro, es involuto, con una relación $U/D = 0.17$ en el diámetro máximo, aunque probablemente tenga un diámetro umbilical menor en las vueltas interiores. La sección de la vuelta no es visible, pero aparentemente es redondeada a ligeramente comprimida con flancos convexos. La ornamentación en la última vuelta visible está formada por c. 8-9 costillas primarias en media vuelta, con una suave concavidad adoral en el borde umbilical, bifurcadas inmediatamente por debajo de la mitad del flanco y una intercalatorias por primaria puede estar presente. Las costillas secundarias, 22 por media vuelta, son finas y redondeadas, están ligeramente curvadas hacia atrás y tienen un ancho igual al de los interespacios. Se observa un incremento en el espaciamiento y engrosamiento de las costillas desde el inicio a la terminación de la última vuelta.

El ejemplar de tamaño más pequeño tiene un diámetro de 22-23 mm y corresponde a la mitad de una vuelta, aparentemente externa con características similares a las del ejemplar de tamaño intermedio, descrito más arriba.

Comparaciones

Todo el material descrito parece corresponder a la Familia Sphaeroceratidae, Subfamilia Eurycephalitinae, ampliamente representada en el Bajociano superior-Caloviano inferior

(Oxfordiano) de los Andes. El ejemplar de mayor tamaño es comparable con el género *Lilloettia* Crickmay y con la especie *L. steinmanni* (Spath), del Bathoniano superior, tal como ha sido ilustrada en Riccardi & Westermann (1991, p. 52). Los ejemplares de menor tamaño son comparables con el género *Xenocephalites* Spath y con la especie *X. gottschei* (Tornquist) del Bathoniano superior-Caloviano inferior, tal como fuera ilustrada en Riccardi & Westermann (1991, p. 76).

Conclusiones

El material es tentativamente atribuido a *Lilloettia* cf. *steinmanni* (Spath) y *Xenocephalites* cf. *gottschei* (Tornquist) y referido al Bathoniano superior (límite Bathoniano-Caloviano).

BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli, V., 1942. El yacimiento de calcopirita del cerro La Virgen. Los depósitos de magnetita y hematina de Vegas Peladas y los de Baritina y mineral manganesífero del arroyo Las Minas. Distrito de Malargüe, Departamento de San Rafael. Dirección de Minas y Geología. Carp 101. Buenos Aires.
- Arrospide, A., 1972. Depósitos Minerales de Hierro de Vegas Peladas Mina Nenche. Dep. de Malargüe, Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 3 (1-2): 117-131.
- Belousov, V. V., 1974. Geología Estructural, Editorial Mir, Moscú, 179 p.
- Dessanti, R. N., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29 b, Bardas Blancas, Pcia de Mendoza. Bol. Serv. Nac. Min. Geol. (Argentina), 139: 1-70. 1 mapa, Buenos Aires.
- Dessanti, R. N., 1978. Descripción de la Hoja 28b, Malargüe, Pcia. de Mendoza. Bol. Serv. Geol. Nac. (Argentina), Buenos Aires, 149: 1-50 y anexos (1 mapa y 2 perfiles).
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In E. W. Ham (Ed.), Classification of carbonate rocks, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1. 108-121.
- Fleuty, M. J., 1964. The description of folds. Geol. Assoc. Proc., 75, Pt. 4: 461-489.
- Hobs, B. E., Jeans, W. D. y Willians, P. F., 1981. Geología Estructural. Omega Eds S. A., Casanova 220-Barcelona 36, 518 p.
- Legarreta, L., Gulisano, A. y Uliana, A., 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. Relatorio del XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Geología y Recursos Naturales de Mendoza, V. A. Ramos (Ed.), Mendoza 1 (9): 87-114.
- Llambías, E. J., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina –Serie B- Didáctica y Complementaria N° 27 Instituto Superior de Correlación Geológica – Serie Correlación Geológica N° 15, 182 p.
- McClay, K. R., 1987. The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook, Handbook series Editor-Keith Cox, 162 p.
- Méndez, V., Zanettini, J. C. y Zapettini, E. O., 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Anales N° 23 de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación, Buenos Aires, 190 p.

- Riccardi, A.C. y Westermann, G.E., 1991. Middle Jurassic Ammonoid Fauna and Biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part III: Bajocian-Callovia Eurycephalitinae, Stephanocerataceae. *Palaeontographica* A216: 1-110.
- Westermann, G. E. y A. C., Riccardi, 1972. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Parte I: Hildocerataceae. *Paleontographica* A. 140: 1-116.
- Zanettini J.C. y Santamaría, 1999. Los depósitos de plomo-zinc de los Cerros Las Minas y Puchenque, Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Buenos Aires, *Anales* 35: 1723-1729.

A photograph of a geological rock outcrop. The rock is light-colored, possibly tan or grey, and shows signs of fracturing and layering. A geological hammer is placed on the rock surface to provide a scale. The hammer has a black handle and a silver head. The text is overlaid on the image in red, bold, uppercase letters.

CAPÍTULO IV

**LOS CUERPOS ÍGNEOS NEÓGENOS DEL CERRO DE LAS
MINAS: GEOLOGÍA, PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA.
COMPARACIÓN CON OTROS CUERPOS ÍGNEOS
TERCIARIOS DE LA CORDILLERA PRINCIPAL**

INTRODUCCIÓN

Este capítulo tiene por objetivos: a) analizar las características geológicas y petrográficas de las unidades ígneas que forman el Cerro de las Minas, sus relaciones de corte y modo de emplazamiento; b) caracterizar químicamente los diferentes cuerpos ígneos y compararlos con las rocas ígneas neógenas y paleógenas de la Cordillera Principal del SO de Mendoza y NO de Neuquén genéticamente vinculadas a skarn mineralizados; c) comparar las características petrográficas y químicas de las rocas ígneas del Cerro de las Minas con las rocas ígneas del arco volcánico cuaternario de los Andes del Sur (34.5°-37° SL) e d) incrementar el conocimiento sobre la evolución y metalogénesis del arco magmático neógeno de esta porción de los Andes y que sea de utilidad para aplicarlo en el descubrimiento de nuevos depósitos minerales.

GEOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE LOS CUERPOS ÍGNEOS

Plutón diorítico

Con una superficie de 13 km² y una relación axial de 3,5, constituye el afloramiento de mayor extensión del Cerro de las Minas (Fig. 4-1). Es elongado según un rumbo NO-SE, paralelo al arroyo Vegas Peladas, masivo y localmente diaclasado. Su tamaño de grano es fino y sus texturas varían desde microgranuda porfiroide en el centro del cuerpo a glomerofirica-porfirica hacia los bordes. Está constituido por dos facies: la más extendida, diorítica, gris oscura (IC 20%) y otra tonalítica, gris clara (IC 15%), arealmente restringida. La primera está compuesta por plagioclasa (An₃₁₋₈₃) zonada y maclada (83%), anfíbol (5-10%), piroxeno (0-6%), biotita (<2-4%), cuarzo (<2%), con magnetita (hasta 5 %), titanita, apatita y trazas de circón como accesorios (Tabla 4-1, muestras 2638 y 2696). La facies tonalítica tiene mayor proporción de cuarzo intersticial (7%) y una plagioclasa con un rango en la composición química más amplio (An_{16-99,8}) (Tabla 4-1, muestra 2629-A). En ambas facies el anfíbol (edenita-hornblenda magnésica) está en cristales euhedrales a subhedrales individuales y en la facies más máfica, también está intercrecido con magnetita y biotita formando halos alrededor del ortopiroxeno (hornblenda magnésica - actinolita), hábito que sugiere un proceso de hidratación del piroxeno (Fig. 4-2 a; Tablas 4-2 y 4-3). En las dos facies la biotita se presenta en cristales anhedrales, intercrecida con el anfíbol o menos frecuente, en cristales individuales y sus composiciones químicas dieron razones $Mg / (Mg + Fe^{+2}) > 0.6$ y concentraciones de $Ti > 0.65$ (át. por fórmula unidad, Tabla 4-3). Ocasionalmente, la plagioclasa aparece manteada con textura *antirapakivi* (Fig. 4-2 b). La apatita se presenta con más de una variedad textural: en

crisales prismáticos finos incluidos dentro de las plagioclasas y como individuos mayores (diámetros de 40 μm), subhedrales a anhedrales con numerosas inclusiones que le dan un aspecto poroso. Esta última es rica en cloro (Tabla 4-3). La titanita está como un accesorio primario, por lo general en crisales finos e idiomorfos intersticiales o como producto de la alteración del anfíbol y de la magnetita. Ambas facies tienen miarolas rellenas con feldespato-anfíbol-magnetita y superficies de diaclasas tapizadas por anfíbol.

Plutón granodiorítico

Es elongado en dirección NO-SE, tiene una superficie aflorante de 5,14 km^2 y su relación axial es de 2,6. Es gris claro (IC 10-7%), su textura es granuda a porfiroide hacia los bordes y está constituido por plagioclasa (78-76%), cuarzo (15-22%), anfíbol (5-7%) y como accesorios contiene biotita, magnetita, piritita y circón (2%). Es común la presencia de parches o fantasmas de plagioclasa con desarrollo de textura *antirapakivi* y de cuarzo gráfico dentro del feldespato alcalino. Intruye por el N y centro del Cerro de las Minas al plutón diorítico, con contactos netos, definidos y superficies planas. En la quebrada “6” (Fig. 4-1, Q6) está expuesto el contacto entre ambos plutones y desde el techo del plutón granodiorítico emergen numerosos diques leucocráticos porfiroides y pegmatitas máficas (ricas en anfíbol y feldespato) de espesores delgados (5-15 cm) que intruyen, a través de fracturas subverticales, al plutón diorítico (Figs. 4-3 a, b y c). Si bien los contactos entre estos diques y la diorita son netos, presentan alta cohesividad, lo que indicaría un contacto caliente, con bajo contraste térmico entre ambas rocas. Localmente, en los contactos se desarrolla una textura brechoide y la granodiorita contiene fragmentos redondeados a subredondeados de diorita (Figs. 4-3 d y e).

Otro ejemplo de relaciones de contacto entre ambos plutones y también con la caja sedimentaria se puede observar en la base de la quebrada “1” (margen SO del arroyo, Fig. 4-1), con una exposición excepcional pero arealmente restringida (664 m^2) del cuerpo granodiorítico con xenolitos de diorita y fragmentos de la roca de caja sedimentaria (Figs. 4-4 a, b y c). Los fragmentos de diorita (50% del afloramiento) son subredondeados a subangulosos y sus tamaños varían desde unos pocos centímetros a varios metros de largo (Fig. 4-6 a). Es común que un fragmento presente dos tipos de bordes, subredondeado y anguloso (Figs. 4-4 a y b). También es común la presencia de numerosas venillas leucocráticas (granodiorita) que los atraviesan y dividen en varios bloques angulosos con escaso a casi nulo desplazamiento (Figs. 4-4 e y g). En otros casos, hay concentración de fragmentos angulosos rodeando los bloques dioríticos mayores y por sus escasos desplazamientos se los puede vincular con estos (Figs. 4-4 f y g). Presentan

textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol (1 x 0.1cm) que se orientan con sus ejes mayores paralelos a los bordes del fragmento. La mineralogía de estos fragmentos difiere del plutón diorítico principal en los siguientes aspectos: 1) carecen de minerales opacos y de cuarzo intersticial; 2) el anfíbol es de hábito prismático largo (relación de aspecto de 10), de color rojizo oscuro, con pleocroísmo extremo y no presenta reacción con la pasta; los mafitos (anfíbol, piroxeno ± biotita) de menor tamaño están totalmente alterados a clots de anfíbol verde, fibroso (del grupo actinolita - ferro actinolita) y titanita anhedral; 3) los fenocristales de plagioclasa son escasos y contienen parches y venillas de un feldespató alcalino. En la pasta los cristales de plagioclasa tienen los contornos desdibujados por el crecimiento de un feldespató más alcalino ($n < 1.54$). Desde el centro y hacia el borde de los fragmentos los cristales de plagioclasa presentan un aumento gradual del grado de alteración a minerales arcillosos. En contacto con la matriz granodiorítica leucocrática, los fragmentos de diorita presentan un borde enfriado de 20 mm de espesor o bien una zona de reacción de hasta 2 cm de espesor compuesta por anfíbol verde de grano fino ± titanita que pasa a una zona constituida por feldespató alcalino y gradualmente, a la matriz granodiorítica (Figs. 4-4 h, i y j).

La composición mineralógica de la granodiorita en contacto con los xenolitos dioríticos también difiere de la mineralogía del cuerpo granodiorítico principal: 1) no contiene biotita, magnetita y anfíbol primarios; 2) tiene menor cantidad de cuarzo intersticial; 3) presenta anfíbol fibroso secundario similar al observado en los xenolitos dioríticos distribuido en intersticios y agrupado por sectores constituyendo zonas más oscuras (es posible que se hayan formado de la desintegración de xenolitos de diorita en la roca hospedante) y 4) contiene mayor proporción de plagioclasa con textura *antirapakivi*. Los fragmentos de la roca sedimentaria son escasos (< 2%), tabulares y de dimensiones variables (entre 0,05 m y 8 m long.). Estos fragmentos han sido transformados en hornfels de tamaño de grano muy fino y de colores gris y castaño claro, aunque muchos preservan la foliación derivada de los planos de estratificación. Todas estas características sugieren un comportamiento frágil de la caja y alto contraste térmico entre las sedimentitas y el intrusivo granodiorítico hospedante (Figs. 4-4 c y d).

Plutón granítico

Se distingue en el campo por su color blanco (IC: 0-0.5 %). Está expuesto en el extremo N y E del cerro, como un cuerpo elongado a lo largo de ambos márgenes del arroyo Vegas Peladas, con una extensión de 1,7 x 0,2 km y relación axial de 8,5, si bien la continuidad de su afloramiento se ve interrumpida por los abundantes detritos de falda (Figs. 4-1 y 4-5). En ambas

márgenes del arroyo, las laderas ofrecen ejemplos espectaculares de la morfología de su cúpula y relaciones de intrusividad con la caja sedimentaria y con los plutones diorítico y granodiorítico. En el margen NE, el cuerpo granítico intruye a las Formaciones Puchenque y Calabozo con relaciones de contacto concordantes (Fig. 4-5 a). La cúpula del plutón es convexa hacia arriba, conjuntamente con la deformación de las capas de la roca de caja suprayacentes producida por los esfuerzos del magma durante la intrusión. Estos esfuerzos también provocaron la fracturación de la roca de caja y el desprendimiento de numerosas apófisis desde el techo del plutón, a modo de diques y filones capa (morfología similar a la definida por Llambías (2003) para los lacolitos), conformando un excelente ejemplo de fracturación hidráulica (*stopping*) (Fig. 4-5 b). Este cuerpo incorporó xenolitos de la roca de caja sedimentaria (*pendant*) de hasta varias decenas de metros, bien angulosos, que conservan los planos de estratificación, junto con xenolitos de la diorita notoriamente más redondeados y de menores dimensiones. En la base de la quebrada “1” se observan sus contactos con el plutón granodiorítico y en lo alto de la misma con el plutón diorítico. En ambos casos los contactos son netos y definidos (Figs. 4-1, Q1 y 4-5 c).

La textura del plutón varía desde seriada, en el centro del cuerpo, a microgranuda porfiroide, en el borde. Está compuesto por cuarzo intersticial (60%), plagioclasa zonada (40%), con escasos minerales accesorios (circón) y relictos de minerales máficos (<1%); el resto ha sido alterado a un anfíbol verde fibroso del grupo tremolita-ferroactinolita. Es común la presencia de intercrecimiento de cuarzo gráfico y antipertitas en los contactos entre granos de cuarzo y feldespato. Los cristales de plagioclasa no desarrollan formas tabulares perfectas y presentan crecimiento y venilleo de un feldespato más alcalino (Fig. 4-5 d).

Del cuerpo principal del plutón granítico emanan numerosos diques y filones capa riolíticos con espesores variables que se emplazan en la roca sedimentaria. Se caracterizan por su textura porfírica a microporfírica y están formados por fenocristales y glomérulos de plagioclasa (25% -An₁₀₋₃₉-) y cuarzo con engolfamientos (2%), en una pasta felsítica de grano muy fino (<10 μm) (Fig. 4-5 d; Tabla 4-4). En el contacto con las sedimentitas, los diques y filones más gruesos (>3 m) forman una zona de brecha (>15 cm espesor) constituida por clastos angulosos de la roca sedimentaria de tamaños variables inmersos en la matriz clara del filón y/o dique.

Diques y filones capa andesíticos

Intruyen a todas las unidades descritas, son de color morado y de escasa exposición en el sector N del cerro (Fig. 4-1), donde los detritos de falda restringen sus afloramientos a dos cuerpos de 1 x 2 m, aparentemente concordante con la roca de caja. En el sector SE del cerro,

afloran diques (tabulares) con espesores variables (hasta 2 m) que intruyen a los plutones granodiorítico y granítico. Presentan textura porfirica, con fenocristales de plagioclasa (30-52%) y anfíbol (3-5%), en una pasta de plagioclasa (40-63%). Algunos fenocristales de plagioclasa tienen texturas tipo *antirapakivi* y es factible que se hayan formado por descompresión durante el ascenso rápido del dique. Ocasionalmente su pasta está alterada a parches y motas de sericita y los mafitos primarios a clorita.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

Las rocas analizadas (diorita-tonalita, granodiorita, granito y diques y filones capa andesíticos) presentan concentraciones de SiO₂ que varían entre 54,9 y 75,5 % (Tabla 4-5); los valores mayores corresponden al plutón granítico. Al emplear el diagrama de sílice versus álcalis de [Middlemost \(1994\)](#) para su clasificación, los grupos rocosos resultantes son similares a los definidos petrográficamente. Sin embargo, debido a las concentraciones elevadas de álcalis, los diques andesíticos y el granito se clasifican como traquiandesita y sienogranito, respectivamente (Fig. 4-6 a). Todas las rocas analizadas son subalcalinas con tendencia calcoalcalina (Figs. 4-6 b y c). De acuerdo a la relación A/CNK (Fig. 4-7 a) son metaluminosas, tal como lo indica la mineralogía definida previamente. Las razones moleculares A/CNK son iguales o inferiores a 1, límite propuesto por [Chappell y White \(1992\)](#) para separar los granitos tipo I de los tipo S de Australia. En el diagrama K₂O vs. SiO₂ (Fig. 4-7 b), la mayoría de las muestras se ubican en el campo de las rocas con potasio normal, dos muestras del plutón granodiorítico y la muestra del dique andesítico caen en el campo de alto potasio y el dique riolítico, con sus feldespatos alterados, cae en el campo de bajo potasio. La concentración de TiO₂ disminuye significativamente desde el cuerpo diorítico al granítico. Por otro lado, el Zr aumenta en la misma dirección. En consecuencia, la razón Zr/TiO₂ resulta un excelente índice de diferenciación con el cual se puede comparar la distribución de los elementos químicos en las rocas estudiadas (Fig. 4-8). Con el aumento de la razón Zr/TiO₂ disminuyen las concentraciones de MgO, FeO + Fe₂O₃ y TiO₂, tendencias que están expresadas, mineralógicamente, por la ausencia de piroxeno, disminución de minerales máficos y ausencia de magnetita, titanomagnetita y titanita en las rocas más silíceas. Las concentraciones de Al₂O₃ y CaO tienen similar comportamiento, mientras que el Si₂O, K₂O y el Na₂O aumentan con el incremento de la razón Zr/TiO₂. El granito y el dique riolítico presentan valores de K₂O menores a los esperados para su grado de diferenciación. En el diagrama de P₂O₅ versus Zr/TiO₂ (Fig. 4-8), las mayores

concentraciones de P_2O_5 corresponden a la diorita que tiene mayor proporción de apatita modal; este óxido disminuye con la diferenciación.

Asimismo, las concentraciones de los elementos compatibles Sc, V y Ni, son mayores en la diorita (con minerales máficos y abundantes óxidos) y bajos (V) a nulos (Sc y Ni) en el granito y la riolita (Tabla 4-6). Dado que las muestras de diorita no tienen olivino, los porcentajes variables de piroxenos \pm magnetita pueden ocasionar la dispersión de los valores de Ni.

Con respecto a los elementos litófilos, las concentraciones más bajas de Rb, K y Ba se hallan en las rocas menos diferenciadas (plutón diorítico) mientras que los máximos se corresponden con el plutón granodiorítico. El Th también aumenta con el aumento de la razón Zr/TiO_2 y es más abundante en las rocas más diferenciadas (granodiorita y granito) donde forma parte de la composición de los zircones.

Las concentraciones de las tierras raras (ETR) junto con las de otros elementos traza fueron volcadas en un diagrama spider normalizado a MORB, siguiendo el orden de elementos y factores de normalización de [Pearce \(1982, 1983; Fig.4-9 a; Tabla 4-6\)](#). El patrón es similar para la mayoría de las rocas analizadas, con un enriquecimiento marcado en los elementos más incompatibles, desde Sr hasta el Th, con concentraciones de Rb, Ba, K y Th enriquecidos en 2,1-64, 1,21-38, 7,7,4-24 y 14-84 veces MORB, respectivamente. El enriquecimiento en Rb, Ba, K y Th con respecto a MORB y la disminución de los HFSE con respecto a LREE que presentan las rocas más diferenciadas del Cerro de las Minas, se correlaciona con la ausencia de accesorios y máficos. En el caso del dique riolítico, la deficiencia en K, Rb, y Ba, como se explicara previamente, obedecería a la alteración hidrotermal que lo afecta.

En el diagrama de multielmentos de la figura 4-10, se observa una anomalía negativa de Nb con respecto a Th y Ce para la mayoría de las rocas estudiadas, que es característica de los basaltos calcoalcalinos de arcos de islas y márgenes continentales activos ([Pearce, 1996](#)). También son destacables las anomalías negativas de Ti e Y para las muestras de granito y riolita que expresan bien el grado de extensión del fraccionamiento dado por la cristalización de los óxidos de hierro y titanio, con las mínimas concentraciones de estos elementos. Las concentraciones de Y y Zr cercanas a 1 para las rocas menos silíceas, indican la ausencia de granate residual en la fuente, en equilibrio con el magma ([Pearce, 1996](#)).

Los análisis de tierras raras en roca total (Tabla 4-6) normalizados a condrito ([Boynton, 1989](#)) se muestran en la figura 4-11. Las concentraciones de La están enriquecidas entre 33 y 108 veces con respecto al condrito y el Yb supera entre 8 y 15 veces los valores del condrito, correspondiendo, en ambos casos, los valores más altos a la granodiorita. El granito y el dique

riolítico están empobrecidos en todas las tierras raras (La 34-63 e Yb 6-9). A pesar que la plagioclasa es uno de los minerales más abundantes en la diorita, ésta carece de anomalía negativa de Eu. Esta anomalía se esboza en la granodiorita y es bien marcada en el dique riolítico y el granito.

En términos generales, el conjunto de las rocas estudiadas sigue un patrón de ETR similar, de razones $(La/Yb)_N$ bajas y que varían en un rango restringido entre 4.4 y 8, independiente del grado de diferenciación.

Dado que las relaciones La/Sm, Sm/Yb y La/Yb son una medida del comportamiento de la pendiente de las tierras raras livianas y pesadas, respectivamente, los bajos valores obtenidos para la mayoría de las rocas del Cerro de Las Minas ($La/Sm < 6$, $Sm/Yb < 2.5$, $La/Yb < 12$), sugieren que los magmas de los cuales ellas derivan se emplazaron en una corteza relativamente fina (35-50 km), caracterizada por la escasez o ausencia de granate como fase mineral residual en equilibrio con el fundido (Kay *et al.* 1999) (Figs. 4-12 a y b).

COMPOSICIÓN ISOTÓPICA

Dos isócronas obtenidas por el método Rb-Sr en roca total y en biotita arrojaron una edad de $11,5 \pm 0,9$ Ma con una relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de $0,705328 \pm 0,000079$ para el plutón diorítico (2685) y una edad de $15,1 \pm 0,2$ Ma con una relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de $0,7045369 \pm 0,000044$ para el plutón granodiorítico (Vp 27-E1). Estas edades son concordantes con las edades tentativas asignadas por Nullo *et al.* (2002) para estas rocas, pero inversas a sus relaciones de campo. En efecto, el plutón granodiorítico intruye al plutón diorítico, siendo, por lo tanto, más joven que este último (Tabla 4-7; Fig. 4-13). Si bien no se pudo armar una isocrona con las muestras del granito (Vp 10), la relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$ en roca total es de $0,704933 \pm 0,000041$.

En la tabla 4-8 se presentan las relaciones isotópicas $^{147}Sm/^{144}Nd$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ de los tres plutones analizados, correspondiendo 0,105806 y 0,512718 al plutón diorítico (muestra 2685), 0,123358 y 0,512722 al plutón granodiorítico (muestra Vp 27-E1) y 0,106552 y 0,512724 al plutón granítico (muestra Vp 10), respectivamente. Estos datos están normalizados según la relación inicial $^{143}Nd/^{144}Nd$ del modelo de DePaolo (1988) y los valores Sm/Nd fueron calculados a partir de los tenores Sm y Nd medidos en ppm (para mayores detalles sobre las condiciones analíticas ver Capítulo I). A partir de las relaciones anteriores y de las edades obtenidas para los cuerpos diorítico y granodiorítico, se obtuvieron las diferencias entre las

relaciones iniciales $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de estas rocas con la correspondiente al CHUR actual y con respecto a la relación del CHUR al momento de la cristalización de las mismas, expresados en términos de valores de ϵ^0 CHUR y ϵ^t CHUR, respectivamente. Los valores ϵ^0 CHUR y ϵ^t CHUR dieron 1,567481 y 1,695014 para la muestra 2685 y 1,64808 y 1,78840 para la muestra Vp 27-E1, respectivamente. En el caso del granito, por no contar con una edad sólo se pudo determinar el ϵ^0 CHUR de 1,675537. Las edades modelos (TDM) para los tres plutones, indican que el protolito de estas rocas se diferenció del manto hace al menos 480 Ma (Tabla 4-8).

Los resultados de tres análisis de isótopos estables realizados en plagioclasa y en biotita del plutón diorítico y en el feldespato del plutón granítico se muestran en la tabla 4-9. La biotita y el feldespato de la diorita presentan valores $\delta^{18}\text{O}$ de 5,4 y 6,9 ‰, respectivamente y el feldespato del plutón granítico un valor $\delta^{18}\text{O}$ de 7,9 ‰. A partir del par mineral plagioclasa-biotita del plutón diorítico y usando la ecuaciones de [Zheng \(1993a y b\)](#), se obtuvo una temperatura mínima de cristalización del magma de 638 °C.

DISCUSIÓN

Relaciones de contacto entre los cuerpos ígneos

Los siguientes elementos descriptos al analizar la geología de los cuerpos ígneos indican que estas rocas se emplazaron en los niveles poco profundos de la corteza ([Llambías, 2003](#)): 1) las pegmatitas máficas, derivadas del plutón granodiorítico, que intruyen al plutón diorítico; 2) el tamaño de grano fino y la textura porfírica de estos cuerpos; 3) la presencia de miarolas, brechas, venillas y alteraciones; 4) los xenolitos de roca sedimentaria, alojados en los plutones diorítico, granodiorítico y granítico, son angulosos y preservan las estructuras primarias. Sin embargo, la morfología (redondeamiento-angulosidad) de los xenolitos dioríticos dentro del cuerpo granodiorítico sugiere que el comportamiento reológico de estas rocas fue más complejo inicialmente.

La intrusión del magma granodiorítico en el cuerpo diorítico y la incorporación, en el primero, de xenolitos dioríticos, tienen que haber comenzado antes de que el magma diorítico cristalizara completamente, de allí los bordes redondeados que presentan varios xenolitos (comportamiento dúctil del cuerpo diorítico). Una vez finalizada la cristalización de los xenolitos dioríticos y al continuar la inyección del magma granodiorítico, se produjo el fracturamiento (angulosidad) y el venilleo de estos bloques mayores, es decir, la fragmentación se produjo por una rotura tardía, de comportamiento frágil ([Llambías, 2003](#)). En algunos casos,

esta rotura tardía no alcanzó a separar los distintos fragmentos del xenolito original, como lo demuestran los fragmentos menores alrededor de un bloque mayor.

La elevada proporción de xenolitos dioríticos en el cuerpo granodiorítico con formas redondeadas a subredondeadas, los bordes enfriados y las venillas leucocráticas de granodiorita que los atraviesan, sugieren que hubo una mezcla física o parcial (*mingling*) entre estos dos magmas de composición, temperatura y estados de cristalización ligeramente diferentes (Hibbard, 1995).

Por otro lado, los feldespatos manteados en la diorita y granodiorita y las diferencias mineralógicas que presentan estas rocas con respecto a sus composiciones originales, observadas en los cuerpos diorítico y granodiorítico vecinos (ej., ausencia de mafitos, presencia de anfíbol pardo rojizo de hábito prismático largo, feldespatos alcalinos, titanita) indicarían que, localmente, hubo modificación química. También las bandas metasomáticas descritas en el contacto entre ambas facies (diorita-granodiorita) son frecuentes en los cuerpos donde ha habido mezclas (químicas) entre magmas de bajo contraste térmico, proceso que produce la disgregación de cúmulos de cristales en el magma menos cristalizado (Figura 4-4) y la difusión de elementos entre ambos (Hibbard, 1995).

En la diorita, es probable que la transformación del piroxeno en anfíbol, biotita y magnetita se haya producido debido al enfriamiento durante la inyección del magma granodiorítico, más frío y félsico, que promovió la contracción y el posterior fracturamiento del cuerpo diorítico, con exolución de fluidos antes de que esta roca cristalizara completamente. Esta textura es común en cuerpos ígneos generados por mezcla de magmas (comunicación personal del Dr. Pablo González).

De acuerdo a las consideraciones previas, los magmas de composición diorítico y granodiorítico han interactuado como una mezcla física (*mingling*), con intercambio químico localizado. La presencia de xenolitos de una facies dentro de otra y sus características reológicas implican que estos magmas no alcanzaron a mezclarse totalmente (*mixing*) y, por lo tanto, a hibridizarse químicamente, debido a que el magma más máfico alcanzó el estado sólido antes de producirse la mezcla química (Marshall y Sparks, 1984).

Cronología de los cuerpos ígneos

La cartografía de detalle y las relaciones de corte expuestas en este trabajo han permitido identificar nuevos cuerpos ígneos y determinar sus cronologías relativas en el siguiente orden:

(1) plutón diorítico-tonalítico, (2) plutón granodiorítico, (3) plutón granítico, (4) diques y filones capa andesíticos y, cubriendo a éstos, los mantos de basaltos. [Arrospide \(1972\)](#) asigna las unidades intrusivas (1 y 3) al Mollelitense y las unidades efusivas al Palaocolitense de Groeber (1947), equivalentes a las rocas plutónicas andinas de edad Oligoceno-Mioceno y a la F. Palaoco del Mioceno superior-Plioceno, respectivamente ([Dessanti,1978](#)). En la síntesis regional de [Nullo et al. \(2002\)](#), las unidades intrusivas se asignan a la Andesita Huincán (17,3-14,4 Ma), en concordancia con las edades Rb-Sr $11,5 \pm 0,9$ Ma y $15,1 \pm 0,2$ Ma obtenidas para los plutones diorítico y granodiorítico, respectivamente. Debido a que las edades Rb-Sr en biotita no son edades de cristalización de la roca sino edades relativas de enfriamiento de las rocas por debajo de los 350 °C ([Faure, 1986](#)), esta incoherencia en las edades (más jóvenes para el plutón más viejo) podría asignarse a: 1) una tasa de enfriamiento más lenta del plutón diorítico y rápida del plutón granodiorítico lo cual lleva a un cierre tardío del sistema biotita en el primero, o a 2) una homogeneización isotópica, causada por un metamorfismo termal sobreimpuesto al plutón diorítico. Teniendo en cuenta las relaciones de campo y la ubicación de la muestra (2685) próxima al plutón granítico, la edad más joven ($11,53 \pm 0,92$ Ma) obtenida para el plutón diorítico es, probablemente, producto de una homogeneización isotópica, debido a un metamorfismo termal ocasionado por la intrusión del cuerpo granítico más joven. Esta hipótesis es coherente con la mayor relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,705328 \pm 0,000079$) en la diorita ([Faure, 1986](#)).

Evidencias de evolución de los cuerpos ígneos por cristalización fraccionada

Los diagramas de Harker (Fig. 4-8) ponen de manifiesto la participación de procesos de cristalización fraccionada en la evolución de los cuerpos ígneos en los siguientes aspectos: 1) la concentración de TiO_2 disminuye, significativamente, desde el cuerpo diorítico al granítico, como consecuencia del fraccionamiento de los óxidos e hidróxidos de Fe y Ti, 2) la disminución en las concentraciones de Al_2O_3 y CaO y el aumento de las concentraciones de K_2O y Na_2O con el incremento de la razón Zr/TiO_2 es coherente con el fraccionamiento de las plagioclasas. El granito y el dique riolítico, con valores de K_2O menores a los esperados para su grado de diferenciación, se desvían de esta tendencia debido a la alteración sódica que los afecta, la cual habría causado la movilización del K_2O , 3) la disminución de P_2O_5 con el aumento de la razón Zr/TiO_2 (Fig. 4-8) concuerda con la disminución de apatita modal desde la diorita al granito, sugiriendo un fraccionamiento de este mineral con el aumento en el grado de diferenciación, 4) el que las concentraciones más bajas de K, Rb y Ba se encuentren en las rocas del plutón diorítico mientras que los máximos se encuentran en las rocas del plutón granodiorítico es

también concordante con un proceso de cristalización fraccionada. La dispersión en los valores de estos elementos en el granito y en el dique riolítico obedece, como se señaló anteriormente, a la movilización de K_2O y ganancia de Na_2O por la acción de procesos hidrotermales (Ver capítulo V).

El grado de diferenciación también se pone de manifiesto en las concentraciones de los elementos compatibles Sc, V y Ni, que pueden ser incorporados en los silicatos y óxidos que cristalizan temprano (Sc en piroxenos, V en los óxidos de hierro y Ni en olivino y espinelas).

La anomalía negativa de Ti e Y para las muestras de granito y riolita expresa bien el grado de extensión del fraccionamiento de los óxidos de hierro y titanio, ambas con las mínimas concentraciones de estos elementos (Figs. 4-9 y 4-10). El empobrecimiento en todas las tierras raras (La 34-63 e Yb 6-9) observado en el plutón granítico y en el dique riolítico se puede explicar por la carencia o escasez de minerales máficos y accesorios que las concentran (p. ej., anfíbol, piroxeno, magnetita, apatita y titanita) (Fig. 40-11). La carencia de anomalía negativa de Eu en la diorita, a pesar que la plagioclasa es uno de los minerales más abundantes en ella, sugiere que el fraccionamiento de este mineral en su magma parental fue escaso o nulo, o bien que el magma parental, al tener alta fugacidad de oxígeno como lo demuestra la gran abundancia de magnetita, hace que el Eu, al igual que las otras tierras raras, actúe con valencia 3^+ y no 2^+ , por lo cual no entra en la estructura cristalina de la plagioclasa (Fig. 4-11). Esta anomalía se esboza en la granodiorita y es bien marcada en el dique riolítico y en el granito, y señala la participación del fraccionamiento de los feldespatos en la diferenciación de estos últimos cuerpos ígneos.

Los valores $\delta^{18}O$ ‰ de los minerales del plutón diorítico y del feldespato del plutón granítico (Tabla 4-9) están dentro de los valores esperados para rocas basálticas (entre 5 y 7) y granitos (entre 7 y 12), respectivamente (Hall, 1996). El valor de $\delta^{18}O$ del feldespato del plutón granítico mayor que el obtenido para el feldespato del plutón diorítico, es consistente con un efecto de la cristalización fraccionada en la distribución del ^{18}O (Epstein y Taylor, 1967). La temperatura (638°C) obtenida a partir de los valores $\delta^{18}O$ ‰ del par mineral plagioclasa-biotita, está por debajo de las temperaturas (entre 880°C y 950°C) de cristalización de una plagioclasa de composición intermedia (An_{45,6}) de un magma saturado en agua y a ≈ 5 kb de presión (Hibbard, 1995). Esta temperatura, inferior a la esperada, probablemente obedezca a que el enfriamiento de la diorita fue suficientemente lento para permitir un reequilibrio isotópico entre ambos minerales y por ello las temperaturas estimadas son menores que las de cristalización (Anderson *et al.*, 1971), proceso muy común en rocas plutónicas.

Comparación con otras Rocas Ígneas Neógenas asociadas a Skarns de Fe de la Cordillera Principal Mendocina.

Los cuerpos ígneos que forman los cerros Mojón de las Aguadas-Redondo y Cabeceras del Colorado, se emplazan en este segmento de la Cordillera Principal del SO de Mendoza, al norte y al sur, respectivamente, del Cerro de Las Minas (Figs. 2-2 y 4-14). En el contacto con las rocas sedimentarias, estas rocas ígneas también han originado skarns y mineralización de hierro (prospectos Hierro Indio y El Kaiser, Fig. 2-2). De acuerdo a las edades obtenidas hasta el presente (7 ± 1 Ma, Ramos y Nullo, 1993; $13, 6 \pm 2,6, 11,8 \pm 0,8$ Nullo *et al.*, 2002; 15 ± 3 , Franchini *et al.*, 2005), estas rocas ígneas forman parte del magmatismo neógeno asignado por Nullo *et al.* (2002) a la Andesita Huincán (AH), (Fig. 2-2). En Hierro Indio y El Kaiser, las rocas ígneas intruyen a las rocas sedimentarias del Grupo Mendoza, a modo de pequeños plutones dioríticos ($10.000-630.000 \text{ m}^2$) y numerosos diques y filones capa de composición andesítica. Los plutones dioríticos tienen una coloración gris a gris verdosa, presentan una textura microporfírica y del mismo modo que las rocas del Cerro de las Minas, están compuestos mayoritariamente por plagioclasa + anfíbol + piroxeno \pm magnetita \pm titanita y cuarzo intersticial. Sin embargo, los diques y filones andesíticos de Hierro Indio y El Kaiser, difieren de los cuerpos similares del Cerro de las Minas en su color gris claro y su textura porfírica con fenocristales de anfíbol negro de gran desarrollo ($1,5-2 \times 0,3-0,5 \text{ cm}$). La mineralogía rica en magnetita de estas rocas ígneas (Franchini y Dawson, 1999, Pons *et al.* 2004 a y b; Franchini *et al.* 2005) sugiere que los magmas de los cuales derivan evolucionaron en un ambiente con alta fugacidad del oxígeno.

Las composiciones químicas de las rocas ígneas de Hierro Indio y El Kaiser son similares a las rocas ígneas del Cerro de las Minas analizadas en este trabajo y a las facies más máficas de la Andesita Huincán (Nullo *et al.*, 2002). En efecto: 1) son rocas subcalcalinas con afinidad calcoalcalina, metaluminosas, de alto y medio potasio (Figs.4-6 y 4-7); 2) sus elementos traza normalizados a MORB (Pearce, 1996) muestran una anomalía de Nb con respecto a Th y Ce, concentraciones mayores de Nb y Zr y menores de Ti e Y con respecto a MORB, las que son características de los basaltos calcoalcalinos (Fig. 4-10); 3) los patrones de sus elementos traza normalizados a MORB (Pearce, 1982, 1983; Pearce *et al.*, 1984) son típicos de un arco continental calcoalcalino, con altas y variables concentraciones de elementos alcalinos, alcalinotérreos y Th y baja relaciones HFSE/LREE (Figs. 4-9, 4-10, 4-11) (Kay *et al.*, 1987, 1988, 1991, 1999, Pearce, 1996); 4) sus concentraciones de elementos mayoritarios y

traza, incluyendo ETR, son típicas de los plutones primitivos, del tipo I, asociados a los skarns de Fe (Christiansen y Keith, 1996; Meinert, 1984 y 1995).

Comparación con las rocas ígneas paleógenas asociadas a skarns mineralizados de la Cordillera Principal de Neuquén.

En la Cordillera Principal del NO de Neuquén (36° 30′-38°LS), las rocas ígneas paleógenas de los cerros Nevazón y Caicayén y del distrito Campana Mahuida, también han generado skarns mineralizados: de tipo reducidos con características de skarns de Au, (Cerro Nevazón), skarns de Fe (pirita) (Caicayén) y skarns de Cu (Campana Mahuida). Los dos últimos están vinculados, genéticamente, a alteraciones de tipo pórfiro de Cu y a un pórfiro de Cu, respectivamente. Si bien estos tres grupos rocosos se formaron a expensas de magmas similares, generados a partir de la fusión de una fuente mantélica, las diferencias evolutivas entre ellos se correlacionan con distintos estilos de alteración y mineralización en los skarns (Franchini *et al.* 2003).

Las diferencias y similitudes entre los plutones del SO de Mendoza y los plutones de la Cordillera Principal del NO de Neuquén, se visualizan en los diagramas La/Yb versus Rb/Cs y La/Yb versus SiO₂ de las Figuras 4-12 a y b. En estos diagramas, las rocas ígneas neógenas del SO mendocino (Vegas Peladas, Hierro Indio y El Kaiser) definen una tendencia horizontal similar a la de las rocas ígneas del Cerro Nevazón. Estas rocas son las más primitivas del grupo rocoso del NO neuquino; sus magmas parentales no experimentaron contaminación cortical y fraccionamiento del anfíbol como los intrusivos de Caicayén y Campana Mahuida (ver discusión en Franchini *et al.* 2003). Presentan razones La/Yb bajas y constantes, pero razones Rb/Cs y concentraciones de SiO₂ variables. Las concentraciones de Rb variables en las rocas de Vegas Peladas y de Cs en las rocas de Hierro Indio y El Kaiser son responsables de la dispersión de la razón Rb/Cs. Dado que los procesos de cristalización fraccionada prácticamente no alteran el valor de la razón Rb/Cs, es probable que los procesos hidrotermales posteriores hayan afectado dicha razón en estas rocas, adquiriendo valores muy dispersos, pues la movilidad del Rb puede ser distinta a la del Cs en estos últimos procesos. La razón La/Yb constante en las rocas del SO de Mendoza puede obedecer al fraccionamiento de minerales con similares coeficientes de distribución sólido/líquido para las ETR pesadas y livianas (ej. olivino ± plagioclasa ± ortopiroxeno) (Rollinson, 1993).

También las concentraciones de ETR de las rocas mendocinas son similares a las concentraciones que presentan las rocas del Cerro Nevazón (CN) (37.5° LS) y rocas volcánicas

del arco volcánico cuaternario del segmento de transición (34.5°-37° LS) de los Andes del Sur (grupos volcánicos Planchón-Peteroa, 35°-35,2° LS, y Nevados de Chillán, 36,9° LS; Figs. 4-1, 4-9; 4-10; 4-11; 4-12 c; 4-14 y 4-15) emplazadas en una corteza continental relativamente delgada (30-50 Km) (Davidson *et al.* 1988; Hildreth y Moorbath, 1988; Franchini *et al.* 2003), sugiriendo que estas rocas han evolucionado a partir de magmas primarios, calcoalcalinos, originados por aproximadamente un 10% de fusión del manto de naturaleza peridotítica, con escasez o ausencia de granate residual. Sin embargo, la diferencia en la razón Sm/Yb para similares razones La/Sm entre estos grupos rocosos, sugiere un ligero aumento del espesor cortical de sur a norte (Fig. 4-15). Las rocas ígneas de Vegas Peladas, Hierro Indio y el Kaiser (35,0°-35,7° LS) son similares a las de los grupos volcánicos Planchón Peteroa (35°-35,2° LS) y Nevados de Chillán (36,9° LS), emplazados en una corteza relativamente delgada (~ 35 km) (Hildreth y Moorbath, 1988; Tormey *et al.* 1991), mientras que las rocas de Cerro Nevazón plotean en el campo del Volcán Antuco, emplazado en una corteza aún más fina (~ 30 km) (Franchini *et al.* 2003).

La composición isotópica de los cuerpos ígneos de Vegas Peladas es similar a la composición isotópica de las rocas del Arco Volcánico Cuaternario localizado a la misma latitud (López Escobar, L., 1984; López Escobar *et al.* 1995; Tormey *et al.* 1991): ambos grupos rocosos presentan bajas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales ($< 0,7055$), razones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,1058-0,1234 y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,5127 (Fig. 4-15c). Si bien las dos últimas razones expresadas en función de ϵ^0 y ϵ^t son mayores a 1 y los valores $\delta^{18}\text{O} < 10$ y < 7 en los minerales de los plutones granítico y diorítico, respectivamente, sugieren magmas parentales que provienen de un manto empobrecido con escasa a nula contaminación cortical (Faure 1986; Hall, 1996), las razones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($> 0,704$) son más elevadas que las esperadas para manto no contaminado con material cortical subducido.

CONCLUSIONES

Las rocas ígneas del Cerro de las Minas (35,3° LS – 69,9 °LO) constituyen un ejemplo de la actividad magmática que tuvo lugar en el arco volcánico neógeno del segmento sur de la Cordillera Principal Mendocina. Consisten en un conjunto de plutones cuyas edades oscilan entre 15,1 y 11,5 Ma, con un amplio rango de composición química (diorita-granito). En términos generales estas rocas evolucionaron por fraccionamiento de sus componentes minerales principales (pl-px-anf-mag-ti), en ambientes con alta fugacidad de oxígeno y también

ocurrieron procesos de *mingling* entre magmas de bajo contraste térmico (diorítico-granodiorítico) con intercambio químico localizado pero sin alcanzar a hibridizarse. Los emplazamientos de estos cuerpos intrusivos tuvieron lugar en niveles corticales no muy profundos, pero el *mingling* entre el magma diorítico y el magma granodiorítico tiene que haber comenzado antes de que el primero cristalizara completamente (ambiente dúctil) y evolucionó a un ambiente rígido (con el fracturamiento y venilleo de los bloques dioríticos por la granodiorita).

Sus características petrográficas y geoquímicas (calcoalcalinas, metaluminosas, del tipo I) son similares a las de otros cuerpos ígneos neógenos asociados a skarns de Fe del SO de Mendoza (Hierro Indio, El Kaiser) y a las rocas ígneas del Cerro Nevazón (arco volcánico paleógeno del NO neuquino), para las cuales se ha establecido un origen a partir de magmas primarios calcoalcalinos producidos por aproximadamente un 10% de fusión de un manto peridotítico, con escasez a ausencia de granate residual. Sin embargo, un leve aumento en la razón Sm/Yb para similares razones de La/Sm al pasar de las rocas neuquinas (sur) a las menodocinas (norte) y sus relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mayores a 0,704, sugiere un ligero aumento del espesor cortical durante el Terciario, desde el NO de Neuquén al SO de Mendoza, y una mayor participación de material cortical. Esta tendencia es similar a la observada en el frente Volcánico Cuaternario de los Andes del Sur entre los 37° y 34,5° LS.

Desde el punto de vista metalogenético, las rocas ígneas de Vegas Peladas, Hierro Indio y El Kaiser, guardan similitudes con los plutones primitivos vinculados a los skarn de Fe de otros márgenes convergentes del mundo, como por ejemplo Iron Hill, Merry Widow, Iron Crown y Zeballos, en British Columbia, Canadá (Meinert, 1984; Ettliger, 1990 Meinert, 1995), Peña Colorada, en Colima, Méjico (Zürcher *et al.* 2001), Karakaene-Ndi y Goto, en Faléme Iron District, Senegal (Schwartz y Melcher, 2004), que han experimentado escasa contaminación cortical y evolucionaron en un ambiente con alta fugacidad del oxígeno.

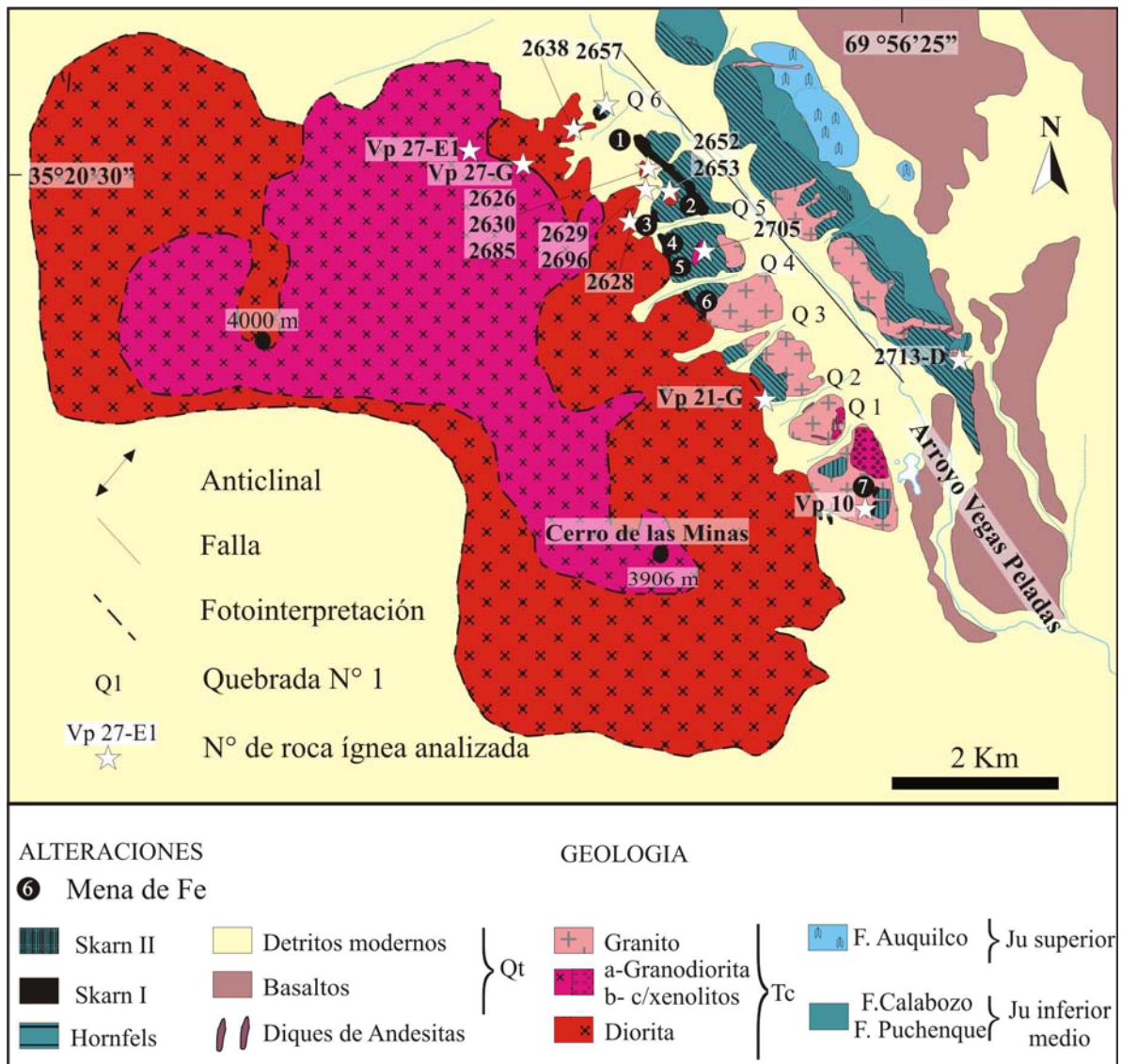


Figura 4-1. Mapa geológico del Cerro de Las Minas en el que se señala la ubicación de las muestras analizadas.

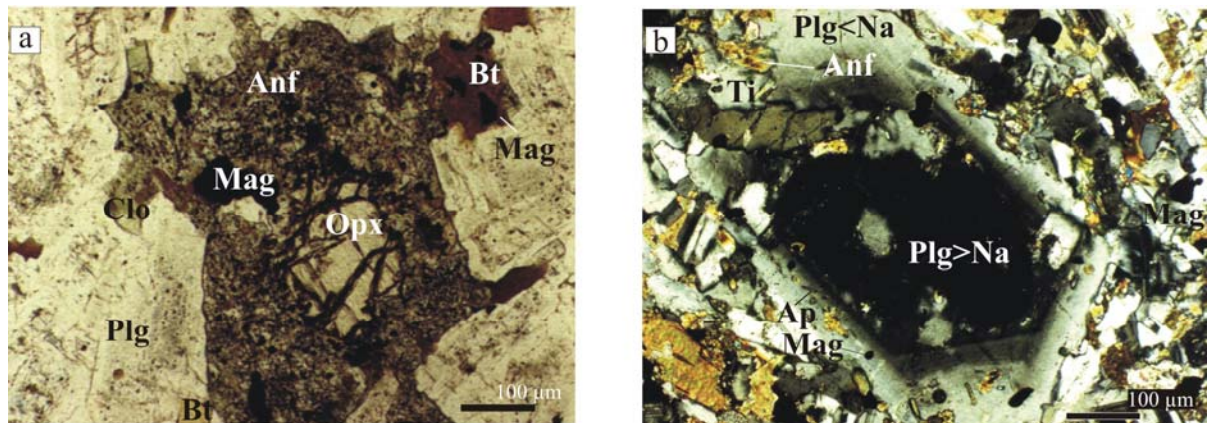


Figura 4-2. a-Microfotografías del cuerpo diorítico (nicos cruzados) a- borde de anfíbol, magnetita y biotita alrededor del ortopiroxeno y b- fenocristal de plagioclasa con desarrollo de textura *antirrapaquivi* e inclusiones de microlitos aciculares de anfíbol, apatita y de magnetita equidimensionales.

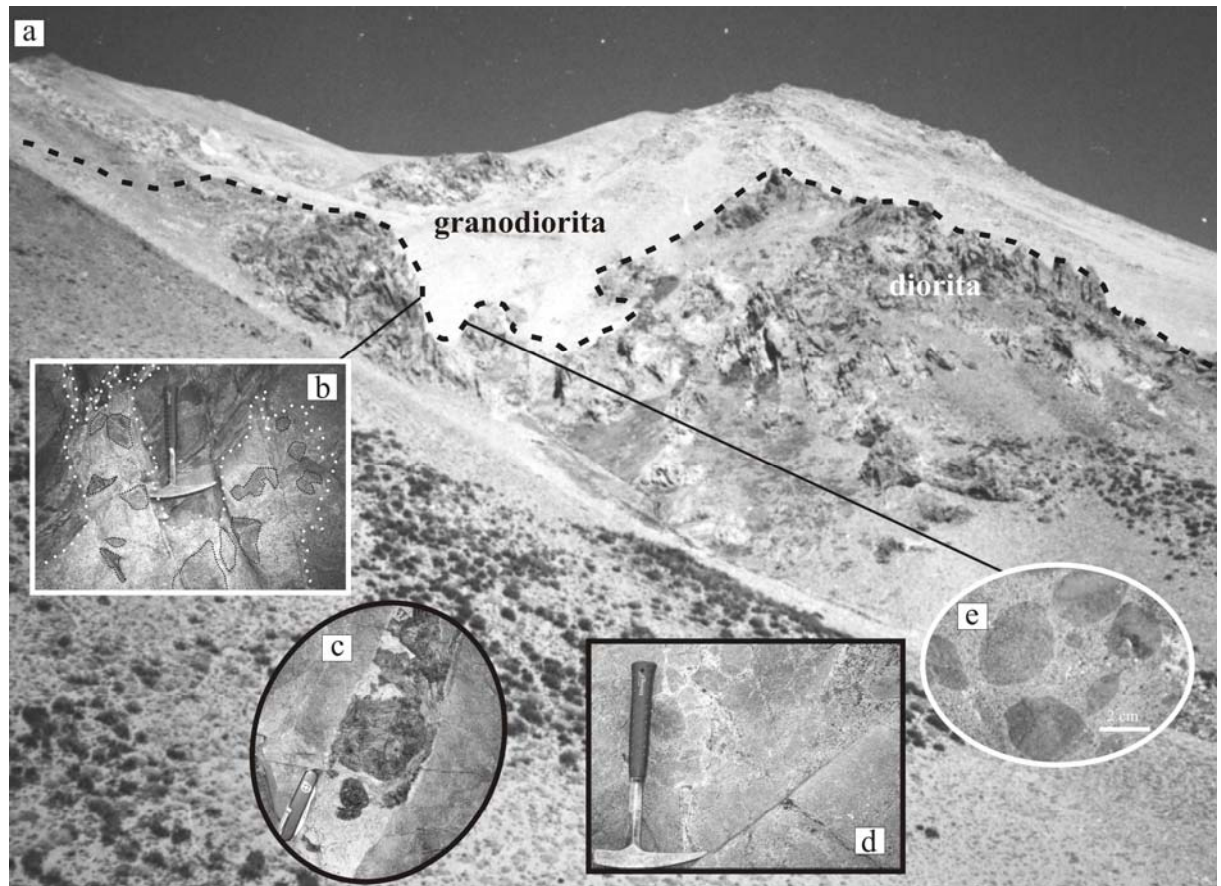


Figura 4-3. a- Aspecto de los afloramientos de los plutones diorítico y granodiorítico, la línea de trazos negra marca el contacto entre ambos; b y c- diaclasas subverticales, pegmatitas máficas y el detalle del contacto entre ambos plutones; d- dique leucocrático porfiroide que incluye fragmentos redondeados del plutón diorítico; e- detalle de los fragmentos redondeados del plutón diorítico en la matriz granodiorítica.

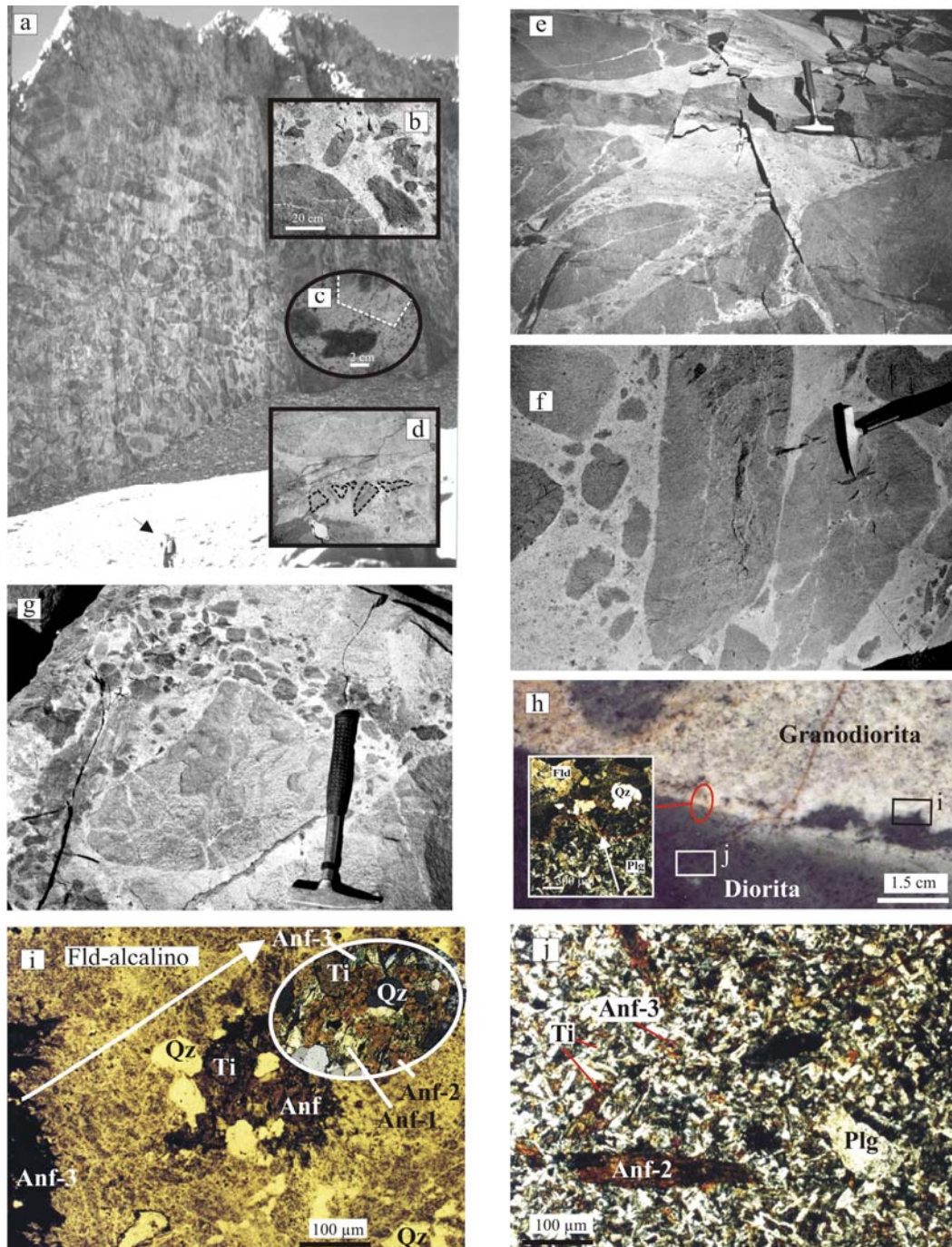


Figura 4-4. a- Aspecto del afloramiento de la granodiorita con xenolitos de diorita; b- detalle del contacto entre los xenolitos dioríticos y la matriz granodiorítica; c- desintegración parcial de un xenolito de diorita subredondeado y fragmentos angulosos de la roca sedimentaria, d- aspecto de los xenolitos angulosos de la roca sedimentaria resaltados con la línea de trazos blanca; e, f y g- más ejemplos del aspecto de los xenolitos dioríticos dentro de la matriz granodiorítica, sus bordes enfriados, fragmentos menores alrededor de los mayores y las venillas leucocráticas tardías que los atraviesan; h- contacto entre el xenolito diorítico y la matriz granodiorítica con el desarrollo de un borde enfriado y detalle del mismo (microfotografía, la flecha blanca indica la dirección desde el xenolito diorítico hacia la matriz granodiorítica) y de la zona de anfíbol; i- microfotografía de la zona de anfíbol (rectángulo en la figura 6-h), con anfíbol verde secundario que grada a la zona rica en feldspatos alcalinos y detalle de las relaciones cronológicas entre anfíboles: parche del anfíbol primario (anf-1) dentro del anfíbol rojizo oscuro (anf-2) con alteración parcial a anfíbol verde fibroso (anf-3) y titanita (la flecha blanca indica la dirección desde el xenolito diorítico hacia la matriz granodiorítica), j- microfotografía del xenolito de diorita (rectángulo en la figura 6-h): textura porfírica (fenocristales de anfíbol rojizo y plagioclasa) en una pasta de plagioclasa con clots de anfíbol verde, fibroso y titanita.

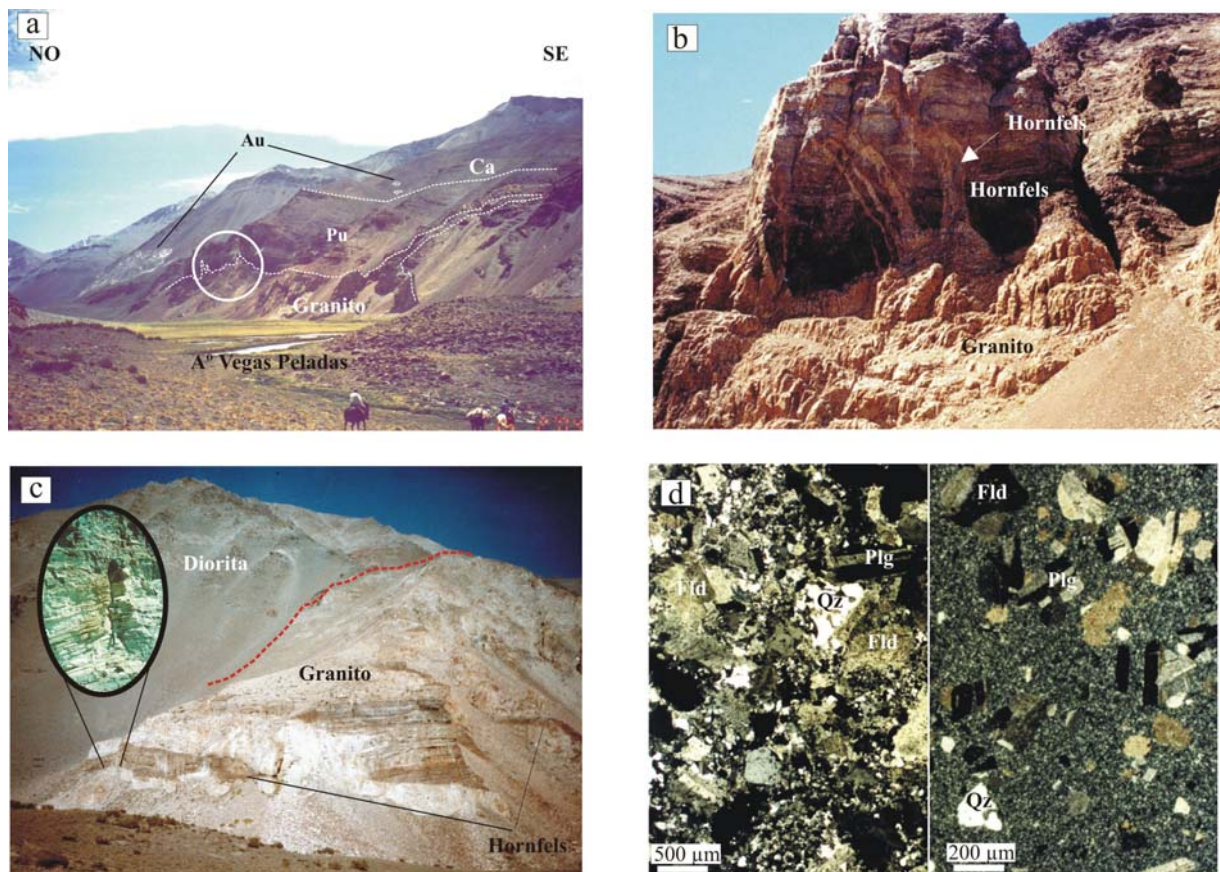


Figura 4-5.a- Foto panorámica de las relaciones estratigráficas entre las Formaciones Puchenque, Calabozo y Auquillo y de intrusividad del cuerpo granítico; b- Detalle de la cúpula del cuerpo granítico, la flecha blanca resalta los xenolitos de roca sedimentaria incluidos dentro de los diques riolíticos (margen NE del arroyo); d- vista panorámica del cuerpo granítico y diques en el margen SO del arroyo, arriba y a la izquierda se observa el contacto con el cuerpo diorítico y en la porción inferior hay fragmentos de la roca sedimentaria envueltos por un dique riolítico, el óvalo señala el contacto foliado entre ambas rocas; e- microfotografía de las texturas seriada del cuerpo granítico y porfírica del dique riolítico (nicoles cruzados).

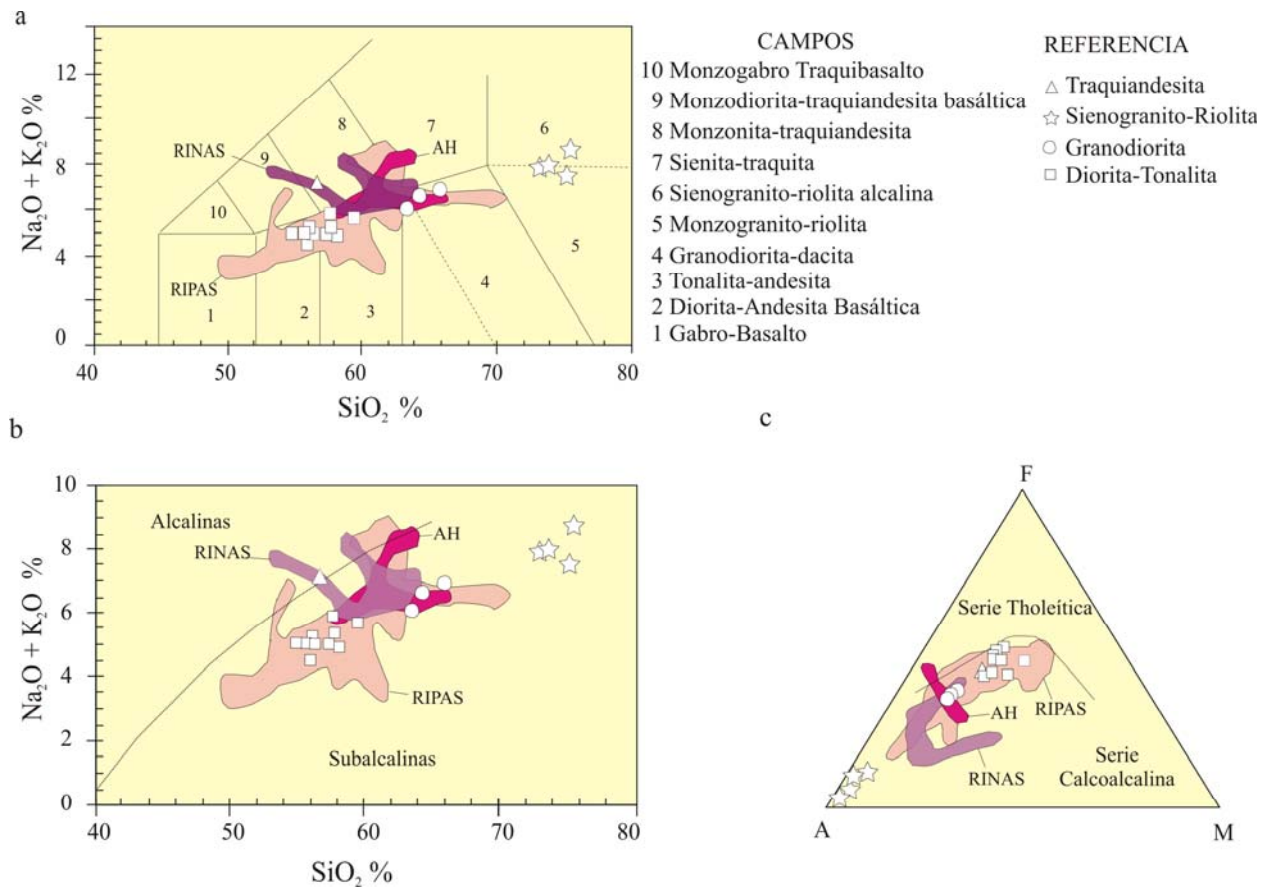


Figura 4-6. a- Clasificación TAS (álcalis totales versus dióxido de silicio), luego de Middlemost, 1994 y Bellieni *et al.* 1996; b- álcalis totales versus dióxido de silicio; c- diagrama AFM, luego de Irvine y Baragar, 1971, de las rocas ígneas del Cerro de Las Minas. Para comparar se han agregado los campos de las rocas ígneas neógenas asociadas a skarns del SO de Mendoza (RINAS: Hierro Indio y El Kaiser; Pons *et al.* 2004), de otras rocas ígneas neógenas del sudoeste de Mendoza (Andesita Huincán; AH, Nullo *et al.* 2002) y de las rocas ígneas del arco volcánico paleógeno de Neuquén asociadas a skarn (RIPAS: Franchini *et al.* 2003).

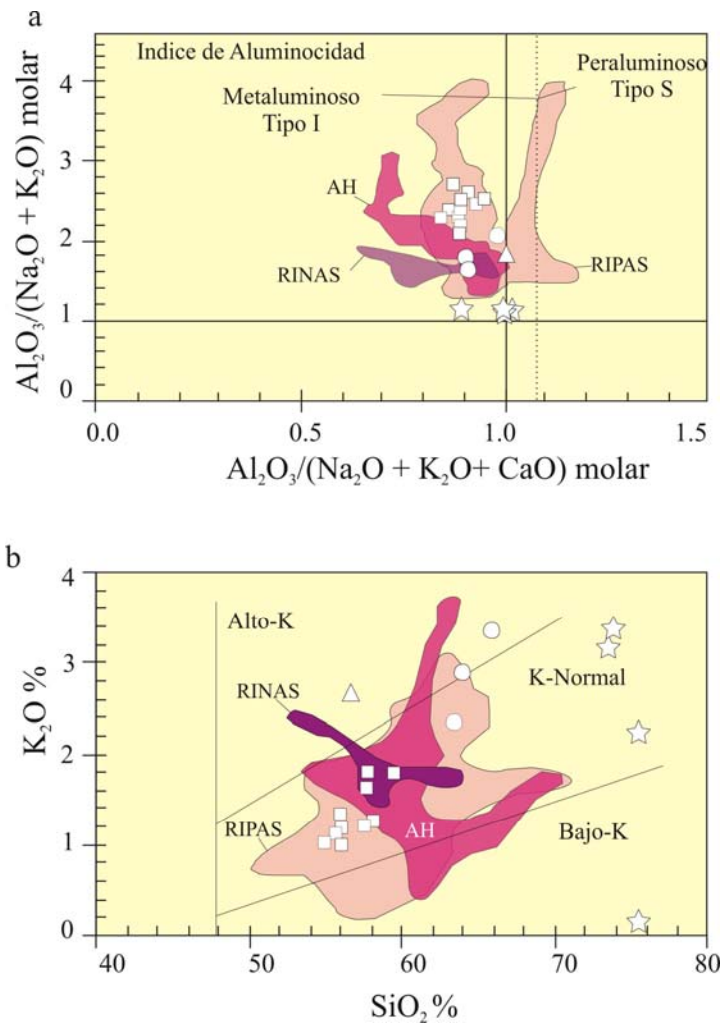


Figura 4-7. Diagramas de saturación en alúmina y b- K_2O versus SiO_2 (luego de [Le Maitre, 1989](#)).

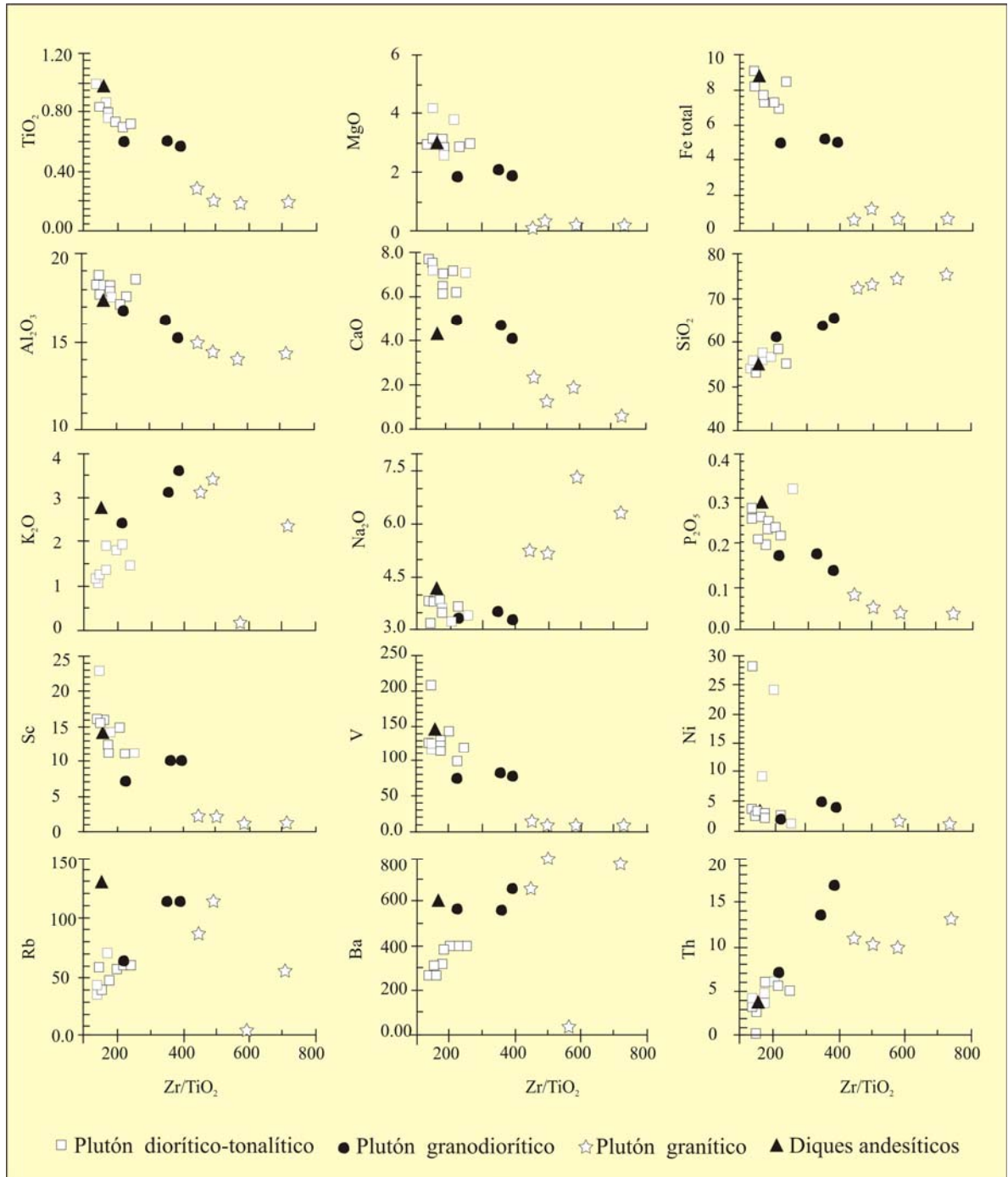


Figura 4-8. Diagramas de variación Zr/TiO₂ para los óxidos mayoritarios y traza seleccionados de las rocas ígneas del Cerro de las Minas.

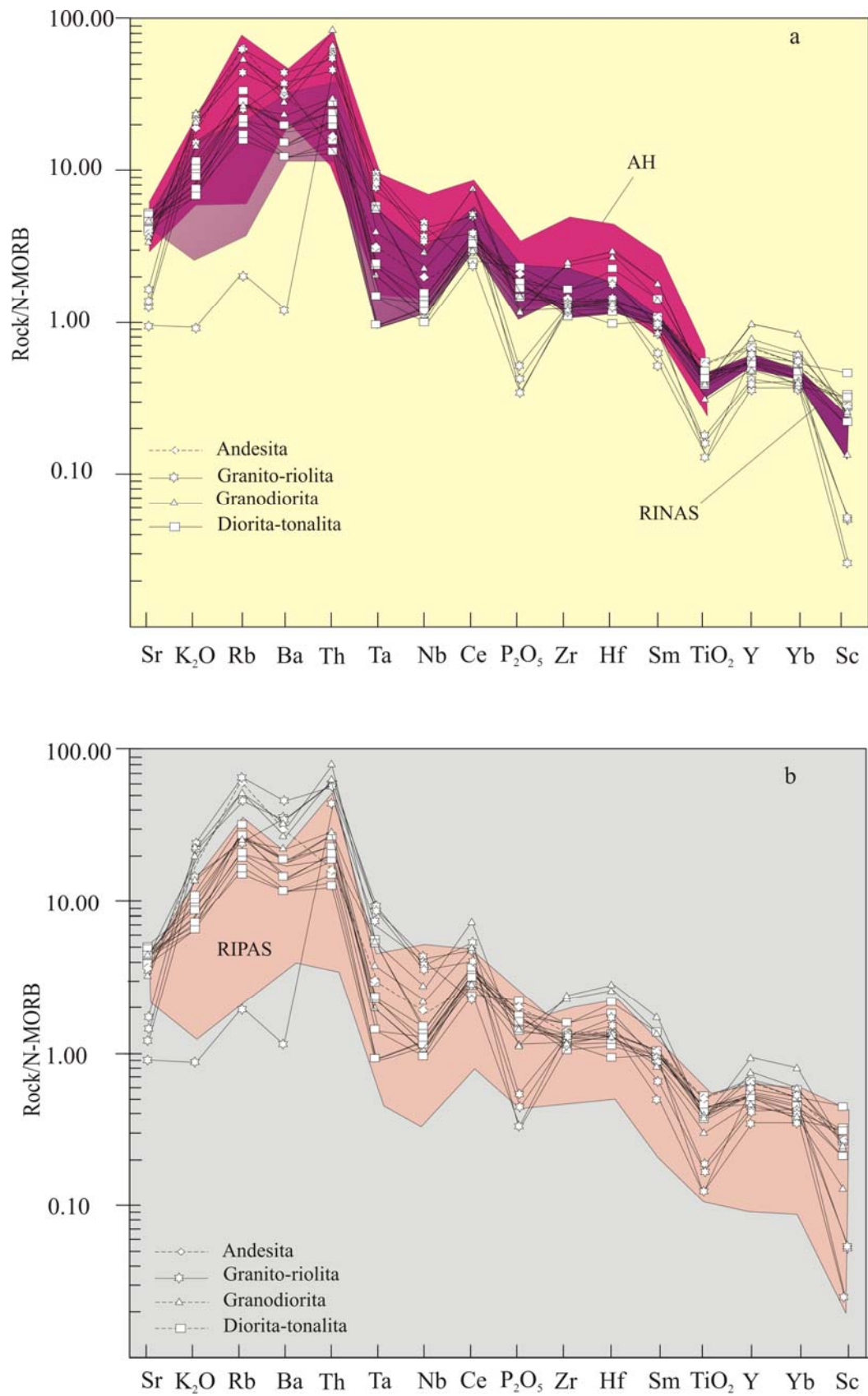


Figura 4-9. Diagrama de multielementos de las rocas del Cerro de las Minas, para compararse han agregado los campos de las a- RINAS, AH y b-RIPAS. Orden y factores de normalización según Pearce (1982, 1983).

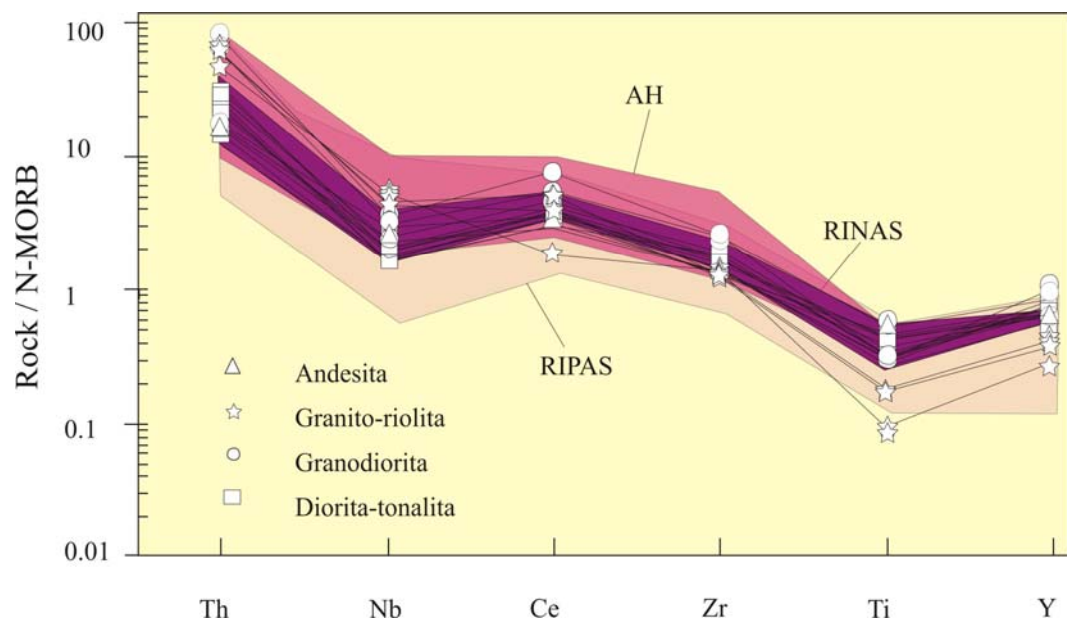


Figura 4-10. Ploteo de abundancia de elementos traza normalizados a promedio de N-type MORB tholeítico (Pearce, 1996).

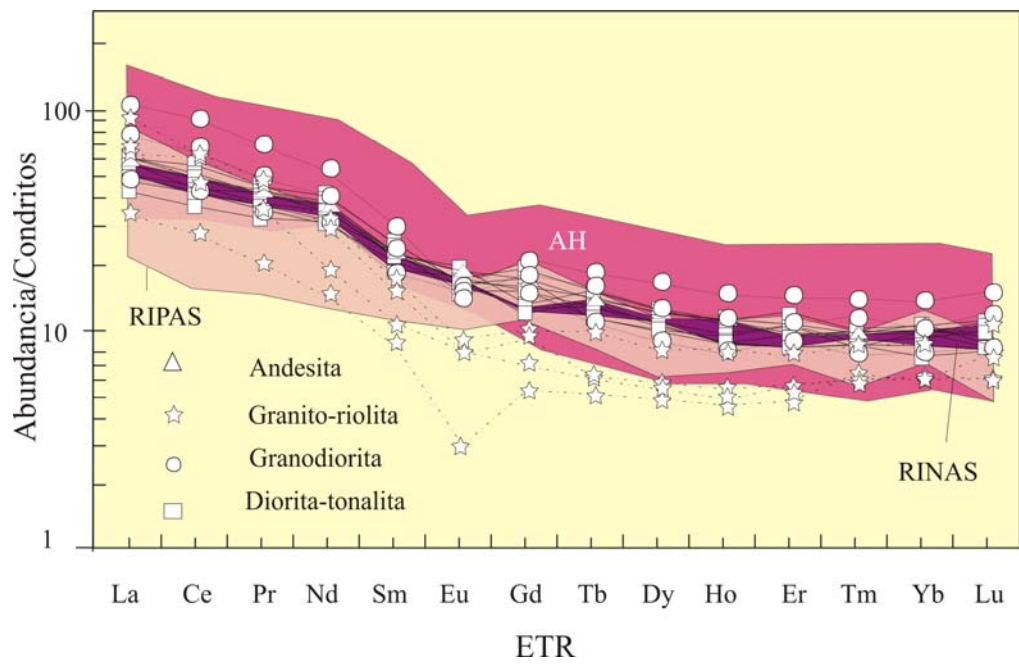


Figura 4-11. Análisis de ETR en roca total normalizadas a condrito (Boynton 1989).

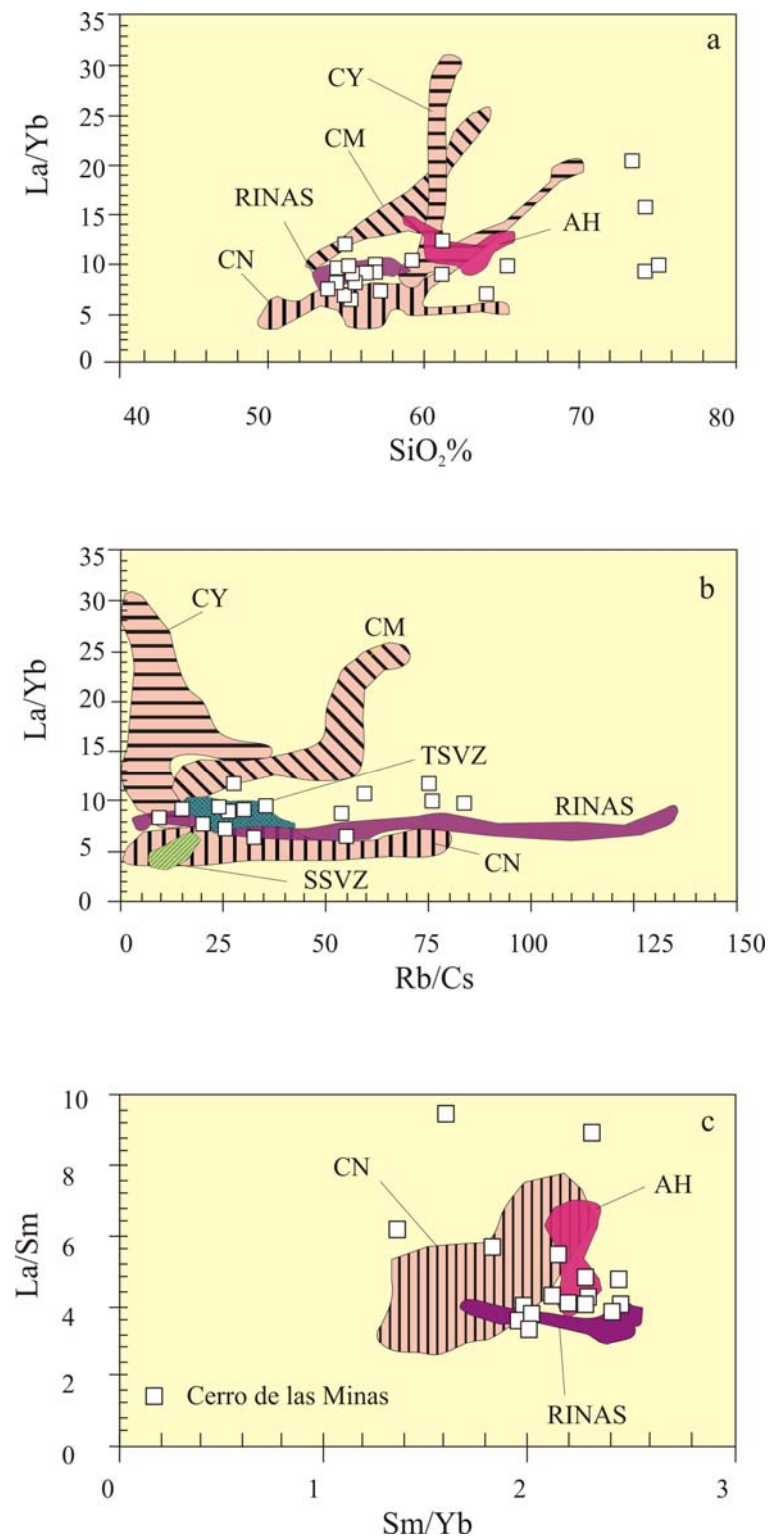


Figura 4-12. a- Diagrama La/Sm versus SiO₂ de las rocas ígneas del Cerro de las Minas comparadas; b- Diagrama La/Yb versus Rb/Cs y c- relaciones La/Sm versus Sm/Yb. Para comparar se graficaron los campos de las rocas ígneas del Cerro Nevazón (CN), del Arco volcánico Paleógeno de Neuquén (CY-CM-CN), de las rocas ígneas del sudoeste de Mendoza (AH y RINAS); y del arco volcánico cuaternario (TSVZ y SSVZ) modificados de [Franchini et al., 2003](#).

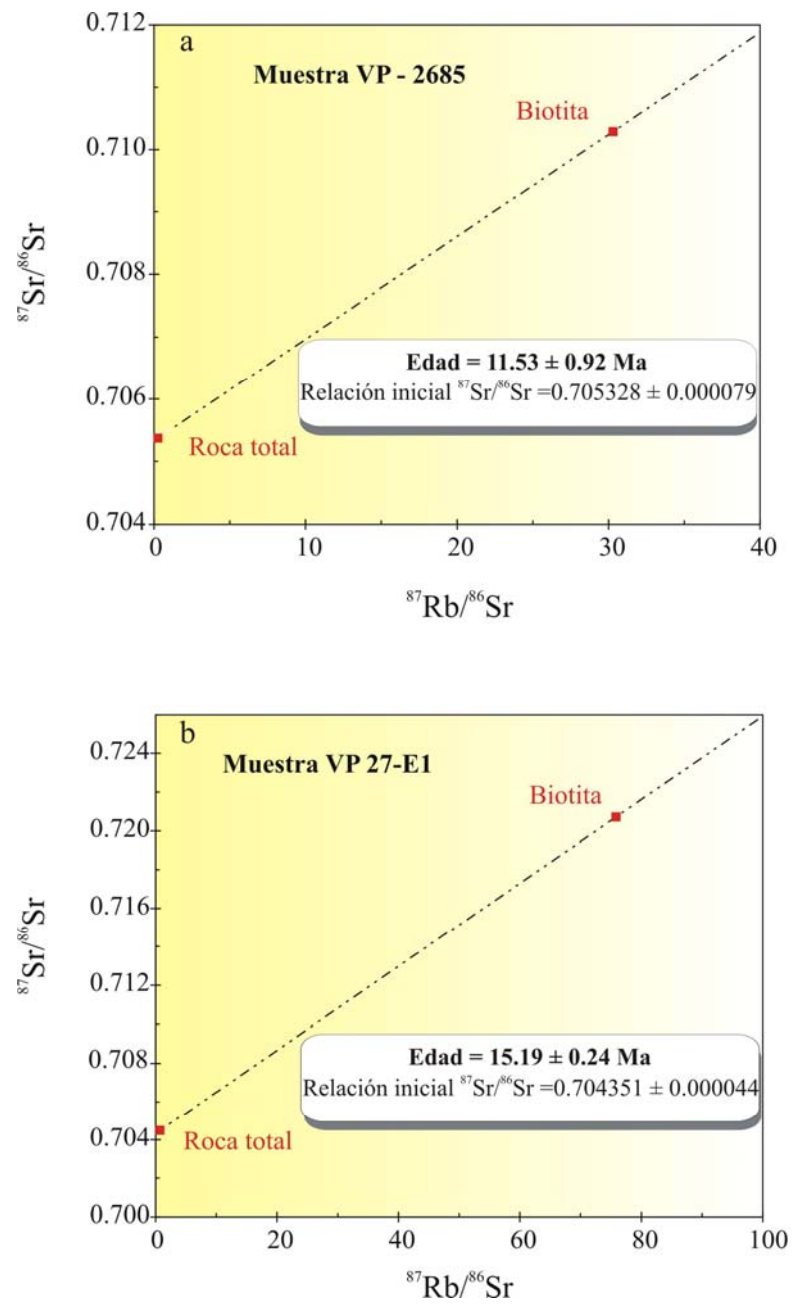


Figura 4-13. Gráfico de isocronas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de a-una muestra del plutón diorítico (2685) y b-otra del plutón granodiorítico (Vp 27-E1).

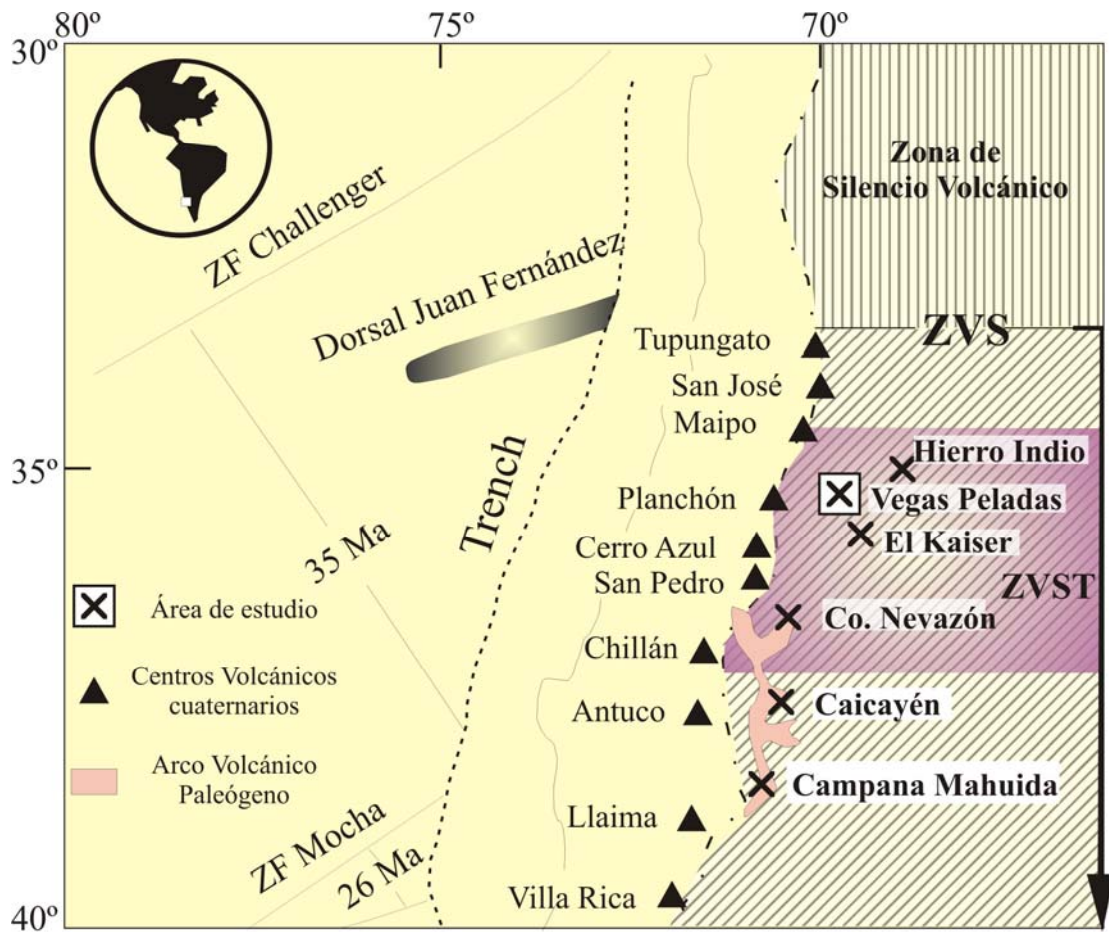
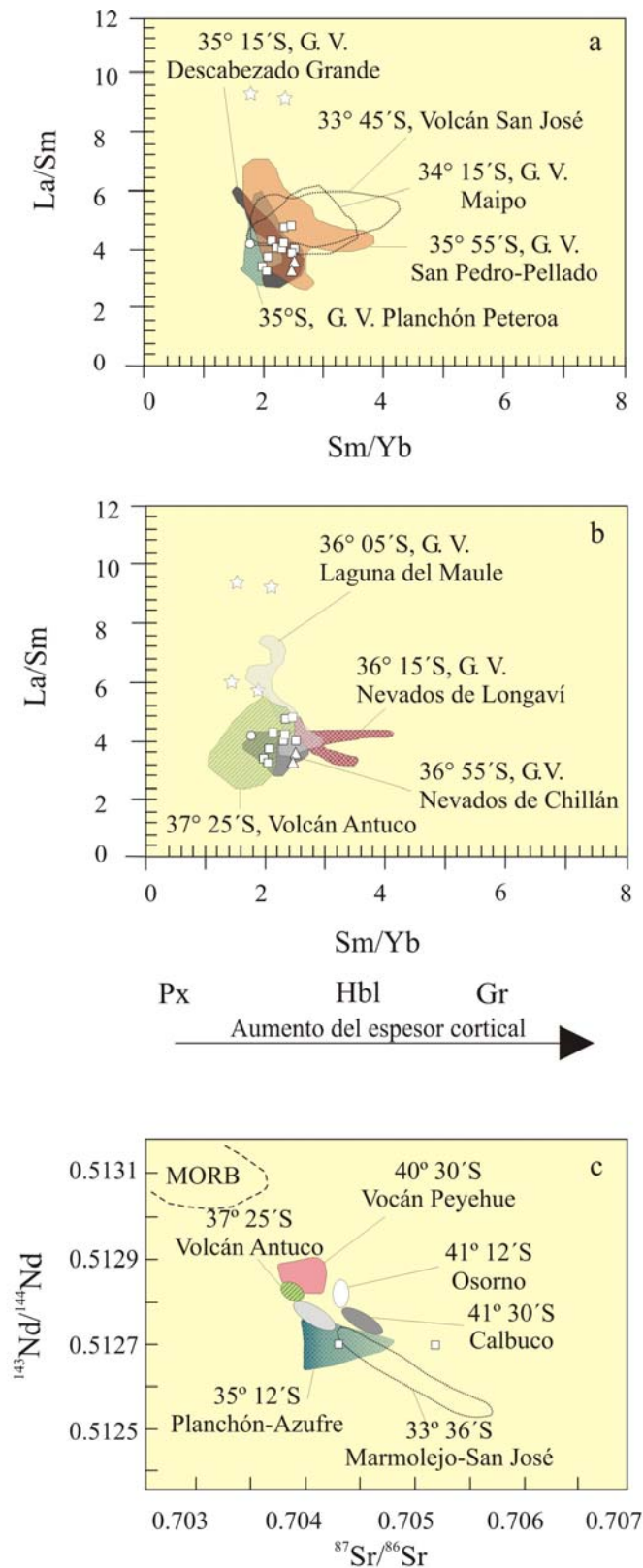


Figura 4-14. Mapa de ubicación del área de estudio, de otras rocas ígneas asociadas a skarns de Fe del arco volcánico Neógeno (Hierro Indio y El Kaiser), del arco volcánico Paleógeno (C° Nevazón, Campana Mahuida y Caicayén) y de los centros Volcánicos Cuaternarios dentro del segmento de la Zona Volcánica Sur (modificado de [Tormey et al., 1991](#); [Franchini et al. 2003](#)).



□ Diorita-Granodiorita-Andesita, Cerro de las Minas ○ Andesita, El Kaiser G. V.: Grupo Volcánico
 ☆ Granito-Riolita, Cerro de las Minas △ Andesita-Diorita, Hierro Indio

Figura 4-15. a-b Relaciones La/Sm versus Sm/Yb y c- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para las rocas Cerro de las Minas, Hierro Indio y El Kaiser, comparadas con aquellas de la SVZ (datos del Complejo volcánico Pedro-Pellado de Davidson *et al.* 1988; otros datos de la SVZ de archivos de L López Escobar). Estos diagramas ilustran las relaciones entre los modelos de ETR y el espesor cortical (Hildreth y Moorbath, 1988; Kay *et al.*, 1999).

Tabla 4-2. Composición química de los anfíboles del plutón diorítico-tonalítico. El cálculo de la fórmula fue realizado en base a 23 oxígenos, siguiendo el criterio de [Leake et al. \(1997\)](#).

Muestra	2638-1				2638-2		2638-3			2696-1						2696-1			2629-1			2629-2							
Mineral	Ede-nita	Act			Mg Hbl	Act	Mg Hbl	Ede-nita	Mg Hbl	Mg Hbl	Act	Mg Hbl	Ede-nita	Act	Mg-Hbl	Act	Act	Mg Hbl	Mg-Hbl	Act	Mg-Hbl	Act	Act	Mg Hbl	Act	Act	Act	Act	Act
Posición %																								b	c	b	b	c	b
SiO ₂	50.5	51.8	54.4	51.8	51.9	49.9	50.9	49.7	53.2	49.5	50.6	54.7	50.2	56.9	54	50.7	50.9	50.7	52.4	50.2	51	49	51.8	50.8	50.9	48.5	51.6	50.8	
TiO ₂	0.34	0.16	0.27	0.26	0.39	0.57	0.44	0.64	0.02	1.07	0.93	0.51	0.89	0.21	0.44	0.86	0.86	0.18	0.37	1.14	0.99	0.94	0.58	0.76	0.78	0.6	0.38	0.65	
Al ₂ O ₃	2.14	0.96	1.79	2.42	3.04	3.98	3.85	4.11	0.33	4.57	4.36	2.96	4.39	15.1	12.1	3.98	3.82	6.39	3.44	4.75	4.96	10.1	3.64	4.12	4.07	5.83	3.78	4.33	
CaO	16.2	21.7	8.01	14.6	15.4	14.1	11.7	11.8	24.3	11.8	11.7	11.1	11.6	8.36	9.83	11.8	11.8	9.21	11.8	11.8	11.2	9.96	12.3	12.3	12.4	12	12.4	12.3	
MgO	14.7	13.6	19.1	15.3	15.1	14.7	16.1	14.9	13.8	15.7	16.4	17.7	16.1	7.03	10.2	16.4	16.4	13.5	16.2	15.9	15.8	12.5	16	15.7	15.7	14.6	16.2	15.4	
FeO	10.0	8.2	10.8	10.2	10.0	10.5	10.8	12.0	6.3	10.9	10.3	9.3	10.1	4.7	6.9	10.4	10.4	9.5	10.1	9.97	10.2	8.67	10.6	11.1	10.9	12.7	10.5	11.7	
MnO	0.50	0.70	1.38	0.70	0.62	0.61	0.63	0.59	0.78	0.47	0.56	0.76	0.53	0.25	0.32	0.56	0.57	0.37	0.48	0.52	0.52	0.45	0.39	0.35	0.39	0.35	0.35	0.36	
K ₂ O	0.10	0.12	0.08	0.27	0.18	0.29	0.30	0.33	0.01	0.44	0.34	0.19	0.37	0.20	0.26	0.34	0.34	0.15	0.21	0.44	0.42	0.32	0.29	0.32	0.36	0.57	0.22	0.28	
Na ₂ O	0.35	0.24	0.17	0.36	0.39	0.57	0.52	0.59	0.15	0.85	0.76	0.44	0.83	5.33	3.59	0.63	0.66	0.26	0.42	0.76	0.82	0.85	0.62	0.69	0.75	0.91	0.62	0.71	
Cl	0.10	0.14	0.09	0.53	0.12	0.18	0.16	0.34	0.00	0.23	0.19	0.13	0.18	0.10	0.03	0.20	0.17	0.07	0.17	0.21	0.18	0.13	0.12	0.13	0.15	0.21	0.13	0.1	
Total	95.0	97.6	96.1	96.4	97.1	95.4	95.5	95.1	98.9	95.6	96.2	97.7	95.3	98.2	97.7	95.9	95.9	90.2	95.7	95.7	96.1	93.3	96.4	96.2	96.3	96.2	96.2	96.6	
Cationes en base a 23 oxígenos con estimación del factor de corrección límite inferior del Fe																													
Si	7.57	7.63	7.89	7.64	7.57	7.44	7.53	7.45	7.69	7.34	7.42	7.77	7.42	7.72	7.51	7.45	7.48	7.71	7.66	7.39	7.45	7.3	7.56	7.46	7.46	7.21	7.54	7.44	
AlIV	0.38	0.17	0.11	0.36	0.43	0.50	0.47	0.48	0.06	0.66	0.48	0.18	0.48	0.28	0.49	0.55	0.52	0.29	0.34	0.61	0.55	0.7	0.44	0.54	0.54	0.79	0.46	0.56	
Ti	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sitios T	8.0	7.8	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	7.7	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
AlVI	0.00	0.00	0.19	0.06	0.09	0.20	0.20	0.25	0.00	0.14	0.27	0.32	0.29	2.14	1.51	0.14	0.14	0.86	0.26	0.22	0.31	1.06	0.18	0.17	0.16	0.23	0.19	0.19	
Ti	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04	0.06	0.05	0.07	0.00	0.12	0.10	0.05	0.10	0.02	0.05	0.09	0.09	0.02	0.04	0.13	0.11	0.1	0.06	0.08	0.09	0.07	0.04	0.07	
Mg	3.29	2.98	4.13	3.38	3.29	3.27	3.55	3.34	2.98	3.48	3.58	3.74	3.55	1.42	2.12	3.6	3.59	3.05	3.53	3.48	3.43	2.75	3.48	3.43	3.44	3.23	3.52	3.35	
Fe ²⁺	1.25	1.01	0.65	1.26	1.22	1.31	1.21	1.34	0.77	1.26	1.05	0.88	1.06	0.53	0.8	1.16	1.17	1.07	1.17	1.17	1.15	1.07	1.28	1.32	1.31	1.47	1.25	1.38	
Sitios C	4.54	3.99	5.00	4.72	4.64	4.85	5.00	5.00	3.75	5.00	5.00	5.00	5.00	4.12	4.47	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.66	0.00	0.00	0.00	0.13	0.16	0.00	0.09	0.22	0.22	0.19	0.00	0.00	0.12	0.10	0.14	0.06	0.05	0.10	0.00	0.02	0.04	0.02	0.11	0.04	0.05	
Ca	2.00	2.00	1.24	2.00	2.00	2.00	1.87	1.84	2.00	1.91	1.78	1.78	1.81	2.00	2.00	1.88	1.90	1.50	1.94	1.95	1.90	1.58	1.98	1.96	1.98	1.89	1.96	1.95	
Na	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sitios B	2.00	2.00	1.95	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.72	2.00	2.00	2.00	1.58	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Ca	0.61	1.41	0.00	0.31	0.41	0.25	0.00	0.06	1.76	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	
Na	0.10	0.07	0.00	0.10	0.11	0.16	0.13	0.17	0.04	0.22	0.22	0.02	0.24	0.61	0.43	0.16	0.15	0.00	0.12	0.22	0.23	0.00	0.18	0.17	0.18	0.26	0.16	0.18	
K	0.02	0.02	0.01	0.05	0.03	0.05	0.06	0.06	0	0.08	0.06	0.03	0.07	0.03	0.05	0.06	0.06	0.03	0.04	0.08	0.08	0.06	0.05	0.06	0.07	0.11	0.04	0.05	
Sitios A	0.73	1.50	0.01	0.46	0.55	0.47	0.19	0.30	1.80	0.30	0.34	0.06	0.34	0.64	0.48	0.22	0.21	0.03	0.16	0.30	0.31	0.06	0.23	0.23	0.24	0.40	0.20	0.24	
<u>Mg</u>																													
Mg+Fe ⁺²	0.72	0.75	0.76	0.73	0.73	0.71	0.73	0.69	0.8	0.72	0.74	0.77	0.74	0.73	0.73	0.74	0.74	0.72	0.74	0.74	0.73	0.72	0.73	0.72	0.72	0.67	0.73	0.7	

Tabla 4-2. Continuación

Muestra	2629-3				2629-3				2629-4											
Mineral	Act	Act	Mg-Hbl		Act				Mg Hbl	Act	Mg Hbl	Act	Mg-Hbl	Act	Mg-Hbl	Act				
Posición %																				
SiO ₂	52.4	52.1	50.8	50.9	50.8	51.8	55.3	51.5	54	55.4	50.5	54.8	51.1	48.5	53.9	51.1	50.3	41.2	48.6	52.4
TiO ₂	0.47	0.38	0.68	0.74	0.77	0.35	0.22	0.48	0.17	0.13	0.81	0.45	0.73	0.29	0.47	0.56	0.38	0.44	0.59	0.71
Al ₂ O ₃	3.48	3.6	4.27	4.29	4.28	3.78	3.12	3.43	3.56	1.9	4.42	6.59	4.18	4.84	3.96	4.37	5.24	4.53	5.27	3.97
CaO	12.4	12.3	12.2	12.3	12.2	12.2	12.4	12.2	11.7	12.9	12.1	8.4	12.4	8.22	12	12.2	10.6	10.4	12.1	12.3
MgO	16.1	15	15.5	15.4	15.2	16	16	16.1	16.4	18	15.2	5.09	15.7	12.9	18.6	15.7	14.4	11.8	14.7	15.7
FeO	10.5	12.7	11.0	11.0	11.2	10.8	9.5	10.8	8.6	8.2	11.5	11.8	11.4	12.1	10.6	11.3	10.7	11.1	12.1	10.8
MnO	0.36	0.21	0.37	0.35	0.43	0.33	0.21	0.31	0.09	0.02	0.4	0.24	0.38	0.18	0.31	0.39	0.26	0.32	0.47	0.42
K ₂ O	0.25	0.18	0.33	0.37	0.35	0.25	0.16	0.22	0.14	0.05	0.3	0.22	0.34	0.31	0.24	0.29	0.25	0.26	0.47	0.29
Na ₂ O	0.56	0.49	0.67	0.66	0.69	0.61	0.41	0.51	0.35	0.3	0.82	0.19	0.68	0.51	0.76	0.7	0.57	0.54	0.9	0.69
Cl	0.11	0.12	0.12	0.13	0.16	0.19	0.09	0.1	0.09	0.05	0.15	0.14	0.11	0.18	0.07	0.11	0.09	0.13	0.17	0.09
Total	96.5	97	95.9	96.1	96	96.3	97.5	95.7	95.1	97	96.2	87.9	97	88	101	96.8	92.8	80.7	95.5	97.3
Cationes en base a 23 oxígenos con estimación del factor de corrección límite inferior del Fe																				
Si	7.61	7.59	7.47	7.47	7.48	7.57	7.85	7.57	7.81	7.85	7.44	8.48	7.45	7.7	7.48	7.46	7.57	7.3	7.28	7.56
AlIV	0.39	0.41	0.53	0.53	0.52	0.43	0.15	0.43	0.19	0.15	0.56	1.20	0.55	0.30	0.52	0.54	0.43	0.70	0.72	0.44
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sitios T	8.0	8.0	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	0.21	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.37	0.16	0.41	0.17	0.20	1.68	0.17	0.61	0.13	0.21	0.50	0.25	0.20	0.24
Ti	0.05	0.04	0.08	0.08	0.09	0.04	0.02	0.05	0.02	0.01	0.09	0.05	0.08	0.03	0.05	0.06	0.04	0.06	0.07	0.08
Mg	3.48	3.26	3.4	3.38	3.33	3.48	3.39	3.52	3.53	3.81	3.34	1.17	3.41	3.06	3.84	3.41	3.22	3.11	3.29	3.37
Fe	1.26	1.49	1.32	1.33	1.37	1.26	1.12	1.27	1.04	0.97	1.37	1.52	1.35	1.3	0.99	1.32	1.24	1.58	1.44	1.31
Sitios C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.91	5.00	5.00	4.97	5.00	4.43	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.06	0.04	0.02	0.01	0.05	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.30	0.25	0.06	0.10	0.06	0.07	0.00
Ca	1.99	1.94	1.96	1.98	1.99	1.95	2.00	1.94	1.81	2.00	1.96	1.39	1.95	1.40	1.75	1.94	1.71	1.94	1.93	2.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.06	0.00	0.16	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00
Sitios B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.91	2.00	2.00	1.45	2.00	1.86	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	2.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00
Na	0.10	0.11	0.15	0.13	0.13	0.13	0	0.13	0	0.04	0.18	0	0.18	0	0.2	0.18	0	0.18	0.26	0.1
K	0.05	0.03	0.06	0.07	0.07	0.05	0.03	0.04	0.03	0.01	0.06	0.04	0.06	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06	0.09	0.05
Sitios A	0.14	0.15	0.21	0.20	0.20	0.18	0.03	0.18	0.03	0.05	0.23	0.04	0.24	0.06	0.27	0.23	0.05	0.29	0.37	0.15
<u>Mg</u>																				
Mg+Fe ⁺²	0.73	0.68	0.71	0.73	0.75	0.73	0.77	0.8	0.7	0.43	0.71	0.66	0.76	0.71	0.71	0.65	0.68	0.72	0.69	0.72

Tabla. 4-3. Composición química de biotitas y apatita del plutón diorítico.

Muestra	2638 a-1	2638 a-2	2638 a-3	2638a-4						Muestra	2638-1
Mineral	bt	bt	bt	bt						Mineral	ap
%										%	
SiO ₂	37.8	36.7	37.4	36.4	37.6	37.7	36.5	37.2	37.5	SiO ₂	0.417
TiO ₂	5.07	5.22	5.17	5.7	5.34	5.18	5.81	5.46	4.94	TiO ₂	0.000
Al ₂ O ₃	13	13.2	12.4	12.8	12.6	12.4	12.8	12.6	12.6	Al ₂ O ₃	0.013
MnO	0.25	0.3	0.34	0.23	0.23	0.24	0.21	0.3	0.24	MnO	0.082
MgO	13.8	13.6	13.5	13.4	13.9	14.2	13.2	13.8	14.2	MgO	0.031
FeO	14	14.3	14.1	14.9	13.7	14	14.6	14.3	14.3	FeO	0.214
CaO	0.01	0.03	0.12	0.05	0.24	0.01	0	0	0	CaO	53.545
Na ₂ O	0.1	0.26	0.09	0.13	0.1	0.08	0.09	0.08	0.06	Na ₂ O	0.034
K ₂ O	9.38	9.26	9.14	9.08	9.39	9.32	9.44	9.35	9.41	K ₂ O	0.000
Cl	0.44	0.46	0.45	0.41	0.42	0.47	0.45	0.43	0.43	Cl	3.981
Total	93.8	93.5	92.9	93.2	93.6	93.6	93.2	93.4	93.7	P2O5	43.406
										Total	100.839
Nº de iones en base a 24 oxígenos										Nº de iones en base a 26 oxígenos	
Si	6.63	6.51	6.66	6.53	6.63	6.64	6.55	6.61	6.6	P	5.829
Al IV	1.31	1.28	1.26	1.24	1.26	1.21	1.26	1.24	1.21	Ti	0.638
Ti	0.67	0.7	0.69	0.77	0.71	0.69	0.78	0.73	0.65	Fe ⁺³	-
Al VI	1.37	1.49	1.34	1.47	1.37	1.36	1.45	1.39	1.4	Al	0.002
Mn	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	Mn	0.011
Mg	3.6	3.61	3.59	3.58	3.65	3.74	3.54	3.64	3.72	Mg	0.007
Fe ⁺²	2.05	2.12	2.1	2.23	2.03	2.07	2.2	2.12	2.1	Fe ⁺²	0.028
Ca	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	Ca	9.100
Na	0.03	0.09	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	Na	0.011
K	2.1	2.1	2.07	2.08	2.11	2.09	2.16	2.12	2.11	K	0.000
Fe / Fe + Mg	0.36	0.37	0.37	0.38	0.36	0.36	0.38	0.37	0.36	Cl	2.140
Mg / Mg + Fe	0.64	0.63	0.63	0.62	0.64	0.64	0.62	0.63	0.64		

Tabla 4-4. Composición química de los feldespatos de un dique riolítico que intruye al plutón diorítico.

2629-B-3										
%										
SiO ₂	63.4	52.1	57.7	58.8	57.7	58.3	60.3	60.7	65.4	64.9
TiO ₂	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	22.1	16.7	25.2	24.7	25.6	25.2	23.6	19.8	20.7	20.6
MnO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
MgO	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	1.25	0.00	0.00
FeO	0.2	0.04	0.49	0.26	0.34	0.32	0.2	1.8	0.05	0.01
CaO	4.13	2.95	8.02	7.5	8.42	8.12	6.28	3.22	2.27	2.45
Na ₂ O	9.01	6.82	6.95	7.29	6.94	6.74	8.15	8.04	10.5	10.4
K ₂ O	0.37	0.1	0.42	0.35	0.29	0.35	0.22	0.25	0.13	0.15
Total	99.3	78.8	98.9	98.9	99.3	99.1	98.8	95	99	98.6
Nº de iones en base a 32 oxígenos										
Si	11.3	11.6	10.5	10.6	10.4	10.5	10.9	11.3	11.6	11.6
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	4.64	4.39	5.39	5.27	5.46	5.38	5.03	4.36	4.33	4.34
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.03	0.01	0.07	0.04	0.05	0.05	0.03	0.28	0.01	0
Ca	0.79	0.71	1.56	1.45	1.63	1.57	1.21	0.65	0.43	0.47
Na	3.11	2.95	2.45	2.56	2.44	2.36	2.85	2.92	3.61	3.62
K	0.08	0.03	0.1	0.08	0.07	0.08	0.05	0.06	0.03	0.03
X	16	16	15.9	15.9	15.9	15.9	15.9	15.7	16	15.9
Z	3.99	3.68	4.11	4.09	4.14	4.02	4.12	3.62	4.07	4.12
%Mol Ort	2.13	0.79	2.37	1.98	1.6	1.98	1.25	1.63	0.75	0.81
%Mol Alb	78.1	80	59.6	62.5	58.9	58.8	69.3	80.5	88.7	87.8
%Mol An	19.8	19.2	38	35.5	39.5	39.2	29.5	17.8	10.6	11.4

Tabla 4-5. Elementos mayoritarios de los cuerpos ígneos del Cerro de las Minas

Muestra	2629	2652	2653	2628	2696	2626	2630	2638	2686	VP21 G	2705	VP27-E1	VP27-G	2713-D	VP10	VP20	VP16	2657
Cuerpo	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón diorítico	Plutón grano- diorítico (dique)	Plutón grano- diorítico	Plutón grano- diorítico (borde)	Dique riolítico	Plutón graní-tico	Plutón graní-tico	Plutón graní-tico	Dique andisí-tico (4)
Elemento																		
%																		
SiO ₂	56.29	55.91	53.73	54.78	56.74	54.84	54.81	55.15	56.81	58.85	60.85	65.12	63.62	74.03	74.6	73.78	73.49	54.3
Al ₂ O ₃	18.17	17.52	18.60	18.51	17.93	18.38	18.30	17.53	17.24	17.4	16.74	15.17	16.07	13.85	14.25	14.54	14.95	17.32
TiO ₂	0.792	0.865	0.832	0.7	0.75	0.851	0.856	0.98	0.73	0.71	0.59	0.58	0.61	0.19	0.19	0.23	0.26	0.97
Fe ₂ O ₃	7.70	7.36	9.04	8.53	7.78	8.16	8.27	8.15	7.28	6.94	4.9	5.02	5.16	0.58	0.42	1.31	0.75	8.66
MnO	0.145	0.087	0.118	0.08	0.13	0.146	0.163	0.13	0.12	0.1	0.05	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03	0.02	0.2
CaO	7.03	6.12	7.26	7.14	6.48	7.62	7.27	7.49	7.09	6.17	4.88	4.04	4.64	1.85	0.57	1.36	2.22	4.2
MgO	2.80	3.08	3.05	2.97	2.69	2.98	3.01	4.16	3.77	2.86	1.87	1.88	2.06	0.19	0.1	0.40	0.14	3.08
K ₂ O	1.31	1.89	1.10	1.46	1.33	1.17	1.22	1.11	1.78	1.93	2.43	3.6	3.14	0.14	2.35	3.39	3.11	2.74
Na ₂ O	3.61	3.85	3.79	3.44	3.48	3.87	3.85	3.18	3.29	3.69	3.36	3.29	3.46	7.3	6.32	4.91	5.00	4.1
P ₂ O ₅	0.229	0.200	0.279	0.32	0.25	0.256	0.250	0.21	0.24	0.22	0.17	0.14	0.18	0.04	0.04	0.05	0.06	0.29
LOI	0.85	1.91	1.16	1.2	1.1	0.82	0.98	1.2	1	0.9	3.6	0.7	0.7	1.8	1	1.6	2.3	3.7
Total	98.93	98.79	98.96	99.13	98.66	99.09	98.98	99.29	99.35	99.77	99.44	99.59	99.69	99.99	99.86	99.9961	99.9939	99.56

Tabla 4-6. Elementos Traza y ETR de los cuerpos ígneos del Cerro de las Minas

Muestra	2629	2652	2653	2628	2696	2626	2630	2638	2686	VP21G	2705	VP27E1	VP27G	2713D	VP10	VP20	VP16	2657
Elemento ppm																		
Ba	313	394	256	399	377	263	268	307	412	405.2	551	656.5	562	24.2	773.1	797.4	665.0	596
Ce	37	45	39	29.6	40	34	40	34.5	39.9	45.8	34.4	76	52.5	22.4	49.9	38.65	51.2	35.3
Nb	6	6	5	4.1	4.4	5	5	5.3	4.7	6.2	5.1	9.9	8.1	14.2	14.6	11.75	12.50	7.8
Ni	3	9	3	1.5	1.8	3	3	28	24	2.5	2	3.9	4.9	1.3	0.3			3.1
Rb	47	69	38	60.2	45.5	34	44	61	57.8	62.8	63.7	111.6	111.8	4.2	52.9	124.0	87.6	129.2
Sc	14	12	16	11	11	16	16	23	15	11	7	10	10	1	1	2	2	14
Sr	603	601	601	662.7	613.6	643	607	538	621.7	555.8	526.7	417.2	477.5	115.4	150.1	197.3	166.1	499.1
Th	4	6	< 3	5.1	4.2	3	3	4.1	6	5.7	7	16.8	13.5	9.6	13	10.75	11.30	3.6
U	0.9	< 3	0.6	1.2	0.9	0.6	0.8	1.7	1.1	1	1.9	2.2	2.6	2.7	3.6	1.74	2.20	1.5
V	116	120	126	121	126	125	117	209	142	102	75	76	81	8	7	8	13	143
Y	21	18	21	20.5	20.3	20	20	25.3	21.1	21.6	18	29.3	23.5	11	18	11.10	12.30	24.6
Zr	137	147	124	172.4	130.5	117	127	139.9	147.6	156.7	130.8	227	217	109.6	137.6	113.9	116.3	152.2
Cs	1.8	n/a	1.5	1.1	1.3	1.3	1.9	1.9	2	4.3	1.2	1.5	1.9	0.5	0.7			6.8
Hf	3.6	n/a	2.8	5.4	3.9	3.3	3.5	4.1	3.9	4.8	3.8	7.1	6.6	3.4	4.3	3.46	3.00	4
Ta	0.3	n/a	0.2	0.3	0.4	0.2	0.2	0.4	0.4	0.5	0.5	1	0.7	1.3	1.6	1.4	1.5	0.6
La	18.8	17	16	13.1	17.9	15.3	17.3	14.7	18.7	19.1	15.3	33.5	23.4	10.5	19.4	20.8	28.2	17.9
Ce	41.4	45	36.9	29.6	40	34.1	39.4	34.5	39.9	45.8	34.4	76	52.5	22.4	49.9	38.65	51.2	35.3
Pr	5.18	n/a	4.6	3.98	5.25	4.31	5.01	4.47	4.99	5.58	4.36	8.61	6.14	2.48	5.63	4.2	5.8	5.07
Nd	21	< 22	21.5	18.9	23.1	18.1	22.2	19.3	22	24.8	18.9	32.1	24.7	8.6	18.8	11.75	17.6	22.5
Sm	4.3	n/a	4.3	3.8	4.5	4	4.2	4.5	4.6	5	3.6	6.1	4.9	1.7	3.4	2.15	3	4.5
Eu	1.27	n/a	1.45	1.32	1.18	1.23	1.25	1.26	1.13	1.23	1.13	1.08	1.05	0.22	0.69	0.6	0.6	1.37
Gd	3.09	n/a	3.41	4.02	4.51	3.26	3.29	4.98	3.88	4.18	3.9	5.58	4.54	1.41	2.64	1.84	2.5	4.44
Tb	0.66	n/a	0.72	0.55	0.54	0.61	0.64	0.72	0.6	0.68	0.52	0.89	0.74	0.25	0.48	0.3	0.3	0.66
Dy	3.57	n/a	3.99	3.28	3.18	3.41	3.46	4.18	3.56	3.9	2.91	5.42	4.06	1.59	2.67	1.75	1.9	3.94
Ho	0.63	n/a	0.79	0.66	0.63	0.63	0.79	0.8	0.68	0.8	0.57	1.06	0.84	0.33	0.6	0.35	0.4	0.78
Er	2	n/a	1.99	2.2	1.92	1.76	1.76	2.62	2.22	2.05	1.94	2.98	2.22	0.99	1.63	1.2	1.2	2.18
Tm	0.37	n/a	0.32	0.29	0.24	0.28	0.28	0.33	0.27	0.31	0.25	0.46	0.38	0.21	0.28	0.2	0.2	0.31
Yb	1.95	n/a	2.13	1.94	1.82	1.62	1.81	2.23	2	2.05	1.69	2.81	2.14	1.24	1.85	1.35	1.3	2.24
Lu	0.32	n/a	0.31	0.33	0.32	0.26	0.27	0.35	0.27	0.36	0.27	0.48	0.38	0.25	0.35	0.2	0.2	0.28

n/a hace referencia al elemento no analizado.

Tabla 4-7. Relaciones isotópicas Rb-Sr y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas ígneas del Cerro de las Minas, Distrito Vegas Peladas.

Muestra Natural	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (x)	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (y)	Error
VP10	RTOT/Granito	42.30400	138.52350	0.88362	0.01584	0.70493	0.00004
VP27E	RTOT/Granodiorita	106.06950	442.23550	0.69394	0.00970	0.70450	0.00004
2685	RTOT/Diorita	52.58300	610.42450	0.24925	0.00689	0.70537	0.00008
VP27E	Biot/Granodiorita	756.46211	28.89763	75.85837	1.05652	0.72072	0.00013
VP2685	Biot/Diorita	539.93425	51.57622	30.30590	0.61962	0.71029	0.00038

Tabla 4-8. Relaciones isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y valores de ϵ de las rocas ígneas del Cerro de las Minas, Distrito Vegas Peladas.

Muestra dilución isotópica	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (x)	Error	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (y)	Error	$f_{\text{Sm/Nd}}$	$T_{\text{DePaolo}}_{1988}$ (Ga)	$\epsilon_{(0)}$	T1 (Ma)	$\epsilon_{(T1)}$
VP10	RTOT/Granito	2.8320	16.0719	0.1066	0.0004	0.5127	0.0000	-0.4583	0.4744	1.6755		
VP27E	RTOT/Granodiorita	5.7789	28.3282	0.1234	0.0004	0.5127	0.0000	-0.3729	0.5608	1.6481	15.0000	1.7884
VP2685	RTOT/Diorita	4.4101	25.2044	0.1058	0.0004	0.5127	0.0000	-0.4621	0.4788	1.5675	11.0000	1.6950

Tabla 4-9. Valores $\delta^{18}\text{O}$ de los minerales de los plutones diorítico y granítico.

Muestra	Mineral	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ Mineral	Tempera- tura estimada °C	$\delta 1000 \ln \alpha$ (1) mineral- fluido	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ Fluido calculado	Temperatura °C calculada	Ecuación utilizada
2685	Plagioclasa	6.90	1350	-0.82	7.72	638	Zheng, Y.-F., 1993a.
2685	Biotita	5.40	1350	-1.48	6.88	638	Zheng, Y.-F., 1993b.
VP-10	Plagioclasa	7.9	1200	-0.2	8.1		Zheng, Y.-F., 1993a.

BIBLIOGRAFÍA

- Arrospide, A., 1972. Depósitos Minerales de Hierro de Vegas Peladas Mina Nenche. Dep. de Malargüe, Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 3 (1-2): p.117-131.
- Anderson, A. T., Clayton, R. N. y Mayeda, T. K., 1971. Oxigen isotope thermometry of mafic igneous rocks. Journal of Geology, v. 79: p. 715-729.
- Bellieni, G., Visentin E. y Zanettini B., 1996. Use of Chemical TAS Diagram (Total Alkali Silica) for Classification of Plutonic Rocks: Problems and Suggestions. I.U.G.S.. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Pavoda, Contribution 157, 3 p.
- Boynton, N. V., 1989. Cosmochemistry of the rare earth elements: condensation and evaporation processes. En: Lipin, B. R., MacKay, G. A., (Eds.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earths, Review in Mineralogy 21, Mineralogical Society of America, 24 p.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R., 1992. I- and S-type granites in the Lachland fold belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 83: p. 1-26.
- Christiansen, E. H. y Keith, J. D., 1996. Trace Element Systematics in Silicic Magmas: A Metallogenic Perspective. Geological Association of Canada Short Course Notes (Ed. D. A. Wyman) 12: p. 115-151.
- DePaolo, D. J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. New York, Springer-Verlag, 181 p.
- Dessanti, R. N., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 28b, Malargüe, Provincia de Mendoza, SSM, Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, Boletín 149: 50 p.
- Davidson, J. P, Fergusson, K. M., Colucci, M. T. y Dungan, M. A., 1988. The origin and evolution of magmas from the San Pedro-Pellado volcanic complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution. Contributions to Mineralogy and Petrology, 100: p. 429-445.
- Epstein, S., y Taylor, R. W., 1967. Variation of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in minerals and rocks. In P. H. Abelson ; Eds., Research in Geochemistry, v. 2: p. 29-62. John Wiley, New York, 663p.
- Ettlinger, D., 1990. A geological analysis of gold skarns and precious metal enriched iron and copper skarns in British Columbia, Canada. Unpublished Ph. D. Thesis, Department of Gology, Washington State University, Washington, 246 p.
- Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geology, Second Edition. Wiley and Sons, Inc. (Eds), United, States of America, 588 p.

- Franchini, M. B. y Dawson, K 1999. Manifestaciones metálicas asociadas a skarns del sudoeste de Mendoza y noroeste de Neuquén. En: E. Zappetini (Ed): Recursos minerales de la República Argentina. Anales 35: p. 1535-1545.
- Franchini, M. B., López Escobar, L., Schalamuk, I. B. A. y Meinert, L., 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: p. 399-421.
- Franchini, M. B., de Barrio, R. E., Ríos, F. J., Schalamuk, I. B., Lanfranchini, M., Pons, M. J., 2005. Petrología, química mineral y paragénesis del depósito Hierro Indio, Mendoza. Guías para la exploración de Fe. En Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O., (Eds.): *Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM*, artículo-Nº 781, p. 8.
- Groeber, P., 1947. Observaciones Geológicas a lo largo del meridiano 70. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 2 (4): 409-433, Buenos Aires.
- Hall, A. 1996. *Igneous Petrology*. Logman House, England, p.551.
- Haller, M. J., Nullo F. E. y Proserpio C. A., 1985. Geoquímica de elementos mayores de las volcanitas andinas del terciario inferior (34°-36°). *Comunicaciones Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*, 35: p. 97-100.
- Hibbard, M. J., 1995. *Petrography to petrogenesis*. En Robert McConnin (Ed), Prentice Hall, Englewood cliffs, New Jersey, EEUU, New Jersey, p. 586.
- Hildreth, W. E. y Moorbath, S., 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: p. 455-489.
- Irvine, T. N., y Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can. F. Earth Sci.* 8: p. 523-548.
- Kay, S., Maksaev, V., Mpodozis, C, Moscoso, R. y Nasi, C., 1987. Probing the evolving Andean lithosphere; Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5°S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, 92: p. 6173-6189.
- Kay, S., Maksaev, V., Mpodozis, C, Moscoso, R., Nasi, C. y Gordillo C., 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S y 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: p. 21-28.
- Kay, S., Mpodozis, C., Ramos V., 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 33.8°S). Geological Society of America, Special Paper 265: p. 113-137.
- Kay, S., Mpodozis, C. y Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33°LS). En Skinner, B. (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geology Special Publication, volume, 7 p. 27-59.
- Leake B. E., Woolley, A., Arps C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, D. J., Hawthorne, C. F., Kato A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith, D. C., Sthephenson, N. C. S, Ungaretti L., Whittaker, E. J. W. y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, v. 82: p. 1019-1037.
- Llambías, E. J., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 27, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica, Buenos Aires 15: 182 p.
- López Escobar, L., 1984. Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes. En R. S. Harmon y B. A. Barreiro (eds.) *Andean Magmatism: Chemical and isotopic constraints*. Shiva Pub. Ltd., Bristol, p. 47-71.
- López-Escobar L., Cembrano J. y Moreno H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22 (2): p. 219-234.
- Marshall, L. A. y Sparks, R. S., 1984. Origin of some mixed-magma and net-veined ring intrusions. *Journal of the Geological Society of London*, 141:p. 171-182.
- Meinert, L., 1984. Mineralogy and Petrology of Iron Skarns in Western British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 79: p. 869-882.
- Meinert, L., 1995. Igneous petrogenesis and skarn deposits. Geological Association of Canada Special Paper 40, p. 224-236.
- Middlemost, E., 1994. Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37: p. 215-224.
- Nulló F. E, Stephens G. S., Otamendi J. y Baldauf, P. E., 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (2), p.119-132.
- Pearce J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: *Andesites* (Thorpe, R.S., editor). John Wiley and Sons, London, p. 525-548.

- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth C. J. and Norry M. J. (eds). Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publications Limited, Cheshire, United Kingdom, p. 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N., Tindle, A., 1984. Tectonic interpretation of Granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: p. 956-983.
- 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: p. 79-114.
- Pons, M. J., Franchini, M. B., Meinert, L., 2004a. Geochemical Characterization of Neogene Magmatism linked to Skarn Mineralization, SW Mendoza, Argentina. In Abstracts of 32nd International Geological Congress, Florence, Abstracts with Programs, v. 32, part 2: 917 p. Poster presentation.
- Pons M. J., Franchini M. B., Schalamuk I. B. y Ulbrich Costas M. 2004b. Magmatismo Terciario Vinculado a la Mineralización de Fe del Skarn Vegas Peladas, Cordillera Principal, SO Mendoza. *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología*, 2004, 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Río Cuarto, Córdoba, Brodtkob, Koukharsky, Quenardelle y Montenegro, (Eds), Río Cuarto, p. 273-278.
- Ramos V. A. y Nullo F. E., 1993. El volcanismo de arco cenozoico. Relatorio del XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, V. A. Ramos (Ed), Mendoza, 1: p. 149-160.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Produced by Longman Singapore Publishers (Pte) Ltd., Singapore, 352 p.
- Schwartz, M. O. y Melcher, F., 2004. The Falémé Iron District, Senegal. *Economic Geology*, 99: p. 917-939.
- Tormey, R. D., Frey, F. A. y López Escobar, L., 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42° S); Interpretations of along-arc compositional variations. In Harmon, R. S., and Rapela C. W., eds., *Andean magmatism and its tectonic setting*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 265: p. 57-77.
- Zheng, Y.-F., 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57: p. 1079-1091
- Zheng, Y.-F., 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120: p. 247-263.

Zürcher L., Ruíz J. y Barton M. D., 2001. Paragenesis, Elemental Distribution, and Stable Isotopes at the Peña Colorada Iron Skarn, Colima, Mexico. *Economic Geology*, 96: p. 535-557.

CAPÍTULO V

LOS SKARNS DE Fe DE VEGAS PELADAS: CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS, MINERALÓGICAS Y DISTRIBUCIÓN DE LAS PARAGÉNSIS MINERALES

INTRODUCCIÓN

En la ladera NE del Cerro de Las Minas, varias zonas con alteración hidrotermal y portadoras de mineralización de Fe se distribuyen de forma irregular en una faja de 3 km de longitud, paralela al arroyo Vegas Peladas. Estas zonas están genéticamente asociadas a las rocas ígneas descritas en el capítulo anterior. La cartografía y las relaciones de campo entre las rocas sedimentarias, los intrusivos y las alteraciones-mineralizaciones, permitieron identificar las siguientes alteraciones-mineralizaciones: 1) hornfels y un skarn de Fe vinculado a la intrusión del cuerpo diorítico-tonalítico, 2) hornfels y un skarn con mineralización de Fe incipiente asociados a la intrusión del cuerpo granítico y sus diques riolíticos, 3) alteración hidrotermal incipiente en los bordes del plutón granodiorítico y sus diques y 4) alteración hidrotermal y mineralización de Fe diseminada localizada en los diques andesíticos tardíos. La distribución de las alteraciones-mineralizaciones se muestra en el mapa de la figura 5-1 y en las secciones transversales de las figuras 5-2 a la 5-12 inclusive.

Definiciones de términos y símbolos usados en el texto

Los términos hornfels, skarn, endoskarn, exoskarn, progradante y retrógrado se utilizan como términos descriptivos de las alteraciones, en sus acepciones definidas en las publicaciones de [Einaudi *et al.* \(1981\)](#) y [Meinert, \(1992\)](#), que sintetizan y actualizan los rasgos más importantes de los depósitos metálicos asociados a skarns. Estas acepciones continúan vigentes en el trabajo de [Meinert *et al.*, \(2005\)](#) sobre depósitos metálicos asociados a skarns, publicado en la síntesis más moderna sobre estos depósitos minerales ([Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905-2005](#)).

El término paragénesis mineral (mineral *assemblage* en Inglés) se emplea para designar a un grupo de minerales que incluye también a los portadores de metales, que parecen ser estables a escala mesoscópica y microscópica y que son contemporáneos. Determinar una paragénesis es muy importante desde el punto de vista geoquímico dado que señala condiciones restringidas de formación, asumiendo que los minerales que la forman alcanzaron un equilibrio termodinámico local. En tanto que el término asociación (mineral *association* en Inglés), se utiliza para nombrar un grupo de minerales que están espacialmente vinculados pero no necesariamente se formaron al mismo tiempo, es decir una asociación es el resultado de la integración en el tiempo de un número de eventos.

Al definir la paragénesis, el símbolo más (+) une los minerales que están presentes en todos los lugares donde se describe esa paragénesis y el símbolo más-menos (\pm) precede a los minerales que no están presentes en todos los lugares. Los minerales poco comunes o que sólo aparecen como trazas en la paragénesis se incluyen entre paréntesis. Minerales magmáticos relícticos pero estables con la paragénesis se nombran aparte, por ejemplo: granate + piroxeno \pm cuarzo y plagioclasa + titanita relícticos.

La paragénesis mineral completa se representa por las abreviaciones cortas de los minerales diagnóstico por ejemplo: biotita + feldespato potásico + cuarzo + magnetita + molibdenita + (topacio + rutilo): BIO-KSP (Tabla 5-1). Las abreviaturas de todos los minerales aquí descritos figuran al pie de la tabla 5-1.

Los tipos de venas se definen por la asociación de minerales que las rellenan y que forman los halos que las rodean. El término veta se usa para las venas con espesores mayores de 1 m (*lode* en Inglés), vena para las que tienen entre 1 m y 1cm y venillas para las menores de 1 cm de espesor. Salbandas son los halos que rodean las vetas, venas y venillas que presentan desequilibrio con la roca de caja. Estas salbandas generalmente son simétricas respecto a las venas y pueden presentar zonación mineralógica.

Los estilos de mineralización pueden ser de distintos tipos: 1) diseminada, en el cual la mineralización se encuentra en toda la roca pero interconectada a través de venillas muy finas, 2) en *stockwork* utilizando la definición de Keary (1996), 3) en vetas (en Inglés *lode*, Einaudi, 1981; o *veins*, Keary, 1996), 4) en brechas siguiendo las definiciones y criterios de Sillitoe (1985), 5) en mantos y lentes. Estos últimos términos se refieren a la morfología de los cuerpos mineralizados: cuerpos de dimensiones métricas donde la mineralización tiene la forma de los bancos sedimentarios a los que reemplaza y cuerpos de dimensiones centimétricas y extremos lanceolados, respectivamente.

SKARN DE Fe VINCULADO AL PLUTÓN DIORÍTICO

Relacionados a este cuerpo ígneo hay seis afloramientos principales portadores de hierro en forma de mantos y lentes concordantes con los exoskarns que reemplazan las facies más calcáreas de las sedimentitas jurásicas (F. Calabozo). Otros cuerpos de Fe menores, lentiformes y con morfologías de venas y venillas están alojados en los exoskarns que reemplazan a las sedimentitas menos reactivas (F. Puchenque) y en la roca ígnea alterada, respectivamente. Estos cuerpos de hierro se localizan en la ladera noreste del Cerro de Las Minas, a lo largo de una franja de 3 km de longitud subparalela al arroyo Vegas Peladas y han sido numerados de 1 a 7

desde el extremo NO al SE (Fig. 5-1). Los cuerpos mantiformes están ubicados cerca (< 30 m) del contacto entre el exoskarn y el plutón diorítico. El cuerpo 1 es el de mayor importancia; cinco trincheras transversales al manto permitieron dimensionarlo (32 m de longitud por 4.5 m de espesor) y describir el exoskarn que lo acompaña (exoskarn de epidoto + cuarzo; [Arrospide, 1972](#)). En la actualidad los detritos de falda cubren parcialmente estas labores. El resto de las exposiciones de hierro son menores, con superficies aflorantes que miden entre 2 y 6 m². El plutón diorítico contiene venas, venillas y *stockworks* con mineralización de hierro cerca del contacto con la roca sedimentaria y con el plutón granodiorítico (Fig. 5-2). El afloramiento 7 consiste en un cuerpo mineralizado brechado ubicado en una zona de cizalla en contacto con el cuerpo granítico (Fig. 5-1).

Este skarn de Fe se caracteriza por los siguientes elementos: 1) una ubicua aureola metamórfica constituida por hornfels bandeados que reemplazan a las rocas sedimentarias en contacto con el stock diorítico, 2) la alteración de los bordes del plutón diorítico y diques por un endoskarn que presenta morfologías variables, desde macizo e irregular, de escaso desarrollo a venas, venillas y *sotckworks* más extendidos y 3) un exoskarn zonado (en espacio y tiempo), con paragénesis progradantes y retrógradas y morfologías mantiforme, en venas y venillas, que es ubicuo en la ladera NE del Cerro de Las Minas y que hospeda a la mineralización de hierro. Los contactos entre las rocas ígneas y las rocas sedimentarias, los planos de estratificación y las superficies de diaclasas fueron conductos importantes para la circulación de los fluidos hidrotermales y tanto el endoskarn como el exoskarn se formaron adyacentes y paralelos a estas superficies.

Alteración del plutón diorítico

El borde del plutón diorítico presenta alteración hidrotermal incipiente (10%) caracterizada por la paragénesis **actinolita ± clorita ± calcita ± titanita ± ortoclasa ± epidoto ± pirita (magnetita)**. Los minerales máficos están reemplazados por **actinolita ± clorita ± calcita** con exolución de **magnetita y titanita**. Las plagioclasas tienen parches de **ortoclasa (Ort₈₇₋₉₃) ± epidoto ± calcita** y la magnetita magmática está reemplazada centrípetamente por **titanita** (Figs. 5-1, 5-2 a 5-9 y 5-13; Tabla 5-2, muestra 2696). La pirita está diseminada en grano fino y esporádicamente alcanza el 1% del volumen total de la roca. En contacto con el protolito sedimentario, el plutón diorítico está reemplazado por una alteración maciza, blanca grisácea y de 0,2-0,5 m de espesor, constituida por **ortoclasa + cuarzo** (Figs. 5-4, 5-8 y 5-13; muestras

2653-C y Vp 21F). El cuarzo es vermiforme y está incluido en los cristales anhedrales de ortoclasa, en típico intercrecimiento gráfico (Fig. 5-13; muestras 2653-C).

Endoskarn

En el contacto con el protolito sedimentario alterado y superpuesta a la alteración de ort + qtz que afecta al plutón diorítico, hay una alteración en forma parches de **cuarzo ± epidoto ± anfíbol ± pirita** (Figs. 5-4, 5-8 y 5-13; muestras 2653-C y Vp 21F). El cuarzo forma un agregado granular en contacto y equilibrio con minerales del grupo del epidoto y anfíbol y la pirita está diseminada en cristales euhédricos. Ópticamente se diferenciaron dos variedades de epidoto: clinozoisita y epidoto; ambos forman parches que reemplazan a la plagioclasa magmática y en el contacto con el exoskarn forman agregados de cristales euhédricos (Fig. 5-13, muestra 2653-C). Otra textura poco esparcida y formada por el reemplazo de los xenolitos calcáreos del plutón diorítico consisten en escarpelas (Fig. 5-8) con un núcleo de **granate castaño rojizo** parcialmente alterado a **epidoto + clorita** y un borde (2-5 cm de espesor) blanco grisáceo de **ortoclasa + cuarzo (sericita)** (Tabla 5-3).

Los diques y filones capa que se desprenden del plutón diorítico están también reemplazados por una salbanda fina (10-15 cm de espesor) y verde clara de **epidoto + calcita ± feldespato alcalino** (Fig. 5-7, muestra Vp24-H). Los cristales anhedrales de feldespato alcalino incluyen fantasmas de plagioclasa relícticos y están inmersos en un mosaico de **epidoto + calcita**. Este endoskarn tiene un límite neto y linda con una zona de alteración hidrotermal menos penetrativa que hacia el centro de los diques y filones capa disminuye rápidamente en intensidad (desde el 20% al 5 % del vol. total de la roca) y presenta la misma paragénesis que la alteración de los bordes, además de **anfíbol + titanita** (Fig. 5-7, muestra Vp24-H). El contacto de los diques y filones más potentes (>3 m) con la roca de caja menos reactiva es a través de una zona de brecha ígnea anastomosada (>15 cm espesor). La brecha está constituida por clastos angulosos de hornfels de tamaños variables inmersos en una matriz ígnea decolorada por la alteración hidrotermal (Figs. 5-7 y 5-13, muestra Vp19-I). Esta alteración consiste en un mosaico de **feldespato alcalino** con motas dispersas de **calcita ± epidoto** que reemplazan a la plagioclasa, máculas de **anfíbol ± titanita** según el anfíbol magmático y **clorita** que reemplaza al anfíbol secundario. Localmente, en el contacto entre la matriz y los clastos, hay islas de **granate** pseudomórficamente reemplazado por **clorita** rodeadas de un mosaico de **calcita**.

En la periferia del plutón diorítico hay numerosas venas, miarolas y diaclasas rellenas o tapizadas con **anfíbol ± cuarzo ± magnetita ± epidoto ± feldespato alcalino**, (Figs. 5-1 a 5-9).

Las venas presentan cuarzo y magnetita en sus núcleos y salbandas zonadas con anfíbol y epidoto próximo a las paredes de las venas y un halo blanco de feldespato alcalino hacia el contacto con la roca ígnea fresca (Fig. 5-2, muestra 2659-2; Fig.5-8, muestra Vp21-G). Cerca del contacto con el plutón granodiorítico, la diorita contiene venas y bolsones de magnetita maciza que localmente desarrollan *stockworks* (Fig. 5-2, muestra Vp27-F).

Alteración de las rocas sedimentarias

Hornfels

En el contacto con las rocas ígneas (dioríticas), las pelitas-arenitas, las wackes y las calcarenitas están transformadas en hornfels cuarzo-feldespático, piroxénico, biotítico y sericítico con sulfuros y óxidos de hierro y titanio. Esta aureola metamórfica tiene un espesor aproximado de 800 m y el contacto con la roca sedimentaria fresca se observa sólo en el margen izquierdo del arroyo (Fig. 5-14 a y b). Estas rocas son de grano fino a muy fino y aunque en superficies frescas tienen colores verde, negro, gris y blanco, predominan los afloramientos con pátinas rojizas y ocres producidas por la oxidación de los sulfuros. Las superficies de estratificación del protolito sedimentario se manifiestan por la alternancia de bancos macizos (de 3 a 5 m de espesor) y bandeados (de 0,5 a 1 m de espesor); estos últimos presentan intercalación de láminas claras y oscuras.

El hornfels cuarzo-feldespático conforma los bancos más potentes y reemplaza los niveles menos reactivos de areniscas cuarzo-arcósicas. Son rocas grises, generalmente macizas y son ubicuas en el área. Están intercaladas y/o interdigitadas con los hornfels piroxénico, biotítico y sericítico; algunos niveles preservan estructuras sedimentarias tales como estratificación paralela y entrecruzada. Están constituidas por un mosaico policristalino de **cuarzo + feldespato ± epidoto ± calcita ± titanita y pirita intersticial** y tienen textura granoblástica isogranular (Figs. 5-4, muestra 2650-D y 2651-A) a heterogranular, (Fig. 5-15, muestra 2650-D). Localmente los feldespatos tienen los bordes difusos y parches de otro feldespato más alcalino (Fig. 5-15, muestra 2646). Entre los granos de cuarzo y feldespato hay calcita y epidoto intersticial, máculas de titanita y escasos cristales finos de pirita.

El *hornfels piroxénico* es de color amarillo verdoso y está compuesto por **cuarzo + feldespato + clinopiroxeno ± titanita (pirita)**. El clinopiroxeno (5 al 10% del volumen) está en ramilletes de tres o más cristales euhedrales de hábito prismático corto y de grano fino diseminado junto a cristales globulares y castaños rojizos de titanita (Figs. 5-4 y 5-15, muestra 2646). A veces los cristales de piroxeno forman porfiroblastos subhedrales poiquilíticos que

incluyen parte de la matriz cuarzo-arcósica (Figs. 5-4 y 5-15, muestra 2651-B). Excepcionalmente y en posiciones distales, hay niveles blanco verdosos que contienen hasta 60 % del vol. total de este piroxeno subhedral (Figs. 5-1-b y 5-4; Tabla 5-3, muestra 2693-7). Las características ópticas y los difractogramas de rayos X permitieron identificarlo como diópsido (Tabla 5-3).

Los *hornfels biotítico-sericítico* afloran a unos 30 m del contacto con la diorita. Ambos son bandeados y consisten en un mosaico de cuarzo-feldespato, además de los filosilicatos y opacos, con textura lepidoblástica. El hornfels biotítico es castaño claro y contiene **biotita + rutilo ± pirrotina (magnetita)**. La biotita se presenta en finas láminas castañas (5-40 % del vol. total de la roca) en equilibrio con rutilo, ambos minerales presentan sus longitudes mayores paralelas a los planos de fisilidad (Figs. 5-4 y 5-15, muestra 2659). Lateral y verticalmente gradúa a un hornfels gris oscuro a negro constituido por **sericita + rutilo ± titanita ± pirita (marcasita ± magnetita)**. En estos sectores donde la sericita es abundante (40 % del volumen total de la roca; Figs. 5-3 y 5-15, muestra 2643), sus láminas adquieren buen desarrollo hasta alcanzar el tamaño de muscovita y el rutilo junto con la magnetita y la pirita se concentran en las bandas o lentes adyacentes. La pirrotina está alterada a marcasita-pirita con desarrollo de texturas tipo *birds-eye*. En los hornfels biotítico y sericítico, el rutilo se presenta con dos hábitos: a) prismas cortos pardos rojizos oscuros a casi negros y de bordes redondeados (rutilo 1) y b) prismas alargados (largo-ancho >10), pardos rojizos, translúcidos y bordes angulosos (rutilo 2) (Fig. 5-15, muestra 2659). Es posible que estas diferencias en el color y en la opacidad de los rutilos se correlacionen con diferencias en la composición química (Fe^{3+} , Nb y Ta; [Deer et al., 1975](#)).

La fracción arcilla en los hornfels es menor del 10 % del vol. total (Tabla 5-3; análisis y cuantificación por rayos X). Se identificaron interestratificados de illita (entre 50 y 85 % de la fracción arcilla), clorita (entre 2 y 50%) y esmectita (entre 0 y 11%). La cantidad de clorita es mayor en los hornfels próximos al plutón diorítico (Tabla 5-2; Fig. 5-4). Estos estudios también arrojaron variaciones significativas en el grado de cristalinidad de la illita, medido a través del índice Kübler ([Kübler, 1964](#)). El índice Kübler de la illita en la roca sedimentaria fresca es de 0.45 ($^{\circ}2\theta$) y disminuye a 0.25 ($^{\circ}2\theta$) en la illita del hornfels ubicado próximo al plutón diorítico (Figs. 5-4 y 5-12; Tabla 5-3).

En el extremo SE del valle se halla un bloque de *mármol* de 7 m de espesor x 15 m de largo formado por cristales de calcita de grano grueso (4 cm de diámetro) y textura granoblástica; está cortado por un dique riolítico (Figs. 5-9, 5-10 y 5-16). Otros afloramientos de mármol consisten en parches relicticos dentro del exoskarn intermedio asociado al plutón

diorítico (Fig. 5-16, muestra 2703-A). También hay numerosos rodados de mármol en la periferia del plutón diorítico (Figs. 5-9, 5-10 y 5-16, muestras, 2711-F y Vp14).

Exoskarn

El exoskarn aflora sobre el margen SO del arroyo, a lo largo de 3 km y con un espesor máximo de 60 m. Está superpuesto al mármol y a los hornfels como bandas concordantes y venas discordantes, con una mineralogía, intensidad y distribución variables. Sobre la base de su composición mineralógica se han distinguido las siguientes zonas y paragénesis: 1) una zona interna de clinopiroxeno + magnetita + cuarzo, 2) una zona interna de granate castaño ± cuarzo, que pasa lateralmente a 3) una zona de epidoto + magnetita ± cuarzo, 4) una zona intermedia de granate ± clinopiroxeno, 5) las zonas retrógradas de epidoto ± especularita ± cuarzo ± albita y epidoto + mushketovita + cuarzo están superpuestas a la zona intermedia, 6) una zona retrógrada externa de especularita + anfíbol ± cuarzo ± feldespato y mushketovita ± anfíbol ± epidoto ± cuarzo, que reemplazan a las venas de exoskarn progradante más externo (granate ± clinopiroxeno) y también a los hornfels y 7) una alteración tardía y ubicua que consiste en feldespato ± epidoto ± cuarzo ± calcita ± titanita ± clorita ± pirita (Figs. 5-1 a 5-8) sobrepuesta a las alteraciones anteriores.

Las *zonas progradantes* (internas de clinopiroxeno + magnetita + cuarzo y granate ± cuarzo e intermedia de granate ± clinopiroxeno) están expuestas entre las quebradas 5 y 6 como bandas subparalelas de 1,5 km de longitud y 54 m de espesor, adyacentes a los bordes del plutón y a los diques dioríticos (Figs. 5-1 y 5-3). Se acúan hacia ambos extremos hasta reducirse a colgajos de skarn incluidos en el plutón diorítico y también a rodados de skarn entre los detritos modernos que abundan en la periferia de este cuerpo intrusivo (Figs. 5-1 a 5-9).

La zona interna de **clinopiroxeno + magnetita + cuarzo** reemplaza a un protolito silicoclástico próximo al contacto con el plutón diorítico (Fig. 5-4, muestra 2653-B). Está compuesta por cristales de piroxeno prismáticos cortos con cuarzo y magnetita granular agrupados en cintas, lentes y rellenando venillas; por sectores la magnetita forma bandas macizas de 1 a 2 cm de espesor (Figs. 5-4 y 5-17, muestra 2653-B).

La zona **interna de granate ± cuarzo** tiene una extensión de 450 m, pero su morfología y la presencia de rodados de skarn de granate castaño entre el cuerpo diorítico y la zona de exoskarn intermedia, sugieren que la misma continúa por debajo de los detritos modernos como una banda que separa al exoskarn intermedio del cuerpo ígneo. En los afloramientos, esta zona es maciza, marrón rojiza a amarillenta y está compuesta por cristales de granate y cuarzo (Fig. 5-3,

muestra 2684 y Fig. 5-6, muestra 2704-K). Al microscopio, los cristales de granate tienen numerosas inclusiones de piroxeno y cuarzo del hornfels, maclas complejas y zonación óptica. Los núcleos son castaños verdosos e isótopos y las bandas concéntricas intermedias y externas son en su mayoría castañas amarillentas y anisótropas. Los análisis químicos de granate con microsonda electrónica indican un rango amplio en su composición ($\text{And}_{31-89} \text{Py}_{0,34-2} \text{Gr}_{\text{S}68-8,8}$) y una zonación química en los cristales individuales: los núcleos tienen composición intermedia entre grosularia y andradita (~50 %) y los bordes externos son más andradíticos (>50 %) (Fig. 5-17, muestras 2650-D y 2651-B y Fig. 5-18 a y b; Tabla 5-4, muestras 2650-D y 2651).

La zona **intermedia de granate ± clinopiroxeno** se localiza a 15 y 50 m del contacto con el plutón diorítico y es lindante con la zona interna de granate. Reemplaza masivamente a los bancos de mármol (F. Calabozo) y en venas y venillas a los hornfels menos reactivos (F. Puchenque). La mejor exposición de esta zona intermedia se observa en los perfiles de las Figuras 5-5 (muestras 2701-F, 2702 y 2703-S) y 5-7 (muestras Vp24-F, Vp19-T y Vp19-U) por encima de los hornfels bandeados, con morfología de bancos o bandas de hasta 10 m de espesor. En esta zona se han distinguido ópticamente al menos tres generaciones de granate que en orden de abundancia y cronológicamente se describen a continuación: a) bandas macizas de un granate anisótropo, castaño claro, con zonación concéntrica, maclas complejas y muy poiquilítico (incluye minerales del hornfels piroxénico). Su composición ($\text{And}_{38-51} \text{Py}_{1-2} \text{Gr}_{61-47}$) es similar al granate de la zona interna (Figs. 5-2, 5-3, 5-5 y 5-18, muestras 2687, 2632 y 2701-F; Tabla 5-4, muestras, 2701-F, 2687, 2632), b) bandas y venas de cristales de granate castaños oscuros, isótopos y de composición andradítica ($\text{And}_{96,2-100} \text{Py}_{0,0-0,08} \text{Gr}_{0,0-3,7}$), que cortan a los anteriores (Figs. 5-3 a 5-7 y Fig. 5-18 a y c, muestras 2687, 2642, 2632 y 2711-M; Tabla 5-4, muestras 2687, 2642, 2632 y 2711-M) y c) granate anisótropo, verde claro a incoloro, dispuesto en bandas concéntricas de escasos μm de espesor alrededor de los núcleos del granate isótropo (Fig. 5-5 muestra, 2702; Figs. 5-7 y 5-17, muestras Vp19-T y Vp19-U). El piroxeno ($\text{Di}_{24-70} \text{Jo}_{4,1-0,7} \text{Hd}_{72-29,3}$) en esta zona se presenta en grupos de tres o más cristales euhedrales a subhedrales e incoloros rellenando los intersticios entre los cristales de granate isótropo, (Figs. 5-7 y 5-17, muestras Vp19-T y 5-19) o como salbandas discontinuas de las venas de granate isótropo (Figs. 5-3, muestras 2687 y 2642; Tabla 5-5).

Alteración Retrógrada

La paragénesis **epidoto + magnetita ± cuarzo** reemplaza a las zonas internas del exoskarn de granate + cuarzo. En detalle, el epidoto (Tabla 5-6, muestra 2650-D) es de color

verde pistacho, reemplaza pseudomórficamente al granate castaño, rellena los intersticios intercrystalinos y junto con cuarzo y magnetita, las venillas que cortan al exoskarn previo. Ambos silicatos en contacto con la magnetita contienen numerosas microinclusiones de este óxido. Esta alteración aumenta hasta hacerse penetrativa en las adyacencias de los bancos masivos de magnetita (Fig. 5-3, muestra 2684; Fig. 5-4, muestra 2653-A; Fig. 5-6, muestras 2704, 2704-K y 2704-2; Fig. 5-20, muestra 2684).

Las paragénesis **epidoto ± especlarita ± cuarzo ± albita (Ab_{90,2-97,5}) y epidoto + mushketovita + cuarzo**, alteran a la zona intermedia en forma penetrativa. El epidoto reemplaza pseudomórficamente al granate, el cuarzo y la especlarita o mushketovita rellenan los intersticios intercrystalinos y junto con albita, forman las salbandas de las venas de granate ± clinopiroxeno (Fig. 5-5; muestras 2701-F, 2702-A y 2702-B; Fig. 5-7, muestras 24-F; Tabla 5-2, muestra 2701-F).

Las paragénesis ricas en anfíbol consisten en **ferropargasita ± epidoto ± cuarzo** (Figs. 5-3; 5-20 y 5-21, muestra 2642; Tabla 5-7), **actinolita-hornblenda magnésica + mushketovita ± epidoto ± cuarzo** (Figs. 5-4, 5-20 y 5-21, muestra 2656-3; Tabla 5-7) y **anfíbol + especlarita ± cuarzo ± feldespató**, (Fig. 5-5, muestra 2699-B). Estas paragénesis reemplazan a las venas de exoskarn que se extienden hacia las zonas distales y a los hornfels a partir del exoskarn masivo, a través de las superficies de diaclasas y planos de estratificación (Figs. 5-1, 5-3 y 5-4, muestras 2642 y 2656-3). La primera paragénesis se superpone y reemplaza las venas de granate ± piroxeno. El epidoto y el cuarzo granular rellenan venas y parches que cortan y reemplazan al granate isótropo. La ferropargasita desarrolla cristales subeuhédricos, verdes oscuros, con pleocroismo extremo y excepcionalmente conserva en sus núcleos relictos del clinopiroxeno a quien reemplaza (Figs. 5-3, 5-17 y 5-20; muestra 2642). Las dos últimas paragénesis forman las salbandas de venas distales de mushketovita o especlarita. Los cristales subeuhédricos y verde claro de actinolita y hornblenda magnésica están en contacto y en equilibrio con mushketovita y contienen microinclusiones de este óxido y cuarzo. Los cristales de anfíbol se disponen en varias direcciones y forman un entramado laxo, entre cuyos intersticios hay cristales de piritita y calcita tardías e islas de granate isótropo parcialmente alterados a epidoto y clorita (Figs. 5-4 y 5-20, muestra 2656-3). El anfíbol en contacto con piritita presenta un borde de escasos micrones de espesor que consiste en óxidos e hidróxidos de hierro.

La manifestación más tardía de este evento metasomático está dada por una paragénesis ubicua, rica en **albita (Ab₉₆₋₉₈) ± epidoto ± cuarzo ± calcita ± titanita ± clorita ± piritita**, que rellena intersticios, forma salbandas y/o venas y venillas que reemplazan y cortan a las

alteraciones previas (Tabla 5-2, muestras 2648 y 2701-F). Esta alteración presenta un fuerte control estructural dado que se expande y avanza a través de los planos de debilidad y se hace más abundante en la intersección de dos o más de estas superficies (Fig. 5-2, muestra 2634; Figs. 5-3; Fig. 5-4, muestra 2693-5; Fig. 5-5, muestra 2701-F y 2073-S y Figs. 5-7 a 5-9). El epidoto está en cristales prismáticos largos dispuestos en soles o aislados dentro de un mosaico de calcita (Fig. 5-20, muestra 2661-B). La albita ($An_{1,98-3,6}$) es subhedral, de aspecto turbio y tiene menos Ca que la albita ($An_{5,7-8,8}$) de la alteración retrógrada temprana. Las cloritas alteran selectivamente al granate, piroxeno, anfíbol y menos frecuente, a epidoto y feldespato previos. En las zonas intermedias, ópticamente se diferenciaron dos tipos de clorita: a) clorita de color de interferencia azul Berlín que reemplaza pseudomórficamente los núcleos de los cristales de granates, clasificada como chamosita Mg-Al (Bayliss, 1975; Bailey, 1980; Mc Leod y Stanton 1984) (Fig. 5-20, 2661-B; Fig. 5-22; Tabla 5-8, muestra 2650-D) y b) otra variedad más férrica, de color de interferencia castaño-amarillento, que reemplaza los bordes de estos cristales y también rellena venillas finas con epidoto, calcita y piritita que cortan a las alteraciones previas. La titanita tiene distintos hábitos: a) en ramilletes de 3 o más cristales globulares finos que con clorita reemplazan al piroxeno y/o anfíbol y b) cristales mayores euhédricos inmersos en calcita y cuarzo intersticial (Fig. 5-20, muestra 2661-b). Cuando esta asociación tardía se superpone a las venas de anfíbol + mushketovita o anfíbol + especularita, quedan sólo fibras de anfíbol relicticas y esporádicamente distribuidas en el mosaico de cuarzo \pm calcita o incluidas dentro de los cristales de epidoto (Fig. 5-20, muestra 2661-b). Adyacente a estas zonas, la misma alteración se halla en menor proporción como máculas y parches diseminados en los hornfels (Fig. 5-2, muestra 2634-A y Fig. 5-3, muestra 2693-5).

Mineralización de Fe

Los cuerpos de mena de hierro principales asociados a este skarn están compuestos por magnetita, hematita en su variedad especular y mushketovita. En el endoskarn, la magnetita está en contacto y equilibrio con cuarzo, epidoto y anfíbol y en el exoskarn de la zona interna, con clinopiroxeno y con cuarzo (Figs. 5-4, 5-17 y 5-23, muestra 2653-B). Sin embargo, en los afloramientos de mineral de hierro de mayores dimensiones, la **magnetita** está junto a **epidoto \pm cuarzo**, reemplazando a las zonas internas del exoskarn (Figs. 5-3, 5-20 y 5-23, muestras 2684; Fig. 5-6, muestras 2704 y 2704-K). Las texturas observadas en estas zonas (Figs. 5-3, 5-6, 5-20 y 5-23, muestras 2684, 2704-K y 2704-2) han permitido diferenciar más de un pulso de mineralización de hierro: a) el inicial, en el cual precipitó epidoto $>$ magnetita y b) el tardío, con magnetita \gg cuarzo. La magnetita es de grano muy fino ($<$ 1 mm), anhedral a subhedral,

excepto en las zonas más porosas donde desarrolla formas euhédricas de hasta 1 cm de diámetro (Figs. 5-3, 5-6, 5-20 y 5-23, muestras 2684 y 2704). Los análisis de microsonda electrónica de esta magnetita arrojaron concentraciones de $\text{FeO}_{\text{total}}$ variables entre 83-87 %, entre 0-0,06 % de TiO_2 y altas concentraciones de SiO_2 , MgO , CaO , Na_2O y K_2O , que seguramente responden a microinclusiones de silicatos cálcicos. Las concentraciones de MnO muestran un aumento hacia los bordes de los granos (0 a 0,22 % en peso) (Tabla 5-9). La **especularita** está junto con **epidoto** \pm **cuarzo** \pm **albita**_(90,2-97,5) rellenando venillas, bolsones irregulares o lentes que reemplazan la zona intermedia de granate \pm piroxeno del exoskarn. La especularita ocupa los intersticios entre los granos de epidoto y cuarzo (Fig. 5-5 muestra 2701-F2; Fig. 5-7, muestra Vp24-F). Localmente está transformada en **mushketovita** (magnetita pseudomórfica según especularita) (Fig. 5-7, muestra Vp19-U). En los sectores donde la alteración retrógrada es abundante y penetrativa, la mena de hierro forma lentes irregulares (4 x 1 m) compuestas por cristales de especularita (o mushketovita) dispuestos en rosetas compactas de varios centímetros de diámetro (Fig. 5-7, muestras Vp24-F y Vp19-U). En estas zonas, el cuarzo en contacto con la mena de hierro tiene una coloración rosada dada por las numerosas inclusiones de hematita.

Los cuerpos mineralizados más distales consisten en venas de **mushketovita** + **anfíbol** \pm **epidoto** \pm **cuarzo** y **anfíbol** + **especularita** \pm **cuarzo** \pm **feldespato**. Estas venas de varios metros de longitud por 5 a 40 cm de espesor, están zonadas, con un núcleo rico en mushketovita o especularita y salbandas de hornblenda magnésica + actinolita \pm epidoto \pm cuarzo (Figs. 5-4, 5-20 y 5-21, muestra 2656-3). El contacto entre la mushketovita y el anfíbol muchas veces es aserrado dado por una interdigitación entre ambos minerales a través de los planos de clivaje del silicato. Esta magnetita (mushketovita) tiene concentraciones de $\text{FeO}_{\text{total}}$ variables entre 94 y 95 % y entre 0,05 y 0,15 % de MnO (Tabla 5-9). La geoquímica de mena de 7 muestras de las distintas zonas mineralizadas, detectó anomalías de Cu (240 ppm) y de Ag (2,9 gr/tn) en estas venas distales ricas en anfíbol (Tabla 5-10).

En el área de estudio, la alteración supergénica se manifiesta por la oxidación incipiente de algunos cristales de magnetita y mushketovita en las superficies de clivaje y de fracturas, en venillas finas de limonitas y el reemplazo centrípeto de los granos de pirita por óxidos e hidróxidos de hierro y jarosita (Fig. 5-23). No obstante, hay un sector donde ha sido fuerte y afectó localmente a las venas externas ricas en anfíbol (Fig. 5-5, muestra 2699). Allí el anfíbol verde de las zonas distales, ha sido reemplazado por un anfíbol acicular a fibroso e incoloro que junto con especularita (hipogénica) \pm cuarzo \pm feldespato forman los septos de grandes boxworks cúbicos a pseudocúbicos (1-2 cm) (Fig. 5-5, muestra 2699; Tabla 5-3).

Geoquímica

Las concentraciones de elementos mayoritarios, traza y las tierras raras fueron determinadas para las siguientes muestras del skarn de Fe vinculado al plutón diorítico (la escritura de las diferentes paragénesis minerales se resumen siguiendo la tabla 5-1): dos muestras del plutón alterado a ACT-CLO-CAL-TI (muestra 2653-D) y a ORT y EP (muestra 2653-C), dos de hornfels CLPX-TI (muestra 2651-B1) y QTZ-FLD (2656-A), una muestra de la zona interna progradante de GRT del exoskarn (muestra 2651-B2), dos muestras de las zonas retrógradas internas EP-MAG (I) y EP << MAG (II) (muestras 2684-A y 2684-B, respectivamente) y una de la zona retrógrada distal MSH-HBL-ACT (muestra 2656-2) del exoskarn. También se analizaron una muestra de la diorita fresca (muestra 2653*) y dos muestras del protolito sedimentario fresco representativas del wakestone (muestra 2717) y de la arenisca cuarzo-feldespática con cemento calcáreo (muestra 2716-A) (Tablas 5-11, 5-12 y 5-13).

Balance de masas

Con el objeto de conocer las pérdidas y las ganancias relativas de los elementos químicos durante la alteración hidrotermal de los diferentes protolitos (sedimentarios e ígneos), se realizó el cálculo de balance de masas aplicando los métodos (I) de [MackLean y Kranidiotis \(1987\)](#) y (II) de [Gresens \(1967\)](#) (para mayores detalles ver capítulo I). Ambos métodos arrojaron resultados similares, sin embargo, las pérdidas y ganancias obtenidas son estimaciones aproximadas dada la heterogeneidad de los protolitos sedimentarios, ígneos y de las alteraciones observadas. En los siguientes párrafos la primera cifra se refiere a los resultados de la aplicación del método I y la segunda cifra de la aplicación del método II.

En primer lugar se estimaron los cambios volumétricos y las pérdidas y ganancias entre cada tipo de alteración y su correspondiente protolito (roca fresca). En el caso de la diorita, se compararon las concentraciones (X) de los diferentes elementos químicos de la diorita ligeramente alterada (Xa1, muestra 2653-D) y de la alteración maciza de ortoclasa (ORT) y epidoto (EP) (Xa2, muestra 2653-C) con los de la diorita fresca adyacente (Xao, muestra 2653*). Sobre la base del cálculo y de la observación directa de los gráficos de barras (Fig. 5-24; Tablas 5-11 y 5-12) para ambos métodos se desprende que:

- 1) El cálculo de los factores de volumen promedio calculados a partir de $X_n = 0$ ([Gresens, 1967](#)) en las muestras de diorita alterada arrojó valores de 1,17 (2653-D) y

1,51 (2653-C), correspondiendo aumentos de volumen de 17 y 51 %, respectivamente.

- 2) Ambas muestras de diorita alterada, 2653-D y 2653-C, presentan ganancias de 0,5-0,75 y 1-0,66 % de Na₂O.
- 3) La muestra débilmente alterada 2653-D presenta ganancias de SiO₂ (9,4-13,26 %) y de Fe₂O₃ (1,4-2,08 %).
- 4) La muestra con ORT y EP (2653-C) presenta ganancia considerable en la concentración de SiO₂ (68,5-59,7, %), Nb (2,73 ppm) y Zr (19, 75 ppm) y leve de K₂O (6,6-6,03 %). Presenta pérdidas significativas de CaO (-5,9;-6,02 %), Fe₂O₃ (-6,9; -7,11 %), MgO (-3; -3,06 %) e Y (-3,31 %). También se determinó una pérdida de Al₂O₃ de 1,36 %, con el método de [Gresens \(1967\)](#).

En el caso de los hornfels (XA1, muestras 2651-B1 y 2656-a) y exoskarns (XA2, muestra 2651b2; XA3, muestra 2684a y 2656-2 y XA4, muestra 2684b) se compararon los factores volumétricos y las concentraciones de elementos químicos entre estas rocas y los protolitos sedimentarios frescos: el *wackestone* (XoI; muestra, 2717) y la arenisca calcárea (Xo2, muestra 2716, Fig. 3-4 a-d).

- 5) De los factores volumétricos promedio (para X_n = 0; [Gresens, 1967](#)) determinados para cada tipo de alteración con respecto a los protolitos sedimentarios I y II, se obtuvieron pérdidas de volumen variables: a) de 41,4-76 y 50-57 % dadas por la transformación de los protolitos a hornfels CLPX-TI y QZ-FLD respectivamente; b) de 58,5-18,1% en la transformación a la zona interna de GRT del exoskarn y c) de 45,5 -27,3 % en la transformación a la zona retrógrada temprana de EP-MAG (I) del exoskarn. Los mayores aumentos de volumen se observaron en la transformación de los protolitos I y II a zonas retrógradas del exoskarn: a) entre 54,26 y 3,2 % para la zona de EP-MAG (II) y b) entre 545,8 y 264 %, para la zona de MSH-HBL-ACT.
- 6) Ganancia de Fe₂O₃ en las zonas progradantes del exoskarn (11-8,8 %) y en las zonas con alteración retrógrada (434-411 %).
- 7) De las muestras analizadas, sólo la muestra 2656-2 presenta un aumento de SiO₂ significativo cuando se la compara con el protolito I (57,4 %, aplicando el método I y 52,7 %, aplicando el método II).
- 8) Ganancia de MgO (13,5-12,6 y 13,9-7,7 %) para las muestras alteradas comparadas con los protolitos I y II respectivamente. Un aumento del Y de 3,6-20,34 ppm se

manifiesta en todas las muestras alteradas que han sido contrastadas con el protolito II.

- 9) Las muestras alteradas del exoskarn muestran pérdidas de SiO₂ (-55,6; -60,65 %) y de Zr (-76,08 ppm) al compararlas con el protolito II y pérdidas de CaO (-57,3; -57,33 %) e Y (14,2 ppm) al compararlas con el protolito I.

En segundo lugar se estimaron las pérdidas y ganancias entre los siguientes estadios de alteración: 1) entre la diorita alterada a ACT-CLO-CAL-TI y la alterada a ORT y EP (XA1-XA2); 2) entre el hornfels de CLPX-TI y la zona interna de GRT del exoskarn (Xa1-Xa2); 3) entre la zona interna de GRT y la zona interna retrógrada de EP-MAG (Xa2-Xa3) ambas del exoskarn; 4) entre la zona interna retrógrada de EP-MAG (I) y la zona externa retrógrada EP-MAG (II) (Xa3-Xa4) y 5) entre el hornfels QZ-FLD y la zona retrógrada distal de MSH-HBL-ACT (Xa1-Xa3) (Fig. 5-25a-b). También se obtuvieron los factores volumétricos promedios para $X_n = 0$ (Gresens, 1967) entre estas alteraciones. De este cálculo y de la observación directa de los gráficos de barras (Fig. 5-25; tablas 5-11 y 5-12), para ambos métodos se destacan:

- 1) Aumento del volumen del 43,38 % en el endoskarn ORT y EP con respecto a la diorita alterada a ACT-CLO-CAL-TI.
- 2) Las ganancias de 60-16,6 % CaO en el pasaje de hornfels CLPX-TI a exoskarn de GRT (Xa1-Xa2).
- 3) Las ganancias de 32-21,3% CaO en el pasaje de los estadios de hornfels QZ-FLD a exoskarn de MSH-HBL-ACT (Xa1-Xa3).
- 4) Las ganancias en SiO₂ (entre 9,4 y 118 %) en el pasaje del estadio de hornfels QZ-FLD al de MSH-HBL-ACT (Xa1-Xa3).
- 5) Ganancia de Fe₂O₃ (243-75,7 %, Xa3-Xa4) en el pasaje de la zona retrógrada de EP-MAG (I; EP>>MAG), a la zona retrógrada EP-MAG (II; MAG>>EP) y en el pasaje de hornfels QZ-FLD a la zona retrógrada de MSH-HBL-ACT (962-529 %, Xa1-Xa3).

Geoquímica de elementos de las tierras raras (ETR)

Los análisis químicos de los elementos de las tierras raras en los protolitos frescos (sedimentarios e ígneos) y en las rocas alteradas (hornfels y exoskarn) normalizados a condrito (Boynton, 1989) se muestran en la tabla 5-13 y se representan en la figura 5-25 c. Esta última resalta la similitud del patrón de ETR-N de la diorita alterada a ACT-CLO-CAL-TI, con el patrón de ETR de la diorita fresca, ambas enriquecidas en 62,9 (La) y en 8,61 (Yb) veces con

respecto a condrito. Por otro lado, la diorita con alteración de ORT y EP está empobrecida en todos los ETR respecto a la diorita fresca, con valores normalizados de La de 48,9 e Yb de 7,66.

Los patrones de ETR de la arenisca calcárea (muestra 2716) y de los hornfels de QZ-FLD y de CLPX-TI, muestran anomalías negativas de Eu (mayor en la sedimentita) y sólo los dos primeros un enriquecimiento en los ETR livianas (mayor en el hornfels QZ-FLD). En el exoskarn, la zona interna de GRT está enriquecida en las ETR intermedias y pesadas (31,8 Sm y 12,92 Yb con respecto a condrito) con respecto a los protolitos sedimentarios (I y II) y a los hornfels. En contraste, las zonas con alteración retrógrada del exoskarn están empobrecidas en los ETR intermedias con valores de Sm e Yb variable entre 14-4,6 y 4,8-2,4, respectivamente; esta disminución es más marcada en la zona de MSH-HBL-ACT, con valores de 4,6 de Sm y 2,4 de Yb. Sin embargo, estas zonas con alteración retrógrada presentan una anomalía positiva de Eu, que es más acentuada en la muestra con abundante magnetita.

SKARN DE Fe VINCULADO AL PLUTÓN GRANÍTICO

En el extremo SE del área y sobre el margen NE del Cerro de Las Minas, aflora el plutón granítico y sus múltiples filones capa y diques riolíticos que cortan e incluyen fragmentos de mármol, hornfels y exoskarn previos. En el contacto entre estos cuerpos ígneos y las rocas de caja hay hornfels y un skarn con mineralización de hierro. Los cuerpos mineralizados son de escaso desarrollo. El afloramiento más importante (1,5 x 6 m) consiste en lentes y venas de mushketovita alojadas en un dique riolítico que corta un banco de mármol también mineralizado (Figs.5-1, 5-9 y 5-10). Unos metros por encima de este afloramiento de mushketovita y en una zona de cizalla, hay una brecha de falla formada por fragmentos del exoskarn de granate castaño ± piroxeno (asociado al plutón diorítico), cementados por magnetita y cuarzo ± epidoto (Figs. 5-1, 5-9 y 5-10).

Alteración de las rocas ígneas

El borde del cuerpo granítico presenta alteración hidrotermal incipiente constituida por la paragénesis **clorita ± albíta (Ab₈₀₋₉₀) ± pirita (calcita ± epidoto)** (<7% del volumen total de la roca). Los minerales máficos están reemplazados por **clorita ± calcita (titanita)**; los cristales de feldespatos tienen los núcleos alterados a **calcita + epidoto** y las zonas medias y bordes corroídos reemplazados por venillas y parches de **albíta (Ab₈₀₋₉₀)**; la **pirita** está diseminada en la roca (Tabla 5-2, muestra 2629-B2). Los análisis químicos de las muestras del plutón granítico

(Vp 10) y del dique riolítico (2713-D) localizados en las proximidades del skarn, son coherentes con las observaciones petrográficas, dado que ambas presentan concentraciones de K_2O más bajas que las esperadas para su grado de diferenciación y altas concentraciones de Na_2O (Tabla 4-6, muestras Vp 10 y 2713-D; Capítulo IV).

Endoskarn

Lentes, venas y miarolas rellanas con **granate ± cuarzo ± feldespato alcalino** reemplazan al cuerpo granítico y a los diques riolíticos cerca del contacto con los exoskarn y hornfels, mientras que bandas y parches de **escapolita (Me_{28-36}) ± albita ± piroxeno** reemplazan los diques y filones capa riolíticos distales (Figs. 5-7, 5-9, 5-10 y 5-26, muestras Vp 1, Vp 5 y 2711-E; Tabla 5-14, muestra 2709-B).

Las lentes y venas de **granate castaño** en el endoskarn tienen dimensiones variables, desde escasos centímetros hasta 2 m de espesor. Las mayores suelen estar zonadas, con un centro de granate castaño oscuro y cuarzo ± feldespato intersticial y una zona externa de granate castaño claro, maciza y que incluye fantasmas de feldespatos de la roca ígnea (Fig. 5-26, muestra Vp 5). El granate de las venas menores y el que tapiza las superficies de diaclasas en la roca ígnea está alterado a **clinocloro** con parches **de calcita** (Fig. 5-10, muestras Vp 5 y Vp 6; Tabla 5-3). Cortando a granate, a feldespato y sus productos de alteración, hay venas y venillas irregulares de **calcita ± mushketovita ± cuarzo** (Figs. 5-10 y 5-26, muestra Vp 5).

La identificación mesoscópica del endoskarn de **escapolita (Me_{28-36}) ± albita ± piroxeno** es difícil debido al tamaño de grano extremadamente fino de los hornfels y filones-diques y a la alteración penetrativa que presentan (Fig. 5-26, muestra 2711-E). Esta alteración es de color blanco a blanco grisáceo y hacia el contacto con los hornfels y el exoskarn tiene salbandas verdes (2-0,5 cm de espesor) ricas en cordones y lentes de clinopiroxeno (Fig. 5-10, muestra Vp 1; Fig. 5-26, muestra 2711-E). Al microscopio, la presencia de cristales euhedrales y/o fantasmas de plagioclasa maclada en una pasta felsítica microcristalina permite identificar el protolito ígneo (Fig. 5-27, muestra 2711-E). En la roca ígnea, la escapolita forma motas aisladas que reemplazan selectivamente a los glomérulos de plagioclasa junto con venillas y parches de albita; hacia el contacto con el exoskarn forma bandas continuas de cristales mayores y subhédricos (70% vol.) que incluyen cristales finos de piritita (2% vol.).

Alteración de las rocas sedimentarias

Hornfels

Forman una segunda aureola metamórfica de 30 m de espesor rodeando al plutón granítico y a sus diques (Fig. 5-1). También en este caso son hornfels con estructura bandeada, dada por la intercalación de hornfels clinopiroxénico (CLPX-TI), anfibólico, escapolítico, sericítico (SER-RUT) y cuarzo-feldespático (QTZ-FLD). En muestra de mano, el hornfels piroxénico se diferencia por su color verde manzana más intenso dado por una mayor proporción de piroxeno (Fig. 5-26, muestras Vp 24 A y Vp 19-B). Tiene textura granoblástica, con los cristales finos de clinopiroxeno dispuestos en cordones, lentes y parches (Fig. 5-27, muestra Vp 19B). Intercalados en el hornfels piroxénico hay hornfels sericítico y cuarzo-feldespático indiferenciados y **hornfels escapolítico**. En estos últimos la escapolita es de grano fino, de muy bajo relieve y se presenta en forma de lentes irregulares alargadas, concordantes con los planos de fisilidad. El **hornfels anfibólico** se localiza en posiciones distales, aproximadamente a 20 m del contacto con el plutón granítico y está constituido por motas de anfíbol incoloro, de hábito fibrorradiado tipo actinolita-ferroactinolita, en una matriz félsica de grano muy fino y rica en materia orgánica (Fig. 5-27, muestra Vp 19-B2). Sobre el margen NE del arroyo Vegas Peladas, dentro de los bancos de hornfels cuarzo-feldespático más potentes, se distinguen estructuras sedimentarias relícticas tipo *flaser bedding* (MacLane, 1995; Figs. 5-11 y 5-12, muestra 2694-C).

Exoskarn

En el extremo sudeste del área (Fig. 5-10), en contacto con los endoskarns hay un exoskarn que está zonado respecto al plutón granítico y a los diques y filones capa riolíticos. Se han diferenciado las siguientes zonas y paragénesis: 1) una zona interna de granate castaño \pm clinopiroxeno \pm cuarzo, (2) una zona externa de granate verde + clinopiroxeno, que reemplazan al mármol, 3) lentes y venas de escapolita \pm clinopiroxeno (granate \pm piritita) que reemplazan a los hornfels bandeados, 4) numerosas venas tardías de escapolita \pm anfíbol \pm piritita, cortan a las paragénesis anteriores, 5) la paragénesis clorita \pm calcita \pm cuarzo \pm piritita \pm epidoto está sobrepuesta a los exoskarns prograndantes y finalmente, 6) venas y venillas de cuarzo \pm calcita \pm piritita constituyen las manifestaciones más distales del exoskarn y se extienden a través de las superficies de diaclasas de los hornfels hasta alcanzar la roca sedimentaria fresca.

La zona interna de **granate \pm clinopiroxeno \pm cuarzo** está compuesta por un granate castaño, equigranular y poiquilítico (70-90% vol.). El piroxeno está incluido en los cristales de granate y forma máculas intersticiales de varios individuos subhedrales (20-8% vol.) (Fig. 5-10, muestras Vp 1; Fig. 5-27, muestra Vp 1-A). Esta alteración grada a una zona de 1 m de espesor de **granate verde + piroxeno** de estructura maciza (Fig. 5-10, muestra 2711-I). Está constituida

por cristales de granate verde ($\text{And}_{30-81} \text{Py}_{0,6-0} \text{Gr}_{69-19}$) (70% vol.) euhedrales a subhedrales, que presentan los núcleos isótropos y los bordes ligeramente anisótropos y cristales de clinopiroxeno ($\text{Di}_{82-93} \text{Jo}_{3,7-1,7} \text{Hd}_{14-5,1}$) (20% del vol.) incoloros y subredondeados (Tablas 5-15 y 5-16). El pasaje entre esta zona y el mármol es gradual y está dado por una banda de 5 cm de espesor, constituida por cristales de granate verde diseminados en un mosaico de calcita (Fig. 5-16, muestra 2711-F).

Una zona de **escapolita ± clinopiroxeno (granate)** volumétricamente importante (>50% vol.) reemplaza al hornfels piroxénico y se extiende unos pocos centímetros (Fig. 5-16, muestra 2709-B; Fig. 5-26, muestra 2711-K), hasta varios metros a partir del contacto con la roca ígnea (Figs. 5-10, muestras, 2709 y 2709-A; Fig. 5-16, muestra 2709). Cerca del contacto con esta alteración, los hornfels están decolorados, presentan pátinas de óxidos de hierro y sus piroxenos están alterados a calcita, titanita y arcillas. La escapolita (80% vol.) es lentiforme y está dispuesta en cintas paralelas a los planos de debilidad (Figs. 5-26 y 5-27, muestra 2711-K; Fig. 5-29, muestras 2709 y 2709-A). Cintas y lentes discontinuas de clinopiroxeno ($\text{Di}_{18,5-4,1} \text{Jo}_{8,8-2,2} \text{Hd}_{74-93,7}$) se intercalan o están parcialmente incluidas en las bandas de escapolita, junto con cristales aislados de granate castaño rojizo (Fig. 5-19, muestra 2709-A; Tabla 5-16). Lentes, venas y venillas (0.2 a 8 cm de espesor) de **escapolita (Me_{25-36}) ± ferroactinolita ± pirita**, cortan a las paragénesis previas. Tienen textura bandeada, con los centros ricos en escapolita (Figs. 5-10, 5-16 y 5-29, muestras 2709, 2709-A; Tablas 5-14 y 5-17, muestra 2709-A) y los bordes externos ricos en anfíbol. La escapolita de las venillas tiene un mayor índice de refracción que la escapolita de la paragénesis anterior y desarrolla grandes cristales euhédricos de hasta varios centímetros de longitud dispuestos perpendiculares a las paredes de las venas o en hábito fibrorradiado (Fig. 5-16, muestra 2709). El anfíbol es de color verde oscuro, de hábito prismático largo a acicular, muy pleocroico y los cristales mayores conservan en sus núcleos fantasmas del clinopiroxeno incoloro anterior (Fig. 5-29, muestra 2709-A). La pirita está diseminada y reemplaza a la alteración previa coronando los bordes externos de los cristales de granate y en forma de trenes ordenados según las trazas de clivaje de la escapolita (Fig. 5-27, muestra 2711-K).

Otro ejemplo de alteración asociada al plutón granítico se encuentra en el centro del valle, sobre el margen SO del arroyo, donde aflora la cúpula del plutón granítico en contacto con un skarn zonado (endoskarn + exoskarn), estéril y de escaso desarrollo (Fig. 5-7). El *endoskarn* está compuesto por venas, miarolas y lentes de **granate ± cuarzo ± calcita**. En contacto con el endoskarn hay un *exoskarn* que presenta la siguiente zonación: 1) una zona interna maciza y mantiforme de **granate castaño ± cuarzo ± calcita** (Figs. 5-7 y 5-26, muestra Vp 24-A) de

varios centímetros de potencia, 2) una zona intermedia de **clinopiroxeno ± granate ± cuarzo – feldespato** y 3) venas de **cuarzo + feldespato ± piroxeno ± granate** distales sobrepuestas a un hornfels piroxénico (Figs. 5-26 y 5-27, muestra Vp 19-B). Los cristales de granate en las zonas interna e intermedia presentan los núcleos isótropos rodeados de bandas concéntricas ligeramente anisótropas que también tapizan y rellenan los intersticios en equilibrio con calcita (Figs. 5-26 y 5-29, muestra Vp 24-A). La zona intermedia del exoskarn consiste en motas y bandas compuestas por núcleos y centros de granate anhedral e isótropo y los bordes de clinopiroxeno. Este último mineral aumenta (60% vol.) hacia el contacto con el hornfels piroxénico, donde forma lentes, bandas y venillas junto a granate (25% vol.) castaño e isótropo, en contacto y en equilibrio con cuarzo y feldespato (Figs. 5-26 y 5-29, muestra Vp 19-B).

En el margen NE del arroyo, en contacto con los diques y las apófisis del plutón granítico, hay un *exoskarn* con características similares a las observadas en el extremo SE del área (rico en escapolita, piroxeno y granate verde) (Figs. 5-1, 5-11 y 5-12), pero está menos desarrollado espacialmente, su morfología es irregular y es estéril; además, no se observa endoskarn en los cuerpos intrusivos. Intercalado entre los hornfels QTZ-FLD, SER-RUT, CLPX-TI y ESCP y reemplazando un protolito rico en calcio hay un *exoskarn* bandeado de **escapolita + granate ± clinopiroxeno** (Fig. 5-12, muestra 2694-D). Cristales prismáticos largos de escapolita en hábito fibrorradiado están en equilibrio con granate verde manzana. Los cristales de granate se agrupan formando lentes paralelas a los planos de debilidad, tienen sus superficies turbias y comportamiento isótropo a ligeramente anisótropo. Tanto el granate como la escapolita son poiquilíticos e incluyen cristalitas de clinopiroxeno, cuarzo y feldespato del hornfels previo. Hacia el frente del mármol disminuye la cantidad de escapolita y aumenta la de granate y piroxeno (Fig. 5-12, muestra 2694-E). En esta zona, los prismas largos del piroxeno están incluidos en granate con sus ejes mayores paralelos a las zonas de crecimiento y lados del cristal y también es intersticial. El granate ($\text{And}_{10,5-83,1} \text{Py}_{0,72-1,4} \text{Grs}_{89-15,49}$) y el piroxeno ($\text{Di}_{42,6-96} \text{Jo}_{2,6-1,27} \text{Hd}_{54,8-2,73}$) de este *exoskarn* exhiben un amplio rango composicional que se representan en los diagramas triangulares y en los diagramas de frecuencias de las figuras 5-19-a, 5-19-c y 5-28 (Tablas 5-18 y 5-19). El granate tiene dos modas, una entre 30-40 % And ($n = 33$) y otra entre 50-60 % And ($n = 30$); esta última se solapa con la moda de la zona distal de granate verde + piroxeno del *exoskarn* expuesto en el extremo SE del área (Fig. 5-10, muestra 2711-I). Algunos cristales de granate exhiben zonación normal, con el aumento de la molécula And hacia el borde. La composición química del clinopiroxeno es similar al clinopiroxeno del *exoskarn* ubicado en el extremo SE, con sus modas entre 80 y 100 % Di. Hacia el frente de mármol y en posiciones distales, hay evidencias de silicificación de la caliza, que se reconoce por su coloración gris

clara, la presencia de estilolitos (de disolución del carbonato) paralelos a los planos de estratificación original y fractura paquidérmica.

Alteración retrógrada

La alteración retrógrada asociada a este evento metasomático es escasa y está representada por la paragénesis **epidoto + calcita + titanita ± cuarzo ± clorita y pirita** que reemplaza y corta a las paragénesis previas en forma de parches, salbandas y venillas y tapiza las superficies de diaclasas. La expresión más distal de esta alteración consiste en venas de hasta 20 cm de espesor y varios metros de largo rellenas con cuarzo con textura en diente de perro y calcita intersticial en equilibrio con pirita.

Mineralización

Son escasos los cuerpos mineralizados (Fe) asociados con este evento metasomático y todos están localizados en el extremo sudeste del área. El mayor (1,5 x 6 m) está alojado en el dique riolítico, en forma de venas y lentes de **mushketovita** y **mushketovita ± calcita** que cortan al endoskarn de granate (Fig. 5-10, muestra Vp-5). Otra zona mineralizada está hospedada en el banco de mármol y consiste en lentes de **especularita** que hacia el contacto con el dique riolítico ha sido transformada a **mushketovita** (Fig. 5-10, muestra 2711-F).

ALTERACIÓN DEL PLUTÓN GRANODIORÍTICO

En el contacto con el plutón diorítico, la granodiorita presenta alteración hidrotermal incipiente, compuesta por **sericita + anfíbol ± titanita (<2% vol.)** (Fig. 5-2). Un anfíbol secundario fibroso y titanita reemplazan al anfíbol magmático y la sericita en escamas muy finas se presenta alterando los bordes de los cristales de plagioclasas. Los bordes de los diques que se desprenden del plutón granodiorítico, en contacto con la roca de caja (hornfels) también presentan una alteración hidrotermal compuesta por la paragénesis **epidoto + clorita + calcita ± feldespatos alcalinos (<7% vol.)**. El epidoto se encuentra reemplazando los núcleos de los cristales de plagioclasa y cortándolos en vetillas finas junto con feldespatos alcalinos. El anfíbol magmático presenta un aspecto plumoso dado por su reemplazo parcial a clorita (Fig. 5-6, muestra 2705).

ALTERACIÓN DE LOS DIQUES ANDESÍTICOS

Un último evento de alteración muy localizado afectó a los diques andesíticos en proporciones variables (entre 2 y 5 % vol.). De acuerdo a su mineralogía se distinguen dos tipos de alteración: la más abundante, está compuesta por **calcita ± sericita ± clorita y pirita** (tipo propilítico). Parches de sericita y de calcita reemplazan a la pasta volcánica y a los núcleos de los fenocristales de plagioclasa y las cloritas reemplazan pseudomórficamente a los minerales máficos. Esta alteración se hace penetrativa en los diques andesíticos del sector NO del área, donde la andesita está reemplazada por venillas de clorita, calcita rosada y óxidos de hierro de varios milímetros de espesor que atraviesan la roca confiriéndole una textura brechosa; los espacios abiertos están tapizados por calcedonia (Fig. 5-26, muestra 2657). Hacia el sector SE del área, los diques andesíticos están alterados a **biotita + anfíbol + pirita y clorita** tardía. La biotita es más abundante y reemplaza al mineral máfico de la pasta (25% vol.). El anfíbol (5% vol.) reemplaza selectivamente a los mafitos (anfíbol y piroxeno primarios) y está parcialmente alterado a clorita. La pirita constituye menos del 2% del volumen total de la roca y está diseminada en cristales euhédricos (Fig. 5-8, muestra 2707).

DISCUSIÓN

La cartografía detallada del sector de estudio ha permitido identificar dos eventos metasomáticos vinculados a dos de los cuerpos ígneos que intruyeron las sedimentitas jurásicas. Ambos produjeron la alteración de las rocas ígneas y sedimentarias y desarrollaron una zonación mineralógica similar a las establecidas para depósitos metálicos asociados a skarns (Einaudi, *et al.*, 1981; Meinert, 1992; Meinert, *et al.*, 2005). Cada uno de estos skarns mineralizados presenta características propias dadas por los fluidos hidrotermales que los formaron y por ende, de sus fuentes.

Skarn de Fe asociado al plutón diorítico

La zonación mineralógica de los skarns con respecto a los intrusivos y sus paragénesis cartografiadas en los perfiles de las figuras 5-2 a 5-12, indican claramente que los fluidos hidrotermales involucrados en la formación del skarn mineralizado más antiguo y volumétricamente más importante se originaron a partir de la cristalización del stock diorítico-

tonalítico. Con la intrusión y la cristalización de este cuerpo ígneo se produjeron los siguientes procesos y cambios en el entorno: 1) el aumento de la temperatura de la roca de caja con la recristalización “isoquímica” de las sedimentitas silicoclásticas de la F. Puchenque y de las sedimentitas carbonáticas de la F. Calabozo y sus transformaciones en hornfels y mármol, respectivamente, 2) la generación de un sistema hidrotermal a partir del stock diorítico que produjo el craquelamiento generalizado de su cúpula y de los hornfels debido a la exsolución de los fluidos hidrotermales hacia arriba y zonas laterales, 3) la infiltración de los fluidos hidrotermales químicamente reactivos en las rocas sedimentarias previamente metamorfozadas, 4) la reacción con ellas y formación de un exoskarn zonado, con paragénesis progradantes, retrógradas y mineralización de hierro, 5) la reacción de estos fluidos con el cuerpo ígneo y el reemplazo de sus bordes por una alteración maciza de ORT de escaso desarrollo y superpuesta a ésta, un endoskarn de EP y el relleno de sus fracturas dando lugar a las venas y venillas de ANF-MAG más ubicuas (Fig. 5-30 a-e).

La aureola metamórfica de contacto (800 m) más extensa fue producida durante la intrusión del cuerpo diorítico-tonalítico (Fig. 5-30 b). Esta relación genética fue determinada a través del mapeo de la morfología de sus afloramientos y las relaciones de corte y del análisis de la fracción arcilla en los hornfels. En un perfil transversal realizado en esta aureola, se pudieron determinar variaciones en la cristalinidad de la illita y en la proporción de clorita en los hornfels que se correlacionan con la distancia al contacto con la diorita: la cristalinidad de la illita determinada por el índice Kübler aumenta con la proximidad al intrusivo y también aumenta la proporción de clorita (Tabla 5-3). El hecho de que no exista en esta aureola una zonación mineralógica con respecto al intrusivo y que los diferentes tipos de hornfels (QTZ-FLD, CLPX-TI, BT-RUT y SER-RUT) reemplazan niveles estratigráficos específicos, permiten inferir que las variaciones en la composición original de los niveles estratigráficos del protolito sedimentario, fueron el principal control en la composición de los hornfels. Al respecto, es factible que los hornfels con mayor concentración de pirrotina, pirita y magnetita, paragénesis que sugiere condiciones reductoras (Bowman, 1998), hayan recristalizado de un protolito rico en material carbonoso, los hornfels piroxénicos de las lutitas-calcáreas o areniscas con cemento calcáreo y los biotíticos y sericíticos de las sedimentitas silicoclásticas (Meinert, 1998). Si bien el análisis de balance de masas de los hornfels analizados (QZ-FLD y CLPX-TI; Fig. 5-24 c a f), muestra que la mayoría de los elementos no registraron pérdidas o ganancias con respecto a los protolitos sedimentarios originales, pone de manifiesto pérdidas de SiO_2 y de CaO según se los compare con los protolitos I y II, respectivamente. El balance de masas también permitió determinar

pérdidas de volumen de hasta un 57 % durante la transformación del protolito sedimentario en hornfels.

Las zonas del skarn están superpuestas y reemplazan a los hornfels y al mármol (Fig. 5-30 c-d). Sus tamaños de grano son más gruesos y sus composiciones mineralógicas son diferentes (Figs. 5-2 a 5-8; Figs. 5-14a, 5-17, 5-20, 5-23 y Tabla 5-1). Estos rasgos señalan la generación de nuevos minerales a partir de la reacción de las rocas de caja metamorfozadas con los fluidos hidrotermales que las invadieron a través de zonas permeables, planos de estratificación relícticos, las zonas porosas y las fracturas (metasomatismo: [Meinert, 1992](#); [Meinert et al., 2005](#)).

Evolución en el espacio y en el tiempo del skarn de Fe asociado al plutón diorítico

La zonación mineralógica del exoskarn progradante pone de manifiesto la evolución química en el espacio y en el tiempo de los fluidos que lo formaron ([Meinert, et al., 2005](#)). Localmente, el desarrollo de una zona interna de piroxeno que reemplaza un protolito clástico y los relictos de hornfels en las zonas interna e intermedia del exoskarn, indican que dominaron razones fluido: roca bajas en estas zonas (Fig. 5-30 c). La presencia de una zona interna rica en granate grossularítico ($\text{And}_{31-89} \text{Py}_{0,34-2} \text{Grs}_{68-8,8}$), una zona intermedia compuesta por un granate más rico en hierro ($\text{And}_{38-100} \text{Py}_{1-0} \text{Gr}_{61-0}$) y piroxeno ($\text{Di}_{24-70} \text{Jo}_{4,1-0,7} \text{Hd}_{72-29,3}$) y de venas de exoskarn con núcleos ricos en granate andradítico ($\text{And}_{96,2-100} \text{Py}_{0,0-0,08} \text{Gr}_{0,0-3,7}$) y salbandas de clinopiroxeno que cortan a un granate temprano de composición intermedia ($\text{And}_{38-51} \text{Py}_{1-2} \text{Gr}_{61-47}$), y zonas externas retrógradas con abundante cuarzo, reflejan las diferencias en la solubilidad de los elementos químicos ($\text{Si} > \text{Mg}$, $\text{Fe} > \text{Al}$) en el fluido hidrotermal ([Meinert, 1984](#); [Meinert, et al., 2005](#)). Estas diferencias en la solubilidad de los elementos químicos son también las responsables de la zonación química observada a menor escala, como por ejemplo en algunos cristales de granate, donde la concentración de hierro aumenta gradualmente hacia los bordes (Fig. 5-17, muestra 2650-D y 5-18; Tabla 5-4).

La presencia de los silicatos hidratados (epidoto y anfíbol) junto con cuarzo y albíta ($\text{Ab}_{90,2-97,5}$) englobando y reemplazando a granate y a piroxeno (Fig. 5-30 d), señala el inicio de la alteración retrógrada del skarn progradante que por lo general se produce como consecuencia de la disminución de la temperatura y de los cambios en la composición química de los fluidos hidrotermales ([Einaudi, et al., 1981](#); [Meinert, 1992](#)). En términos generales, el epidoto (rico en Al y Fe) es abundante en la alteración retrógrada que reemplaza a las zonas interna e intermedia del exoskarn y el anfíbol (con menores concentraciones de Al y ricos en Fe y Mg), en la paragénesis

retrógrada que reemplaza a las zonas distales del exoskarn. Sin embargo, también existen diferencias en la composición de los anfíboles en estas zonas distales. La actinolita y la hornblenda magnésica de la paragénesis MSH-HBL-ACT, tienen concentraciones de Ca, Ti y Al similares a las que presenta el anfíbol secundario del plutón diorítico y sus diques, pero con mayor cantidad de Fe (total) (Fig. 5-21; Tabla 5-7). Las concentraciones de Ti, Al y Fe en la ferropargasita de la paragénesis EP-PARG son mayores a las que presentan la actinolita y la hornblenda magnésica (Fig. 5-21). Dado que éstos últimos anfíboles constituyen las salbandas de los óxidos de hierro, su formación se produjo debido al desequilibrio químico entre los fluidos que precipitaron los óxidos de hierro y la caja -hornfels-. La ferropargasita reemplaza directamente al piroxeno hedembergítico. Por lo tanto, estas diferencias en la composición química de los anfíboles son atribuidas a las fluctuaciones locales en la composición del fluido hidrotermal, sea por precipitación y subsecuente agotamiento de elementos químicos y/o por la interacción fluido: skarn (Hemley y Hunt, 1992). Los aumentos de volumen extremadamente altos (264-728 %) registrados en la transformación de la alteración de los protolitos sedimentarios y hornfels a la alteración de MSH-HBL-ACT, que se desprende del análisis de balance de masas, puede obedecer a la morfología de esta alteración, que forma venas de reemplazo. La alteración retrógrada compuesta por EP-CAL-CLO-PY, continuó superponiéndose y reemplazando las alteraciones anteriores, probablemente a menor temperatura, rellenando los espacios abiertos y extendiéndose a posiciones más externas a través de los planos de debilidad (Fig 5-30 e).

Estos cambios mineralógicos en la evolución del skarn se correlacionan muy bien con las pérdidas y ganancias de elementos mayoritarios y traza obtenidas a partir del cálculo de balance de masas y también en los patrones de ETR normalizadas a condrito (N). Los incrementos de SiO₂ observados en la transformación de la diorita fresca a la diorita con alteración de ACT-CLO-CAL-TI y de ORT y EP, obedecen al reemplazo selectivo de la plagioclasa cálcica por epidoto y ortoclasa en el primero y al reemplazo penetrativo de la roca por ortoclasa y cuarzo con un aumento de volumen de hasta 50 % en el segundo. La presencia de pirita diseminada en la diorita con alteración de ACT-CLO-CAL-TI se ve reflejada en una adición de Fe₂O₃ total. Los patrones de ETR-N de esta última son semejantes a los patrones de la diorita fresca. En contraste, la diorita alterada a ORT y EP está empobrecida en todos los elementos de tierras raras dado que carece de minerales que las concentran, tales como anfíbol, piroxeno, magnetita, apatita y titanina.

Los cambios químicos más importantes observados en la transformación de los protolitos sedimentarios (I y II) a exoskarns de GRT, EP-MAG y MSH-HBL-ACT, son la adición de Fe₂O₃

que se correlaciona con el predominio de minerales ricos en hierro (granate, anfíbol y magnetita) y las pérdidas de CaO o SiO₂ que son mayores o menores según se contrasten con el protolito I, carbonático, o el II, silicoclástico, respectivamente. Sin embargo, hay adición de CaO en las transformaciones de hornfels CLPX-TI a exoskarn de GRT y de hornfels QZ-FLD a exoskarn de MSH-HBL-ACT, dado que ambos skarns están compuestos mayoritariamente por silicatos cálcicos. Una ganancia de SiO₂ se observa en la transformación del hornfels QZ-FLD al exoskarn de MSH-HBL-ACT, reflejando la presencia de cuarzo. La interpretación de los patrones de los ETR de los hornfels y exoskarn normalizados a condrito es compleja, debido a que pueden heredarse las características geoquímicas de los clastos que forman los protolitos sedimentarios. Por ejemplo, la anomalía negativa de Eu esbozada en los hornfels (bien marcada en el protolito clástico y atribuida al fraccionamiento de los feldespatos durante la cristalización fraccionada, [Rollinson, 1993](#)), puede indicar la presencia de una elevada proporción de feldespatos de procedencia ígnea en la roca sedimentaria original. A pesar de este inconveniente, el enriquecimiento en las ETR intermedias y pesadas del exoskarn del GRT respecto a los protolitos es claramente compatible con la abundancia de este mineral hidrotermal, en tanto que el empobrecimiento de ETR totales en las alteraciones tardías, más marcada en las zonas con MSH-HBL-ACT puede obedecer a la dilución gradual de las ETR presentes en los silicatos progradantes del exoskarn por la incursión de aguas meteóricas en los fluidos hidrotermales tardíos, que no portaban estos elementos. El aumento de la anomalía positiva de Eu en las zonas retrógradas con respecto a las zonas progradantes internas del exoskarn, sugiere cambios en la fugacidad del oxígeno y se correlaciona con la abundancia de magnetita (hematita) en las paragénesis retrógradas (mayor fO_2). En ambientes con alta fugacidad del oxígeno, el Eu posee valencia 3⁺ en lugar de 2⁺, en consecuencia, no entra en la estructura cristalina de los feldespatos magmático e hidrotermal, se comporta como elemento incompatible y se concentra en los fluidos tardíos (retrógrados). Es muy probable que la similitud observada entre las paragénesis ricas en anfíbol, epidoto y magnetita del exoskarn retrógrado y las del endoskarn, se deba a que ambas se formaron durante el estadio de alteración retrógrada. Posiblemente estos fluidos hidrotermales tardíos interactuaron con fluidos externos generando celdas convectivas que permitieron y facilitaron su infiltración y propagación en el sistema hidrotermal a través de las superficies permeables, reemplazando a las alteraciones tempranas y a las rocas previas ([Zaw y Zingoyi, 2000](#)).

La mayor abundancia de granate (rico en Fe³⁺) con respecto al piroxeno (con Fe²⁺) que dominó durante el estadio progradante del exoskarn y la leve anomalía positiva de Eu en sus patrones de ETR, indican que prevalecieron condiciones de alta fugacidad del oxígeno en el

sistema hidrotermal durante su formación (Meinert, *et al.*, 2005). Estas características continuaron durante la alteración retrógrada, con la depositación de los óxidos de hierro en forma de magnetita en las zonas internas y hematita en las zonas externas del exoskarn. La presencia de uno u otro óxido no necesariamente implica fluctuaciones en la fugacidad de oxígeno de los fluidos hidrotermales. La incursión de aguas meteóricas –ricas en oxígeno y pobres en Fe^{2+} - en el sistema y su mezcla con los fluidos hidrotermales, pudo haber ocasionado la desestabilización de la magnetita y la formación de hematina; es muy probable también que esta transformación haya tenido lugar debido a la disminución de la temperatura (Ohmoto, 2003). La transformación posterior de hematita a magnetita y/o mushketovita observada en este skarn ya ha sido descrita en muchos depósitos de hierro: 1) tipo Banded Iron Formation (ej. Lake Superior, Hamersley and Algoma Type; James, 1954; Trendall y Blockley, 1970; Han, 1988; Gross, 1991; Morris, 1993), 2) en depósitos de Sulfuros Masivos (ej. Ansil, Abitibi district, Canadá: Chartrand y Cattaland, 1990; Westendorp *et al.*, 1991), y 3) en Skarns de Hierro (ej. Concepción del Oro, México, Busek, 1966; Cornwall, Estados Unidos, Lapham, 1968; Iuliana, Ocna Turcescă Paulus y Dognecea, Rumania, Ciobanu y Cook, 2004; Cadia Deposits, New South Wales, Australia, Forster *et al.*, 2004). Esta transformación ha sido atribuida a los siguientes procesos: 1) cambios en la fugacidad de oxígeno de los fluidos hidrotermales, 2) en la temperatura, 3) variación de temperatura y presión que favorecen la transformación del Fe^{3+} a Fe^{2+} y 4) mezcla de fluidos hidrotermales ricos en Fe^{2+} con aguas marinas (Ohmoto, 2003). Dado que luego de este primer evento metasomático le siguieron las intrusiones sucesivas de los plutones granodiorítico y granítico (Fig. 5-30), es posible que el aumento de la temperatura ocasionado por la presencia de apófisis o diques no expuestos de estos cuerpos en las cercanías de las zonas mineralizadas, haya transformado la hematina en mushketovita, de allí la distribución irregular que presentan los cuerpos de mushketovita.

Desde el punto de vista químico, la magnetita temprana de la zona interna del exoskarn contiene impurezas finas de minerales calcosilicáticos, menos TiO_2 (0-0.06 %) y similares concentraciones de $\text{FeO}_{\text{total}}$ (83 y 87 %) que la magnetita magmática (con 0.08-1.13 % de TiO_2 y 86-87% de $\text{FeO}_{\text{total}}$; Tabla 5-9). La magnetita tardía -producto del reemplazo pseudomórfico de la especularita (mushketovita)- es más pura, presenta mayores concentraciones de $\text{FeO}_{\text{total}}$ (entre 94 y 95%) y menores concentraciones de MnO (entre 0,05 y 0,15 %) que la magnetita temprana (Tabla, 5-9). La presencia de anomalías de Ag y Cu en algunas de las venas distales de mushketovita, no descartaría la posibilidad de que exista una zona con anomalías geoquímicas por debajo de las venas distales de especularita ricas en boxworks, dado que estos evidencian un proceso localizado de intensa lixiviación (Tabla 5-10). Sin embargo, este skarn carece de las

firmas geoquímicas (con anomalías de Co, Ni, Zn, y As) típicas de los skarns de Fe que han sido explotados por sus contenidos en otros metales base y metales preciosos, además del Fe (Einaudi *et al.*, 1981; Merry Widow, Vancouver Island, Meinert, 1984; Ettlínger y Ray, 1988; Zeballos, Vancouver Island, Ettlínger, 1990) (Tabla 5-10).

Skarn de Fe asociado al plutón Granítico

La intrusión del cuerpo granítico generó una segunda aureola metamórfica superpuesta a la anterior (Fig. 5-30 f). La presencia de hornfels piroxénicos próximos al contacto con el plutón granítico y hornfels rico en minerales hidratados (anfíbol) en los sectores más externos de la aureola, indican que existió un gradiente térmico producto de la intrusión de este cuerpo ígneo. Esta aureola de contacto es de sólo escasos metros de extensión (Fig. 5-30 f), compatible con un menor contraste térmico entre la roca de caja y este cuerpo ígneo más diferenciado (Llambías, 2003). El desarrollo de un segundo episodio metasomático más localizado, formó el skarn de granate-piroxeno y abundante escapolita superpuesto al skarn de hierro anterior (Fig. 30 g). El mismo está en contacto y zonado con respecto al plutón granítico y sus diques riolíticos. Los fluidos exsueles de este cuerpo ígneo originaron un exoskarn con zonas interna, intermedia y distal ricas en GRT, GRT-CLPX, CLPX-GRT, que reemplazan al mármol y un exoskarn rico en ESCP-GRT, ESCP-CLPX y QTZ-FLD-CLPX que reemplaza al hornfels previo. Los granates (And₁₀₋₈₆) y piroxenos (Di₈₂₋₁₀₀) de las zonas intermedia y distal del exoskarn que reemplazan al mármol, son más ricos en Al y Mg que los granates (And₃₈₋₁₀₀) y piroxenos (Di₂₄₋₇₀) de la zona intermedia del exoskarn asociado al plutón diorítico. Una excepción es el piroxeno rico en Fe (Hd₇₄₋₉₄) de la paragénesis ESCP-HD que reemplaza al hornfels (Tablas 5-15, 5-16, 5-18 y 5-19). Es probable que las diferencias en la composición química de los piroxenos del skarn asociado al plutón granítico, obedezcan a cambios locales en la fugacidad de oxígeno de los fluidos hidrotermales al interactuar con la roca de caja (más reductores en los hornfels y más oxidantes en el frente de mármol) (Franchini, *et al.*, 2000). Al igual que el skarn de Fe Iron Crown (Meinert, 1984), el frente de mármol está dominado por un granate de composición intermedia enriquecido en Al (11-16 %) y Ti (0,001-3,74 %) y un piroxeno rico en Mg. Esta tendencia es opuesta al enriquecimiento en Fe de los minerales calcosilicáticos hacia las zonas distales de la mayoría de los skarn cálcicos de Fe (Meinert *et al.*, 2005) y a la observada en el exoskarn asociado al plutón diorítico. Es posible que la abundancia del protolito ígneo próximo al exoskarn, que por sectores lo envuelve, sea la causa de este enriquecimiento en Al, Ti y Mg de los minerales calcosilicáticos. La ausencia de concentraciones de Al, Mg y Ti en el protolito

carbonático (Tablas 5-11 y 5-12), indicarían que estos elementos fueron transportados desde la roca ígnea hacia la unidad carbonática (<10 m del contacto intrusivo), tal como fue interpretado por [Meinert \(1984\)](#) para Iron Crown.

La paragéneis ESCP-ACT, que corta y envuelve a las alteraciones previas (Fig. 5-30 h), marca el inicio de la alteración retrógrada producto de una disminución de la temperatura de los fluidos hidrotermales ([Meinert, 1998](#); [Bowman, 1998](#)), que continuó con el relleno de intersticios y venas tardías con la paragéneis MSH-CAL y EP-CAL-CLO-PY (Fig. 5-30 i).

Este tipo de alteración -dominada por un metasomatismo sódico y escapolitización- es reconocida en muchos skarns de Fe como guías de exploración de las mayores leyes de magnetita ([Meinert, 1984](#); [Zhao, et al., 1990](#)) y están genéticamente asociados a las facies tardías de magmas diorítico y gabrodioríticos. De acuerdo a [Purtov et al., \(1989\)](#), la ubicua presencia de escapolita marialítica en los depósitos de hierro en skarns, obedece a la importancia que tienen los complejos clorurados en el transporte y la precipitación del Fe. Sin embargo, a pesar de la intensa alteración sódica que caracteriza a este segundo evento metasomático, con la presencia de abundante escapolita marialítica (en el endoskarn, hornfels y exoskarn), éste es prácticamente estéril en mena de hierro.

La transformación del cuerpo de especularita alojada en el banco de mármol a mushketovita cerca del contacto con el dique riolítico, sugiere que esta mineralización fue previa a la intrusión del dique y que el aumento de temperatura ocasionada por este cuerpo, transformó la especularita en mushketovita.

Comparación entre ambos eventos metasomáticos

Los dos eventos metasomáticos presentan las características típicas de depósitos de skarn de Fe ([Einaudi et al., 1981](#); [Meinert, 1984](#); [Meinert, 1992](#); [Meinert et al., 2005](#)), ellas son: 1) la presencia de exoskarn progradante rico en andradita-grossularia y diópsido-hedenbergita, y un exoskarn retrógrado rico en anfíbol, epidoto, cuarzo, cloritas y calcita, 2) magnetita, hematina y mushketovita son la mena de hierro y se encuentran asociados generalmente a las paragénesis de skarn tardías, 3) la pirita es el único sulfuro presente, es escasa y más notoria hacia los sectores externos de los skarns, 4) ambos skarns están zonados, en el espacio y en el tiempo 5) en ambos eventos metasomáticos la distribución de las alteraciones durante el estadio progradante estuvo controlada por la composición de los protolitos (sedimentario e ígneo) mientras que el control estructural dominó en la distribución de las alteraciones retrógradas. Sin embargo, la presencia de ortoclasa en la alteración asociada al plutón diorítico (Tablas 5-1, 5-2 y 5-3) no se cita en las

descripciones de los skarns de Fe. En estos últimos es común el metasomatismo sódico en forma de escapolita masiva o de salbandas y venillas y parches de albita o escapolita, reemplazando las plagioclasas más cálcicas (Meinert, 1984). Similar alteración sódica presenta la zona de EP-HEM en el exoskarn vinculado a la diorita y la mayoría de las alteraciones vinculadas al cuerpo granítico. Estas diferencias en el estilo de alteración entre ambos cuerpos son un reflejo de sus diferencias composicionales: la razón hornblenda/biotita mayor a 1 en la diorita, implica que los fluidos derivados de este cuerpo equilibraron inicialmente con magmas ricos en hornblenda (que incorpora parte del Na^+ en su estructura), enriqueciéndose así en KCl con respecto a NaCl y especialmente en HCl (Burnham y Ohmoto, 1980). La interacción de estos fluidos exseltos del plutón diorítico ricos en cloro, potasio y sodio con la roca de caja menos carbonática, produjo la fijación de potasio por reacciones de intercambio con sodio y calcio, y generó la alteración ortoclasa (Burnham y Ohmoto, 1980). Opuestamente, el cuerpo granítico carece prácticamente de fases minerales máficas que incorporen Na^+ en su estructura, y el K^+ es preferentemente incorporado en el feldespato-K, generando un aumento de Na^+ en el fluido en forma de NaCl, que ocasiona el metasomatismo sódico.

La esterilidad del cuerpo granítico, a pesar de la intensa alteración sódica que caracteriza al skarn genéticamente asociado a este cuerpo, puede obedecer a los siguientes causas: 1) el escaso a nulo enriquecimiento en hierro de los fluidos exseltos (Burnham y Ohmoto, 1980, Hemley y Hunt, 1992), correlacionable con la ausencia -en el plutón granítico- de minerales accesorios como óxidos o sulfuros de Fe y escasez de minerales máficos potencialmente lixiviables y 2) una baja proporción de fluidos exseltos, que se deduce del menor volumen del skarn (restringido a las cercanías del plutón granítico), con respecto al skarn vinculado al cuerpo diorítico, siendo este último uno de los principales factores que controlan la presencia de una concentración mineral económica (Jahns y Burnham, 1969).

La zonación del exoskarn asociado al cuerpo diorítico, la falta de minerales ricos en hierro de la roca ígnea granítica fresca, sumado a las características químicas de las magnetita del exoskarn I -típica de skarn de Fe vinculados a cuerpos dioríticos-gabrodioríticos- permite inferir que el cuerpo diorítico es la fuente de hierro más factible. El hierro fue probablemente lixiviado del intrusivo diorítico moderadamente alterado y transferido a las zonas de diaclasas del mismo cuerpo y a la roca de caja más intensamente alterada (Hemley y Hunt, 1992). La depositación del hierro estuvo controlada por uno o una combinación de los siguientes factores: 1) disminución de la temperatura (desde el plutón diorítico hacia la roca de caja y desde los fluidos tempranos a los tardíos), 2) aumento del pH (en el contacto con el banco de mármol), 3) pérdida de volátiles (ebullición en las zonas más intensamente fracturadas y brechadas) y 4)

mezcla con aguas meteóricas que modifican la temperatura, la fO_2 , la acidez y la concentración de cloruros (Hemle *et al.*, 1992). La influencia de uno o más de estos factores se analizará en detalle en el capítulo VII, al correlacionar la información presentada en este capítulo con los datos microtermométricos de inclusiones fluidas y con los isótopos estables de los minerales del skarn, ambos del capítulo VI. De acuerdo a lo anteriormente expuesto, la escasa mineralización de Fe vinculada al intrusivo granítico, podría ser el producto de la re-movilización del hierro del skarn previo (asociado al plutón diorítico).

CONCLUSIONES

Es la primera vez que se describe para este sector la presencia de varios ciclos de alteración vinculadas a cuatro eventos ígneos, dos de los cuales son de tipo metasomático (skarns) y están asociados a los plutones diorítico y granítico. Estos skarns presentan características únicas, generadas por diferencias en la fuente de fluidos. La mineralización de hierro más importante está alojada en el skarn vinculado al cuerpo diorítico y los afloramientos de mayor magnitud se encuentran alojados en el exoskarn que reemplaza al mármol (F. Calabozo). También hay mineralización vinculada al cuerpo granítico, pero es de menor magnitud y ha sido interpretada como el producto de la re-movilización del hierro del skarn previo. En ambos skarns la mineralización de Fe está relacionada al estadio de alteración retrógrada. Este estudio ha permitido también reconocer los halos de alteración relacionados a cada evento ígneo que permiten entender la evolución de los fluidos e identificar las manifestaciones distales del sistema hidrotermal (MSH-ANF, ESCP-ANF y EP-CAL-CLO-PY) que generaron el exoskarn en los hornfels (F. Puchenque). Estas manifestaciones constituyen guías útiles para la exploración en regiones con exposiciones parciales de cuerpos mineralizados o bien donde permanecen ocultas. De acuerdo a los esquemas de clasificación convencionales (Einaudi, *et al.*, 1981; Meinert, 1992; Meinert, *et al.*, 2005), las características más sobresalientes de ambos skarn permiten clasificarlos como típicos depósitos de Fe asociado a skarns cálcicos. De acuerdo a la magnitud de sus exposiciones, la baja relación fluido:roca y el nivel de erosión actual que se deduce de las figuras 5-1 a 5-12 y 5-30, sus reservas de Fe están muy por debajo a las reservas estimadas para los skarn de Fe de clase mundial (>500 Mt) y carecen de interés económico. Finalmente, una alteración hidrotermal incipiente y estéril, compuesta por SER-ANF y EP-CA-CLO está asociada al plutón granodiorítico y sus diques, respectivamente y las paragénesis SER-CLO-PY y BT-ANF-PY está afectando los dique andesíticos.

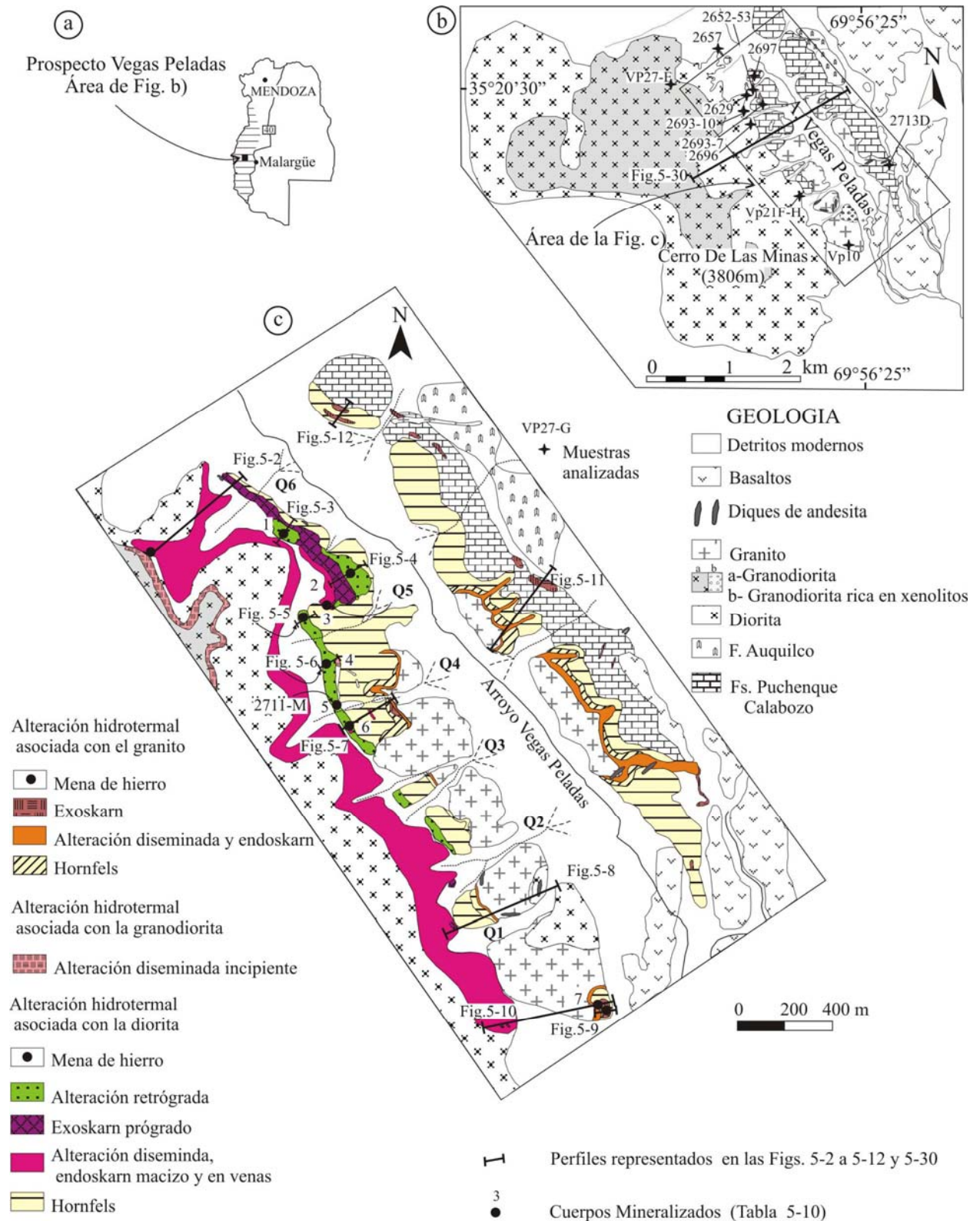


Figura 5-1. a-Mapa de ubicación del prospecto Vegas Peladas; b-Mapa geológico; c-Mapa que muestra la distribución de las alteraciones y mineralizaciones de hierro con la localización de los perfiles esquemáticos de las figuras 5-2 a 5-12.

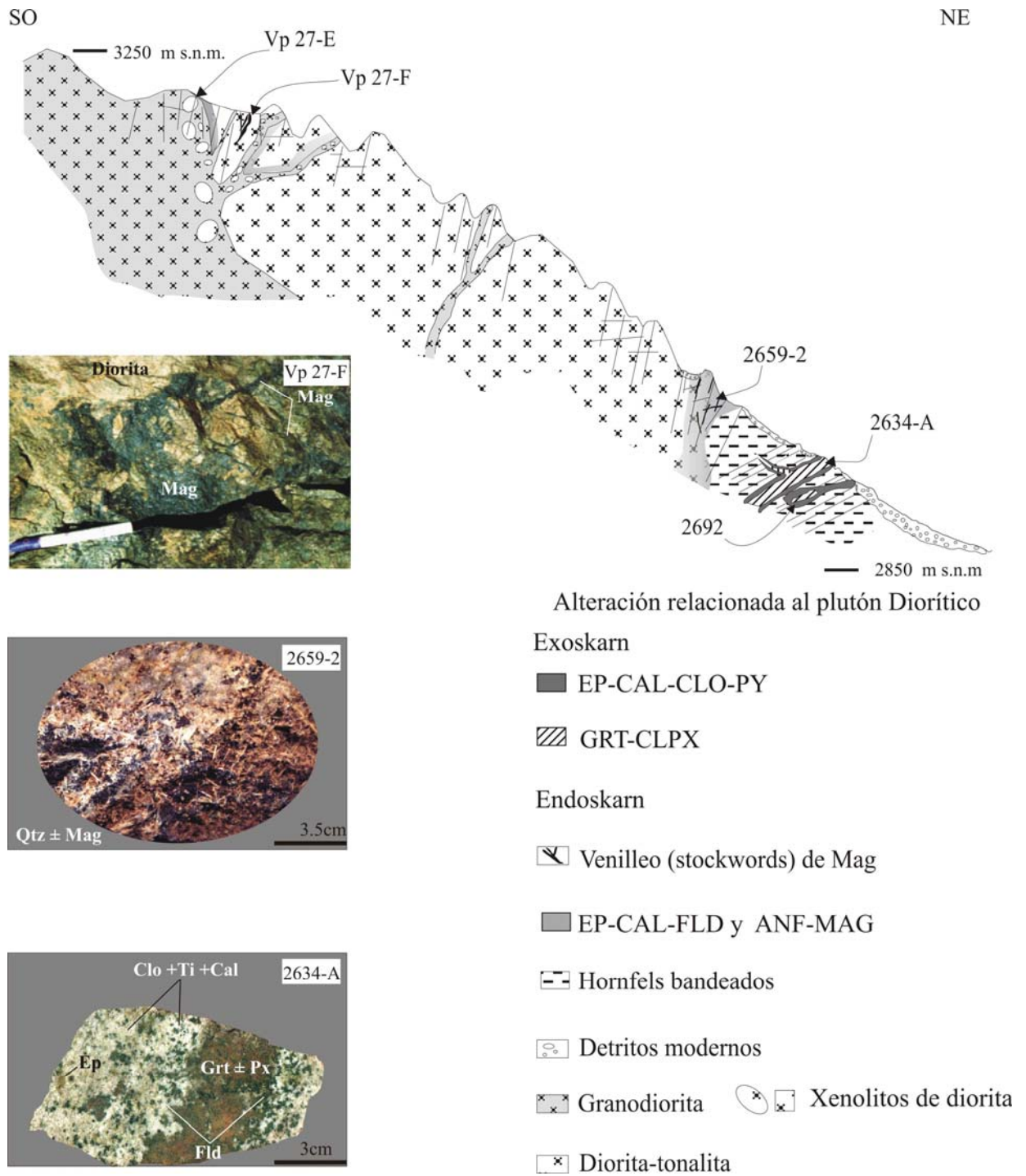


Figura 5-2. Perfil (1) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón diorítico. En esta figura y en las figuras 5-3 a 5-12, se muestran la localización de las muestras que se mencionan en el texto y tablas y también ejemplos de las alteraciones- mineralizaciones más representativas por medio de fetas de rocas escaneadas.

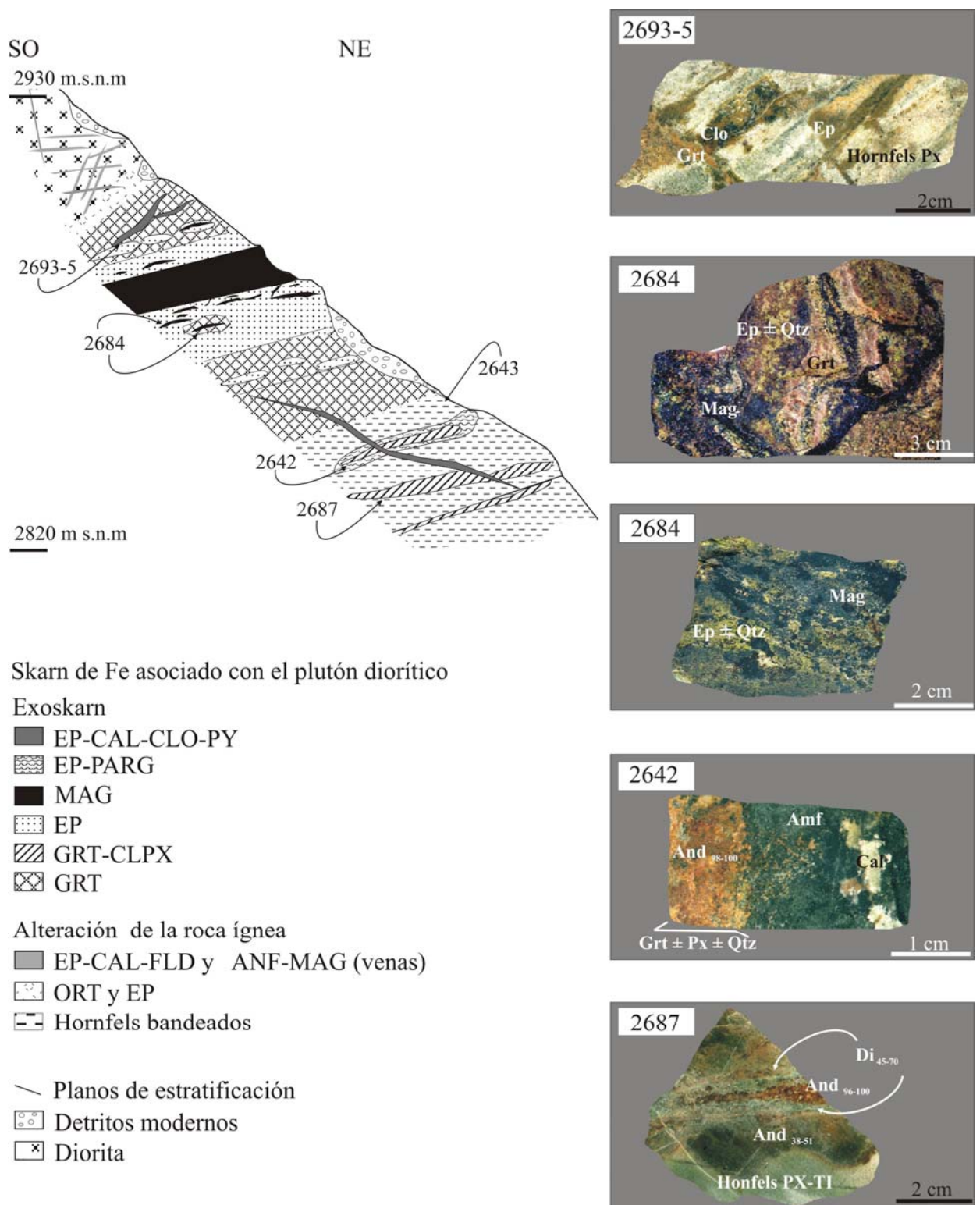


Figura 5-3. Perfil (2) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón diorítico.

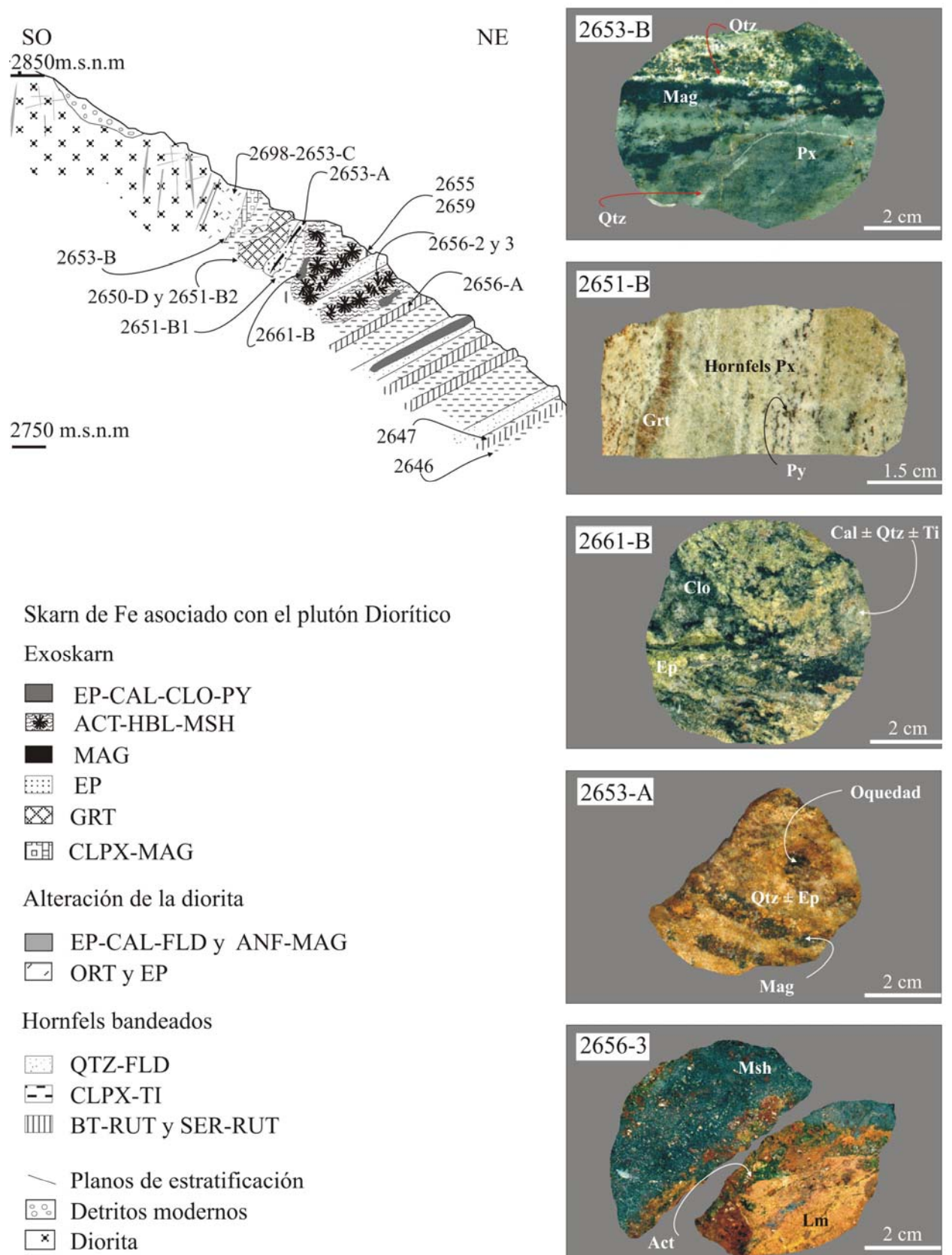


Figura 5-4. Perfil (3) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón diorítico.

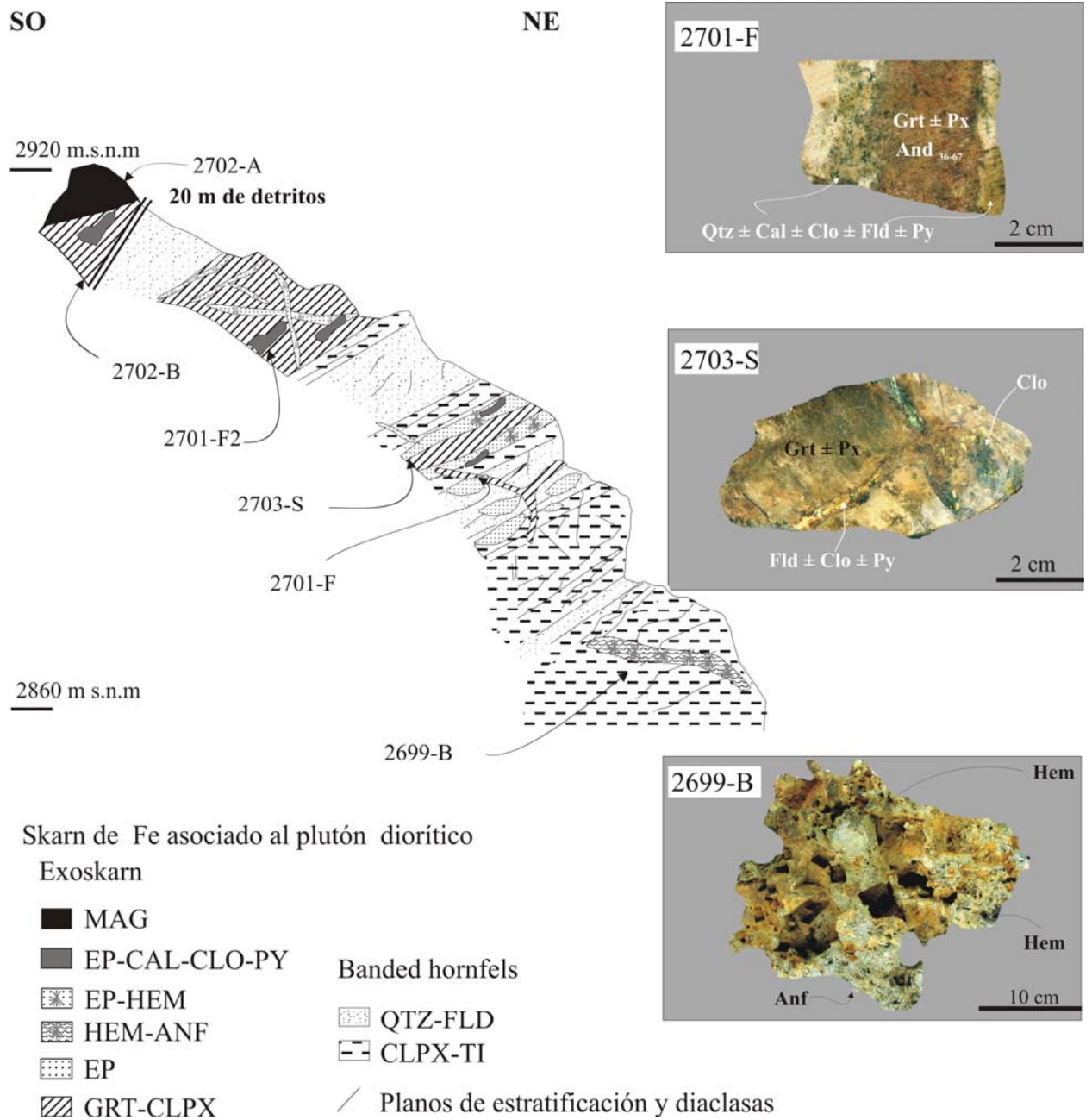


Figura 5-5. Perfil (4) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón diorítico.

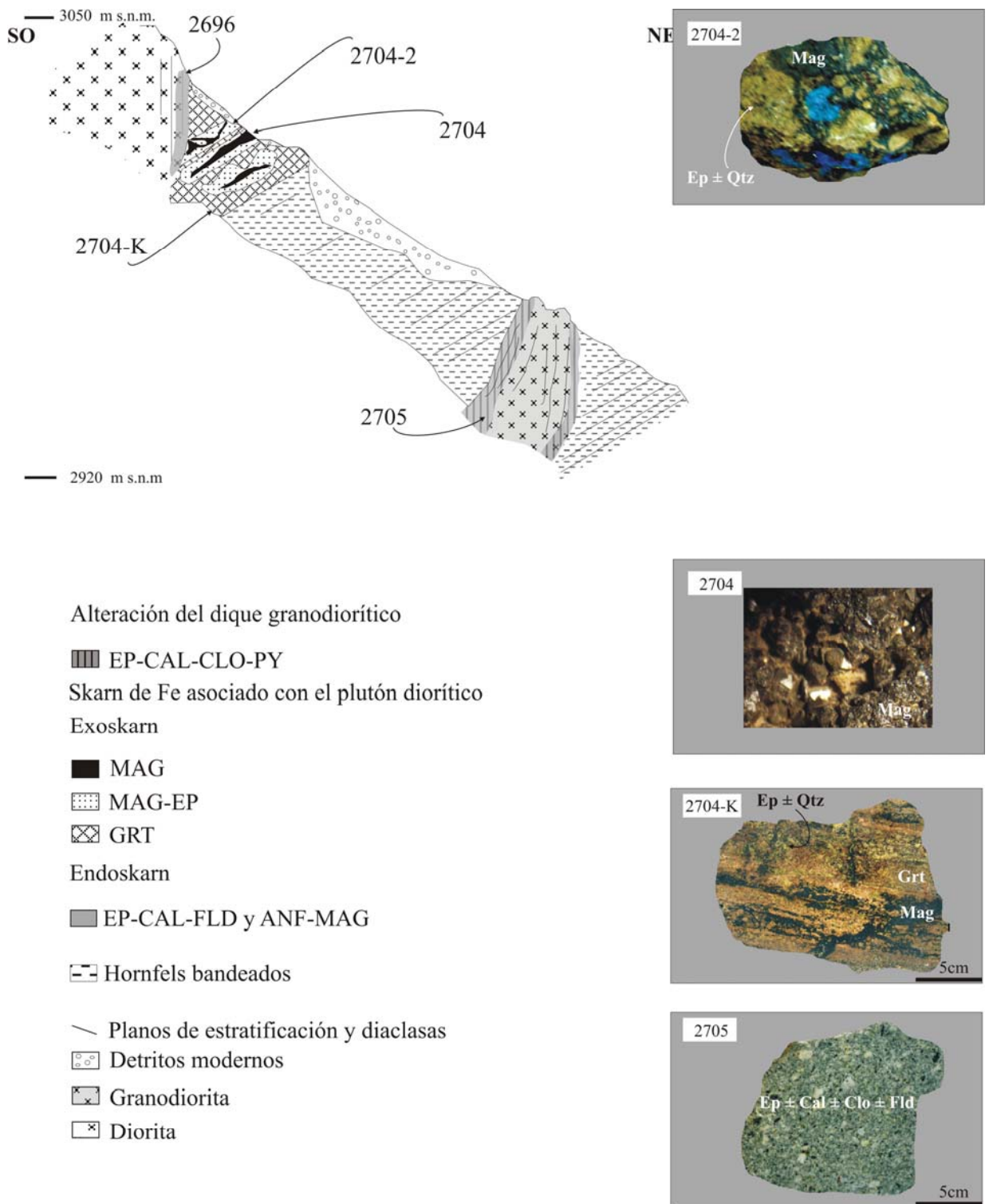


Figura 5-6. Perfil (5) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón diorítico y dique granodiorítico.

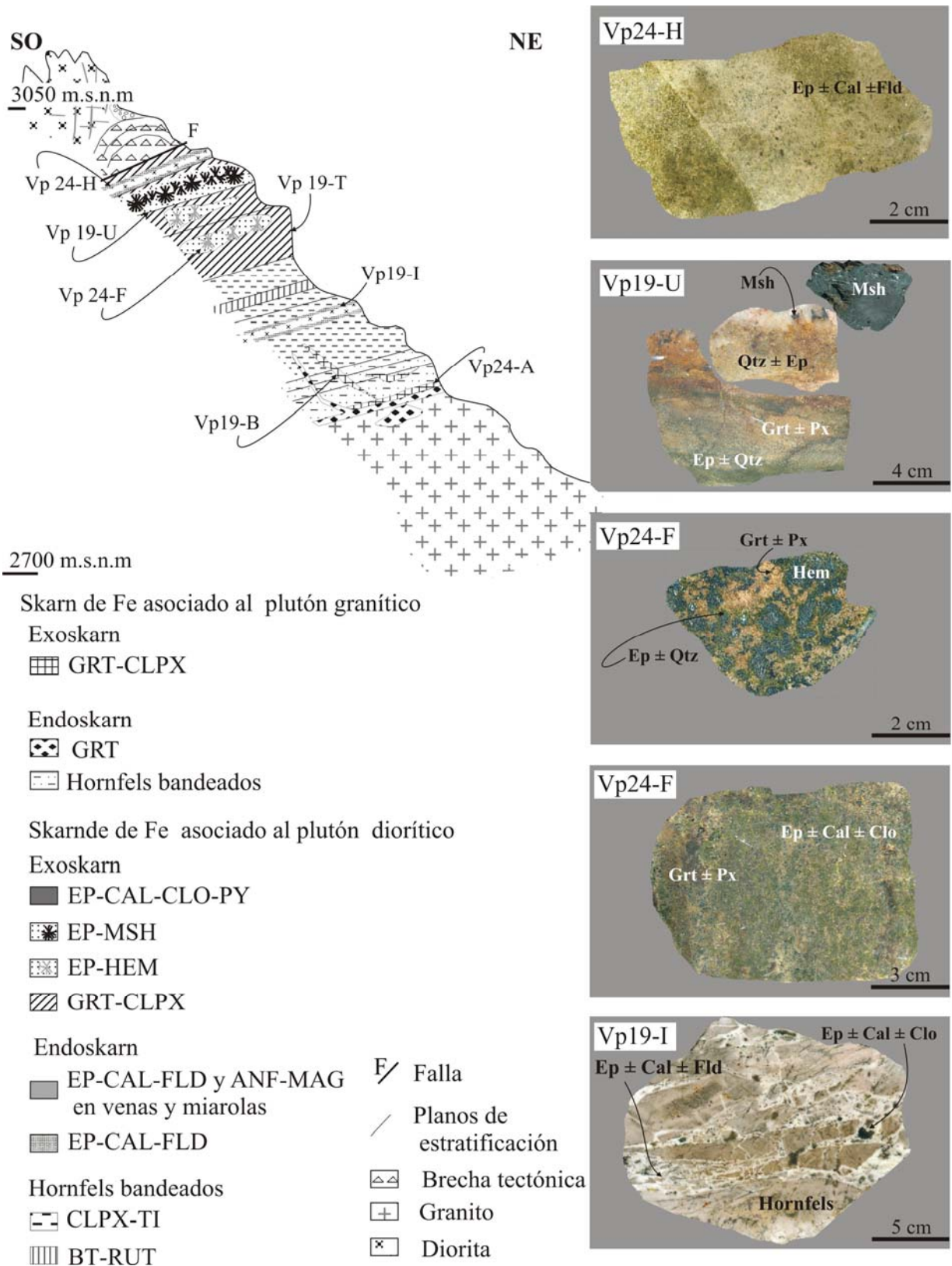


Figura 5-7. Perfil (6) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón, diques y filones capa dioríticos y al plutón granítico.

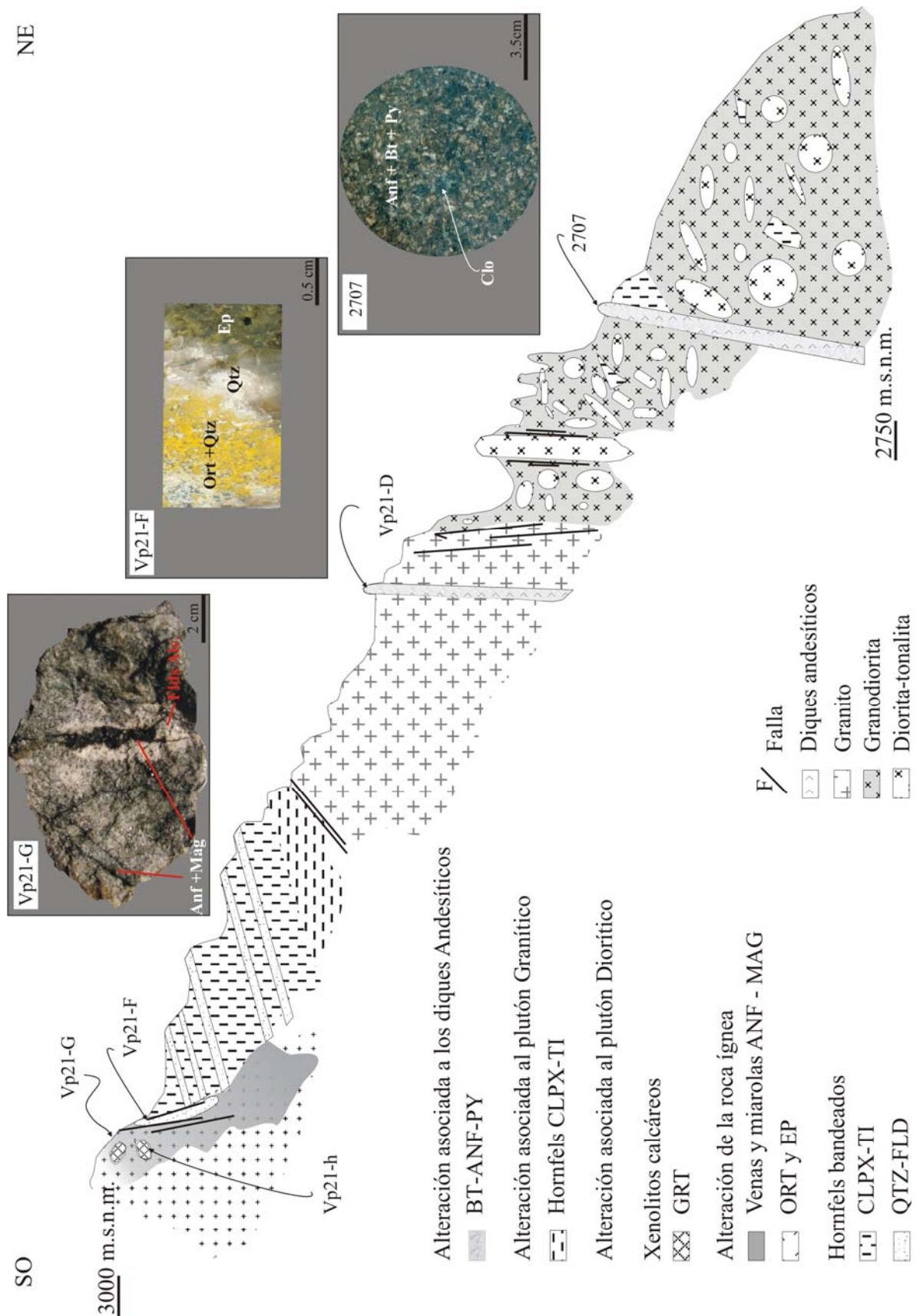


Figura 5-8. Perfil (7) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas a los plutones diorítico y granítico y a los diques andesíticos. El color amarillo de la Muestra 21-F muestra la proporción de ortoclasa resaltado por técnicas tinción.

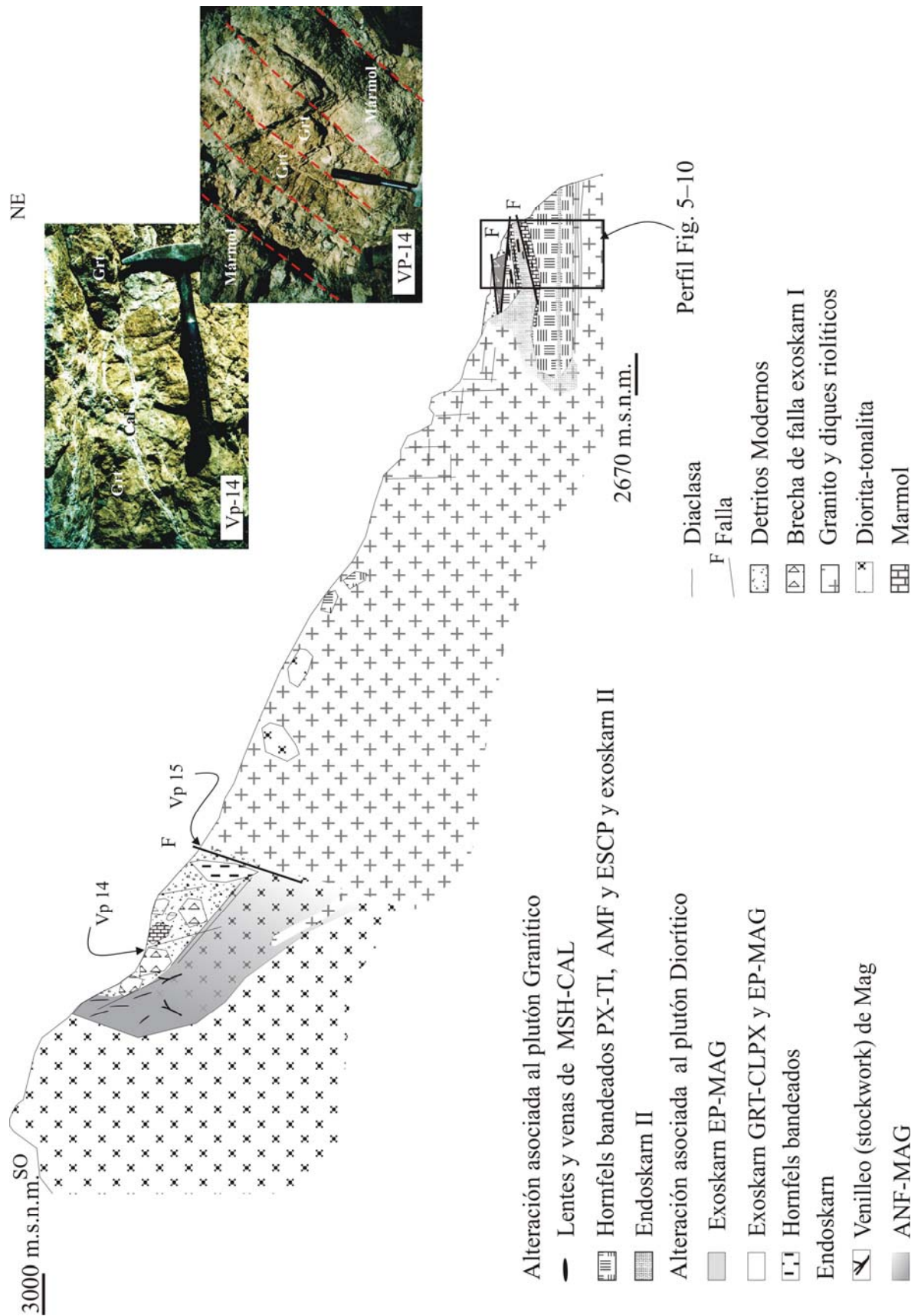


Figura 5-9. Perfil (8) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas a los plutones dioríticos y granítico y a los diques y filones capa riolíticos.

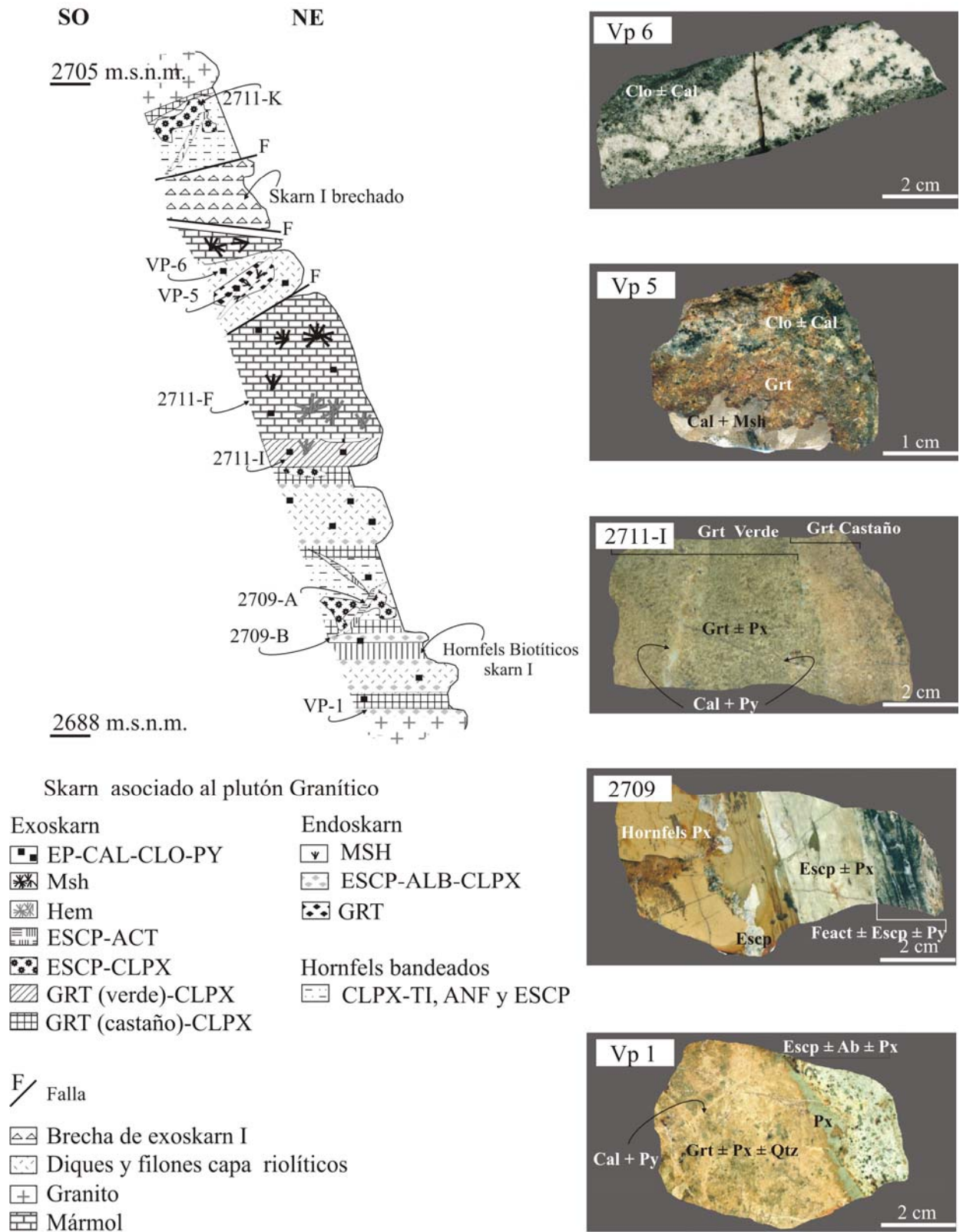
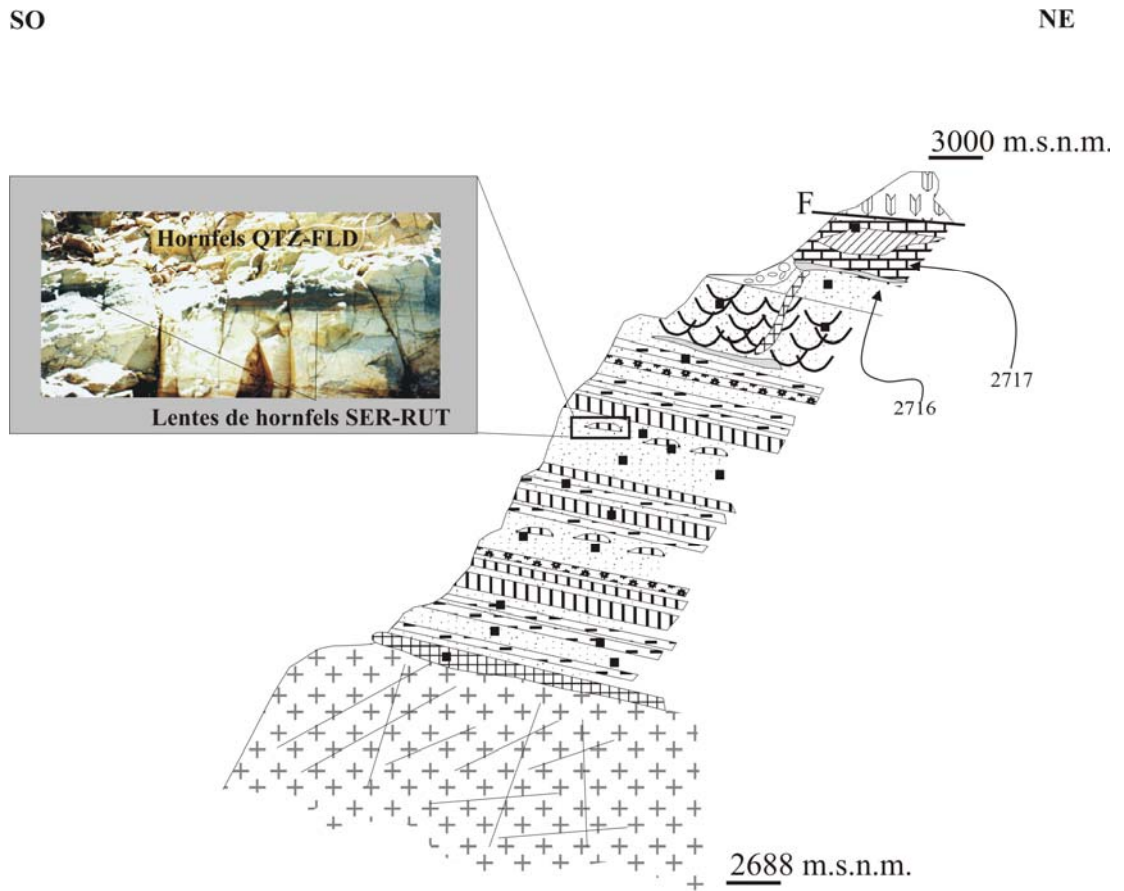







Figura 5-10. Perfil (9) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón granítico y a los diques y filones capa riolíticos.






Skarn asociado al plutón Granítico

Exoskarn


-  EP-CAL-CLO-PY
-  GRT(verde)-CLPX  Silicificación
-  GRT (castaño)
-  ESCP-CLPX

Hornfels bandeados

-  QTZ-FLD
-  SER-RUT, BT-RUT y ESCP
-  CLPX-TI

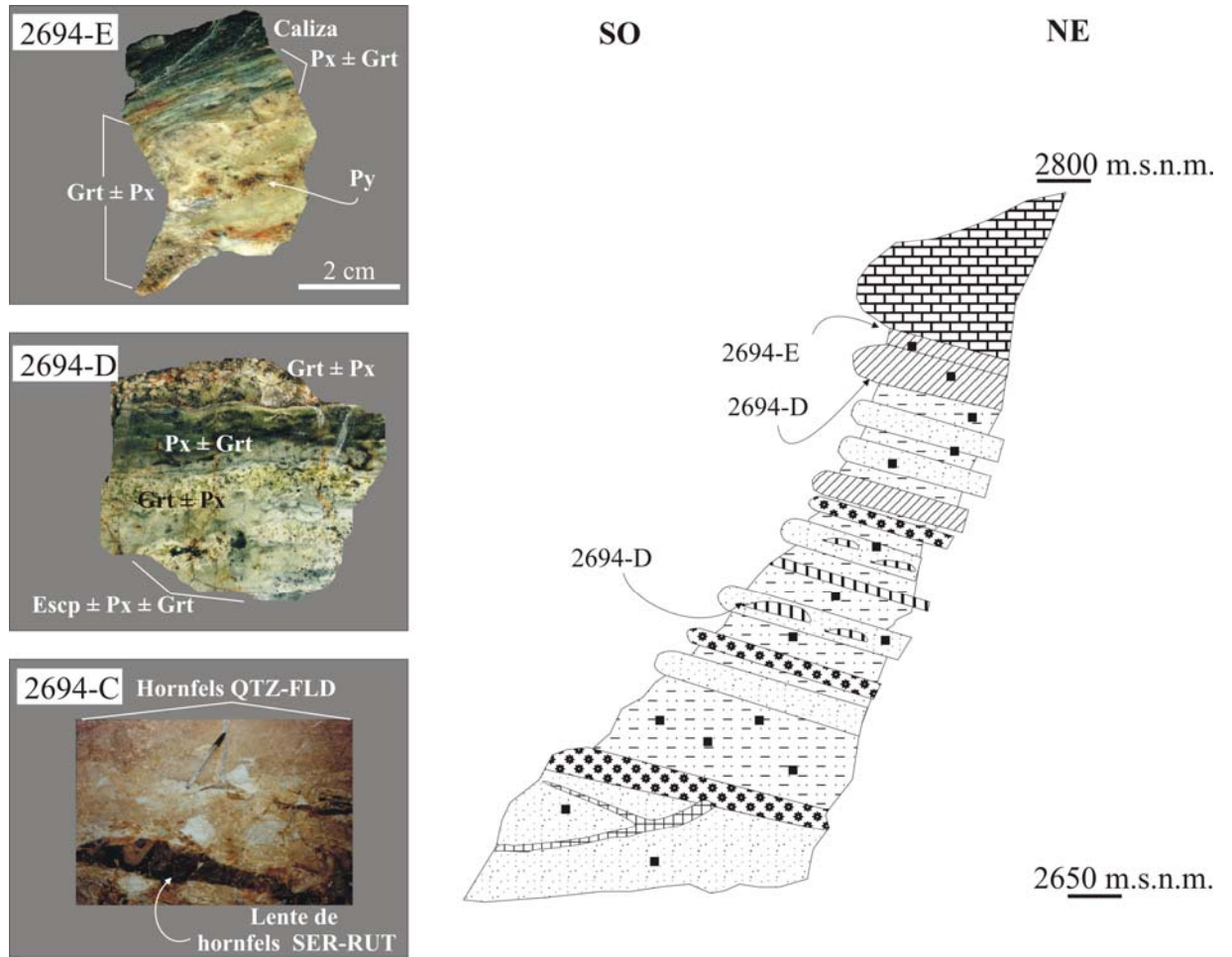
 Falla

 Granito

 Yeso Auquilco

 Caliza

Figura 5-11. Perfil (10) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón granítico, localizadas en la margen NE del arroyo Vegas Peladas.



Skarn asociado al plutón Granítico

Exoskarn

- EP-CAL-CLO-PY
- ESCP-CLPX
- ▨ GRT (verde)-PX
- ▨ GRT(castaño)-PX

Hornfels bandeados

- ▨ CLPX-TI, ANF, ESCP
- ▨ SER-RUT
- ▨ QTZ-FLD
- ▨ Caliza

Figura 5-12. Perfil (12) esquemático sobre el cual se representan la geología y las alteraciones asociadas al plutón granítico y diques y filones capa riolíticos, localizadas en la margen NE del arroyo Vegas Peladas.

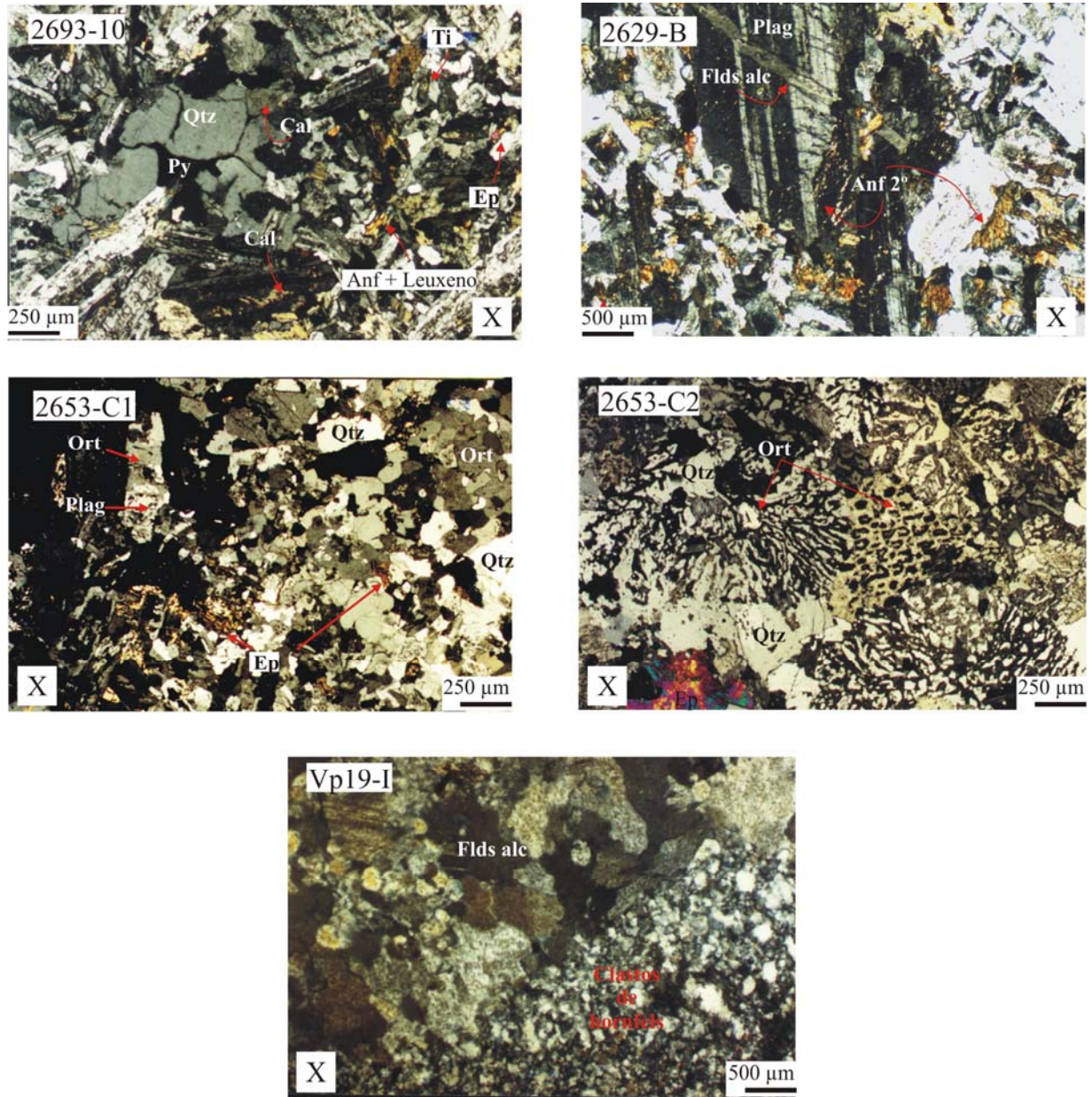


Figura 5-13. Microfotografías de las alteraciones del plutón y diques dioríticos. La X indica que fueron sacadas con nicols cruzados. Las ubicaciones de las muestras 2629-B y 2693-10 se presentan en la figura 5-1 b, y de las muestras 2653-C y Vp19 I, en las figuras, 5-4 y 5-7.

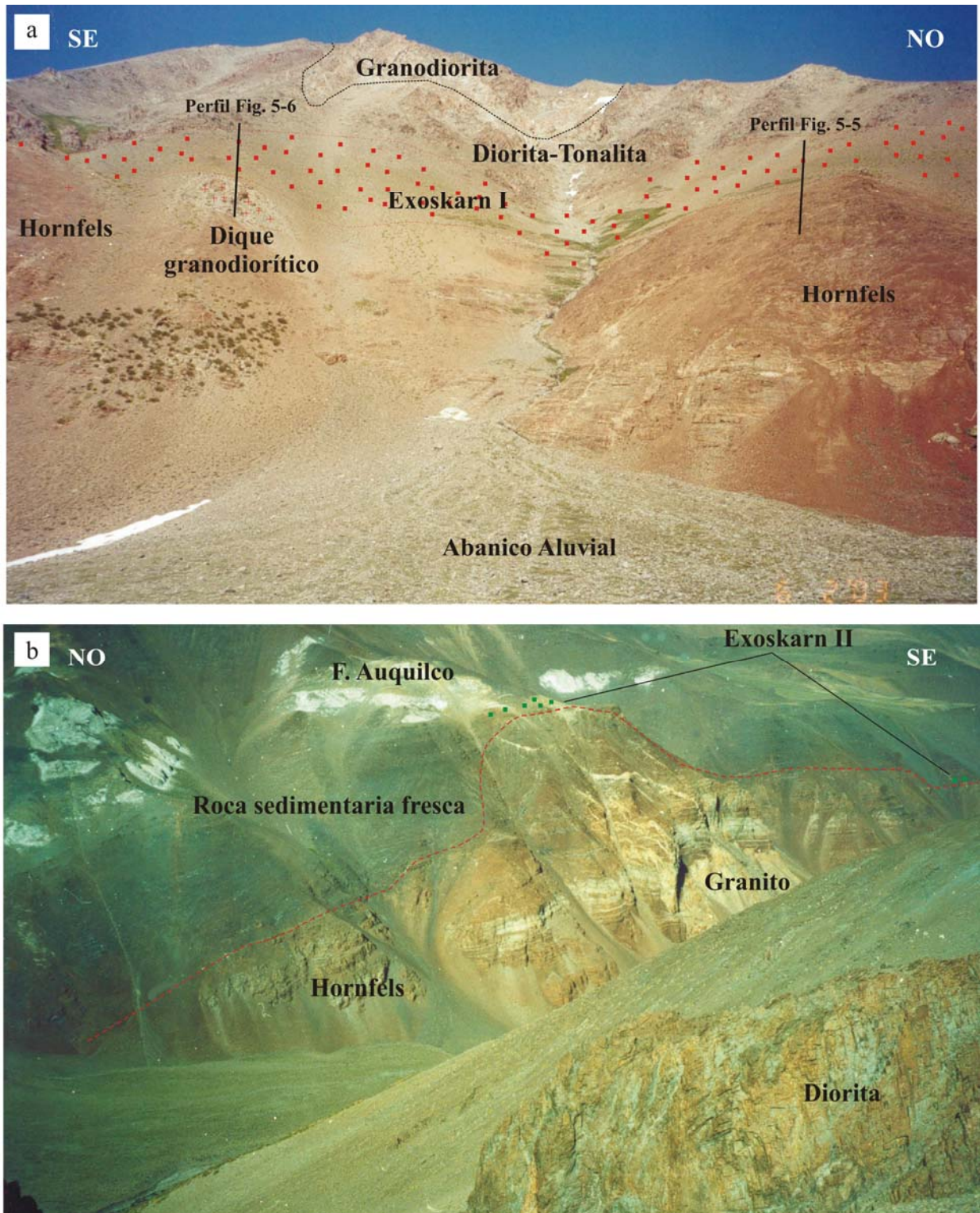


Figura 5-14. Fotografía de los afloramientos: a- expone la distribución de los hornfels y exoskarn asociados al plutón diorítico, sobre el margen SO del arroyo Vegas Peladas; b- expone los hornfels y el límite neto con la roca sedimentaria fresca y la distribución de la alteración de exoskarn relacionada con el plutón granítico sobre el margen NE del arroyo.

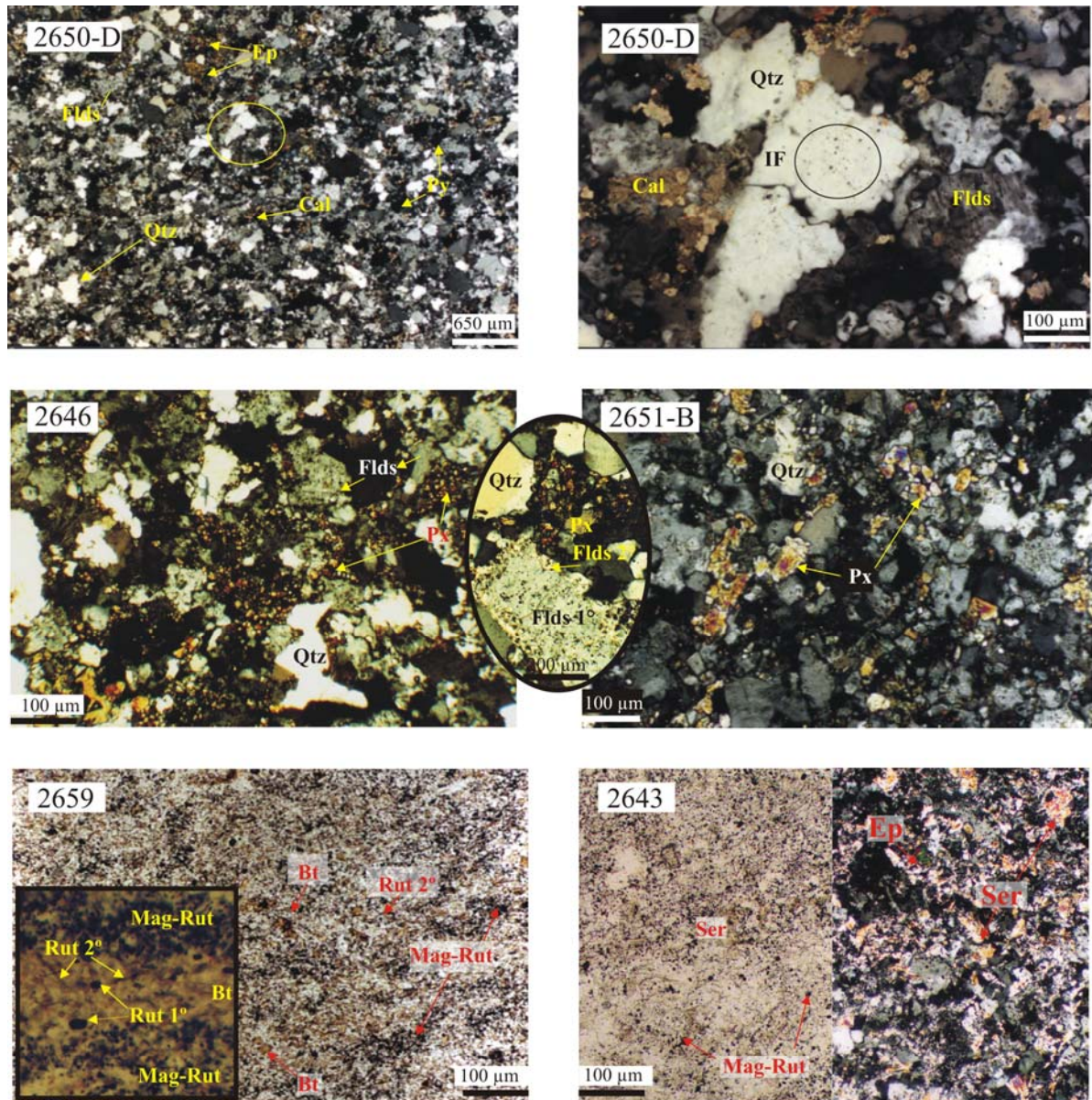


Figura 5-15. Microfotografías de los hornfels asociados al plutón diorítico. Las ubicaciones de las muestras 2650-D, 2651-B, 2659 y 2646 están señaladas en el perfil de la figura 5-4 y de la muestra 2643 en el perfil de la figura 5-3.

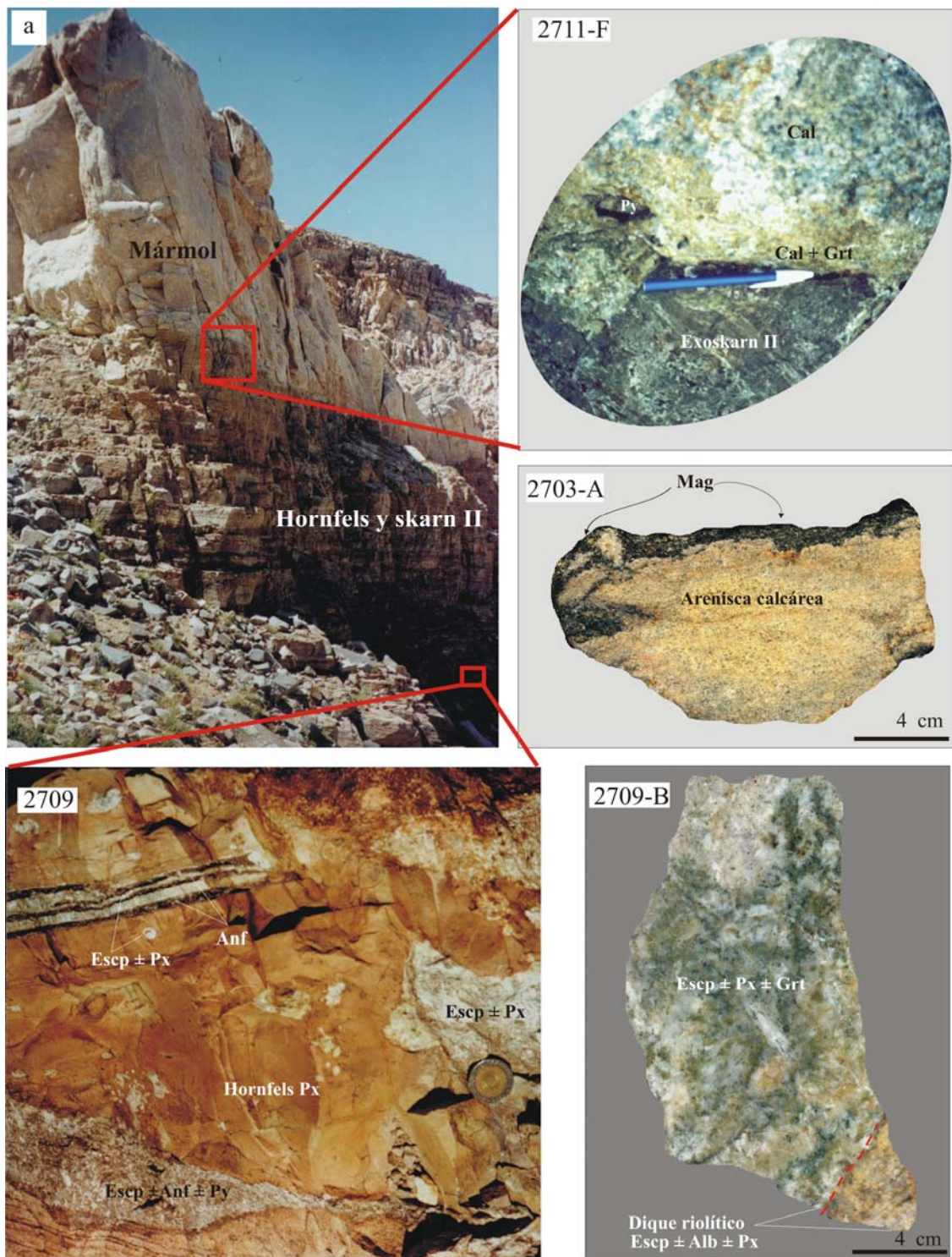


Figura 5-16. a- Fotografía del afloramiento del bloque de mármol de la figura 5-10, en contacto con el exoskarn asociado al cuerpo granítico; 2711-F- foto detalle del contacto entre el mármol y el exoskarn, muestra el grano grueso de la calcita; 2703-A, parche relíctico de arenisca calcárea recristalizada y decolorada con magnetita diseminada, extraída de un exoskarn intermedio asociado al plutón diorítico; 2709- fotografía de afloramiento del exoskarn ESCP-CLPX asociado al plutón granítico cortado por vetillas de ESCP-ACT y 2709-B. Contacto entre el exoskarn ESCP-CLPX y un dique riolítico con alteración de endoskarn de ESCP-ALB-PX.

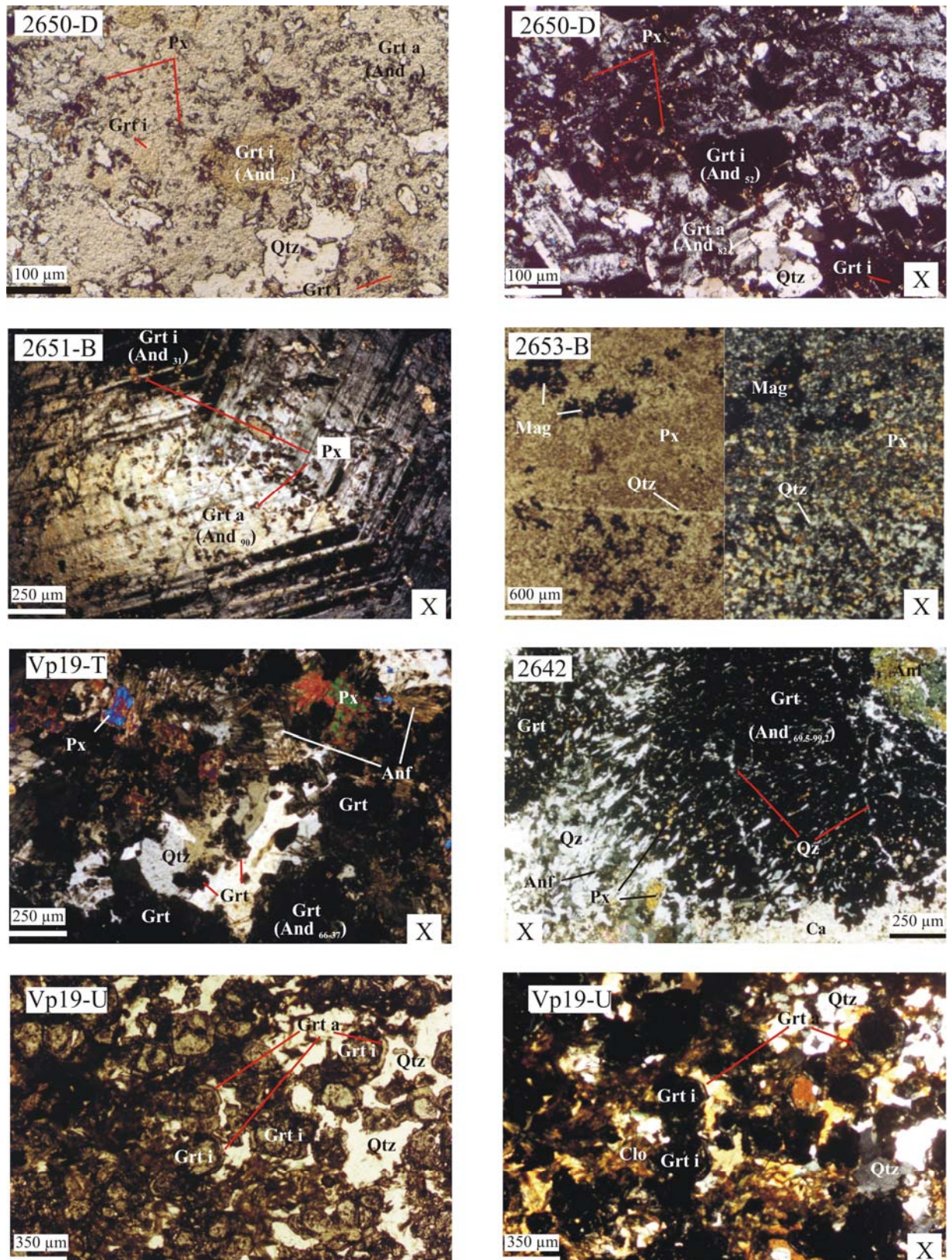


Figura 5-17. Microfotografías de la zona interna del exoskarn asociado al plutón diorítico: de GRT 2650-D y 2651-B; de CLPX-MG: 2653-B, ubicadas en la figura 5-4; de la zona intermedia GRT-CLPX, Vp19-T, Vp19-U y 2642, ubicadas en las figuras 5-7 y 5-3 respectivamente.

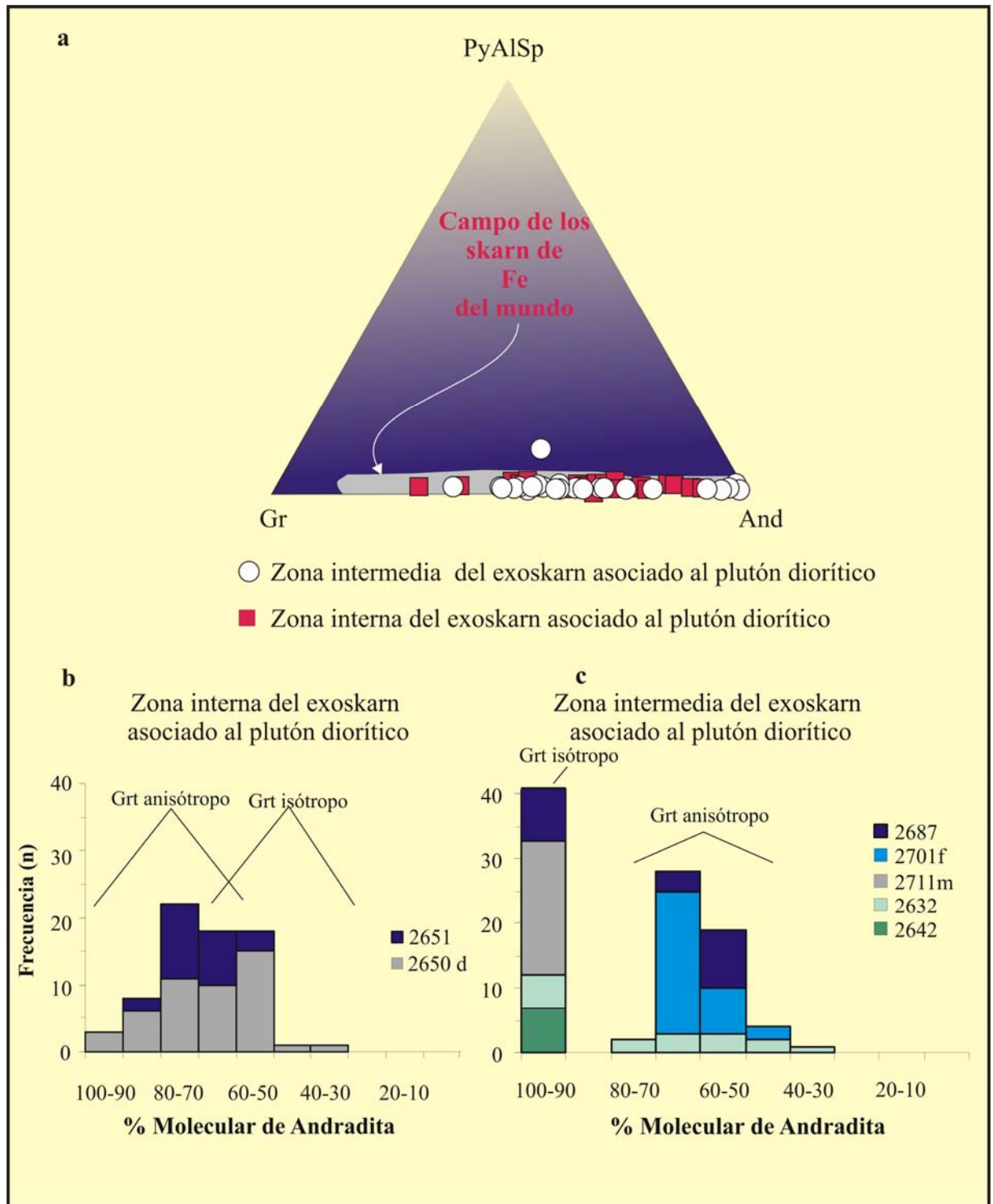


Figura 5-18. Diagrama ternario que ilustra la composición de los granates (expresadas como porcentaje molecular de sus miembros extremos, de la tabla 5-4), a- de las zonas interna e intermedia del exoskarn asociado al plutón diorítico, también se grafica, a modo comparativo, el campo de la composición de granate de los skarns de hierro del mundo (Meinert, et al., 2005); b- diagrama de frecuencias que muestra la distribución en la composición de los granates en la zona interna (I) y c-en la zona intermedia (I) del exoskarn.

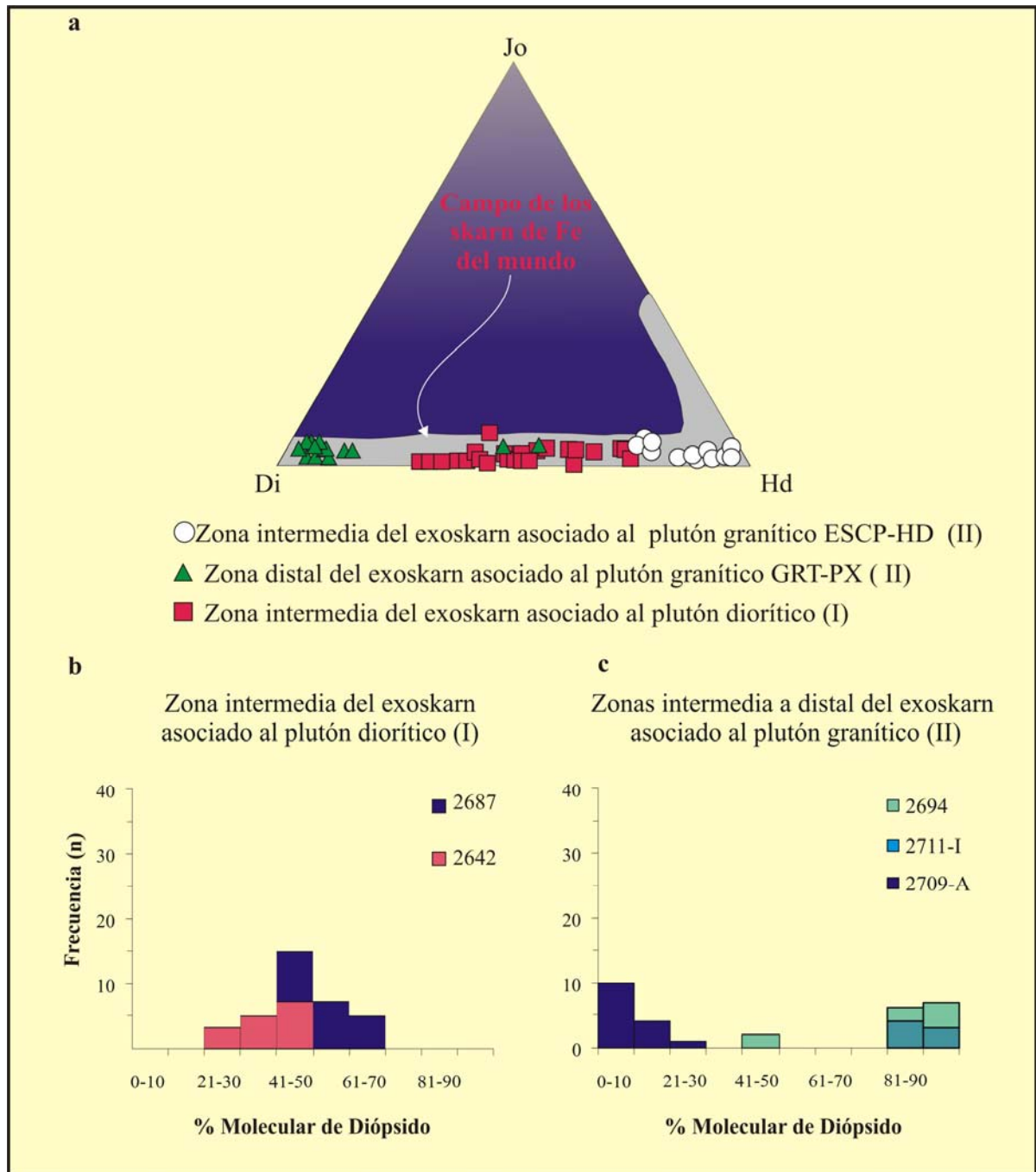


Figura 5-19. a- Diagrama ternario que ilustra la composición de los piroxenos (expresadas como porcentaje molecular de sus miembros extremos, de las tablas 5-5, 5-16 y 5-19) de la zona intermedia del exoskarn asociado al plutón diorítico (I) y de las zonas intermedia a distal del exoskarn asociado al plutón granítico (II). También se grafica, a modo comparativo, el campo de la composición de piroxeno de los skarns de hierro del mundo (Meinert, et al., 2005) y b y c- diagramas de frecuencias que muestran la variación en la composición de los piroxenos de la zona intermedia del exoskarn asociado al plutón diorítico y de las zonas intermedia y distal del exoskarn asociado al plutón granítico.

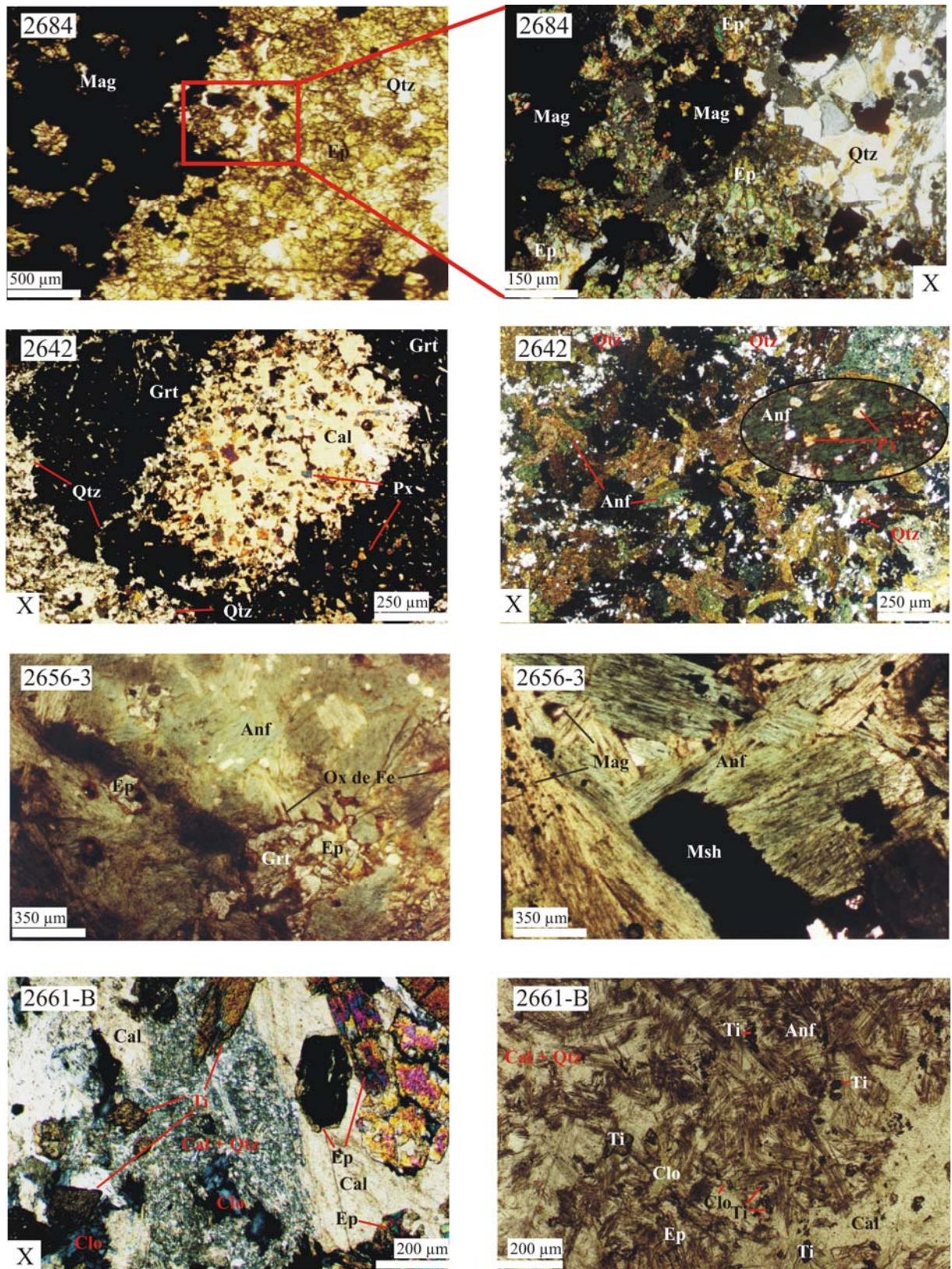


Figura 5-20. Microfotografías con luz transmitida de los minerales de las distintas zonas de alteración retrógrada asociadas al plutón diorítico (ver texto). La ubicación de las muestras 2684 y 2642 están señaladas en la figura 5-3 y las restantes en la figura 5-4.

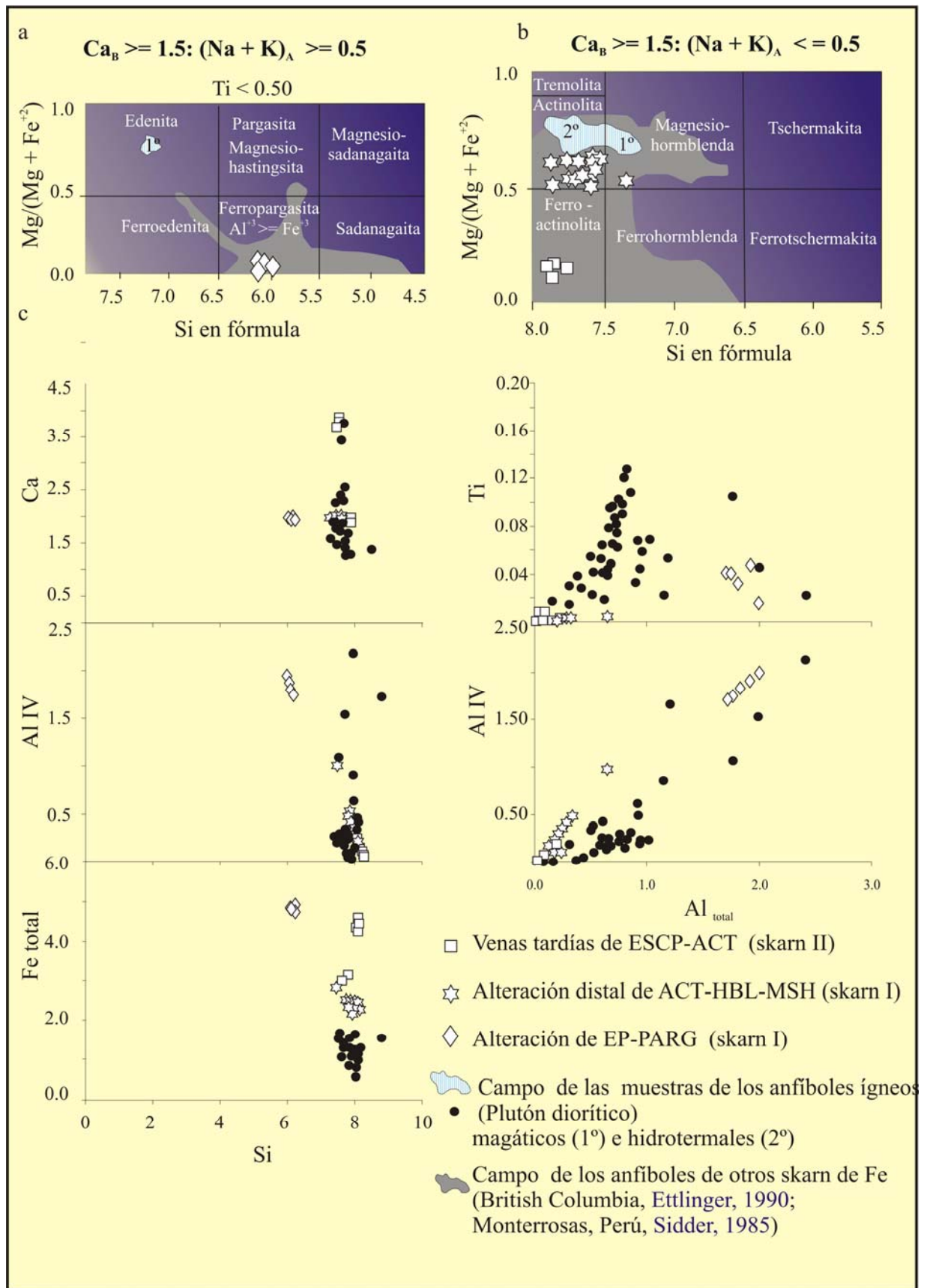


Figura 5-21. a y b- Diagramas que ilustran las composiciones de los anfíboles (expresados como porcentaje molecular de sus miembros extremos, de los análisis de la tablas, 5-7 y 5-17) de los exoskarn I y II asociados a plutones diorítico y granítico, respectivamente; c- diagramas bivariantes que ilustran la composición química de los anfíboles del exoskarn I y II y, para comparar, también se ilustran los campos definidos por las composiciones químicas de los anfíboles secundarios y magmáticos del plutón diorítico.

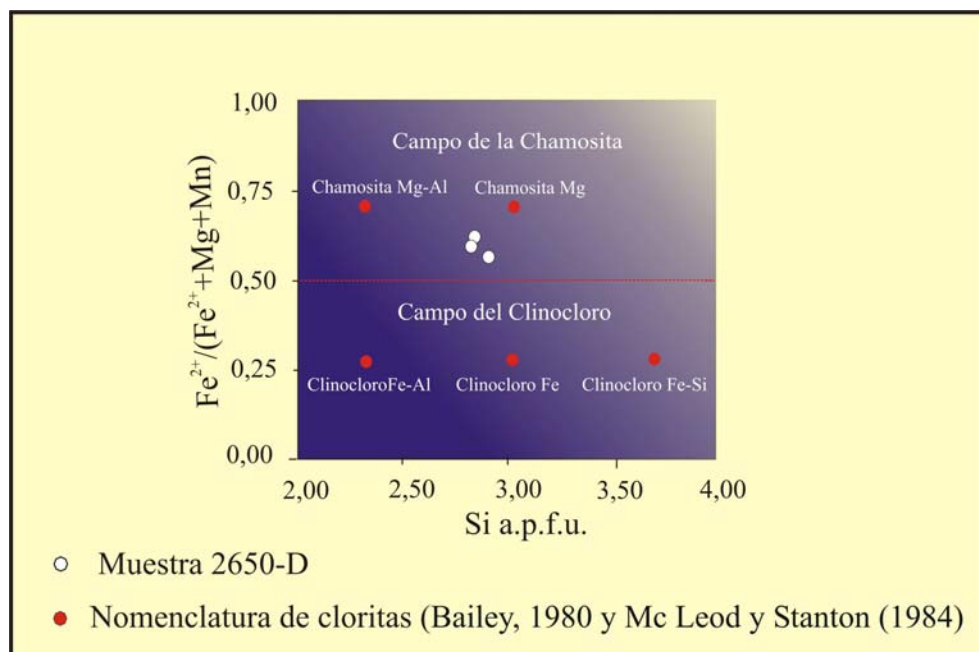


Figura 5-22. Composición química de las cloritas analizadas (modificado de McLeod y Stanton, 1984), a.p.f.u.: átomos por fórmula unidad (Tabla 5-8).

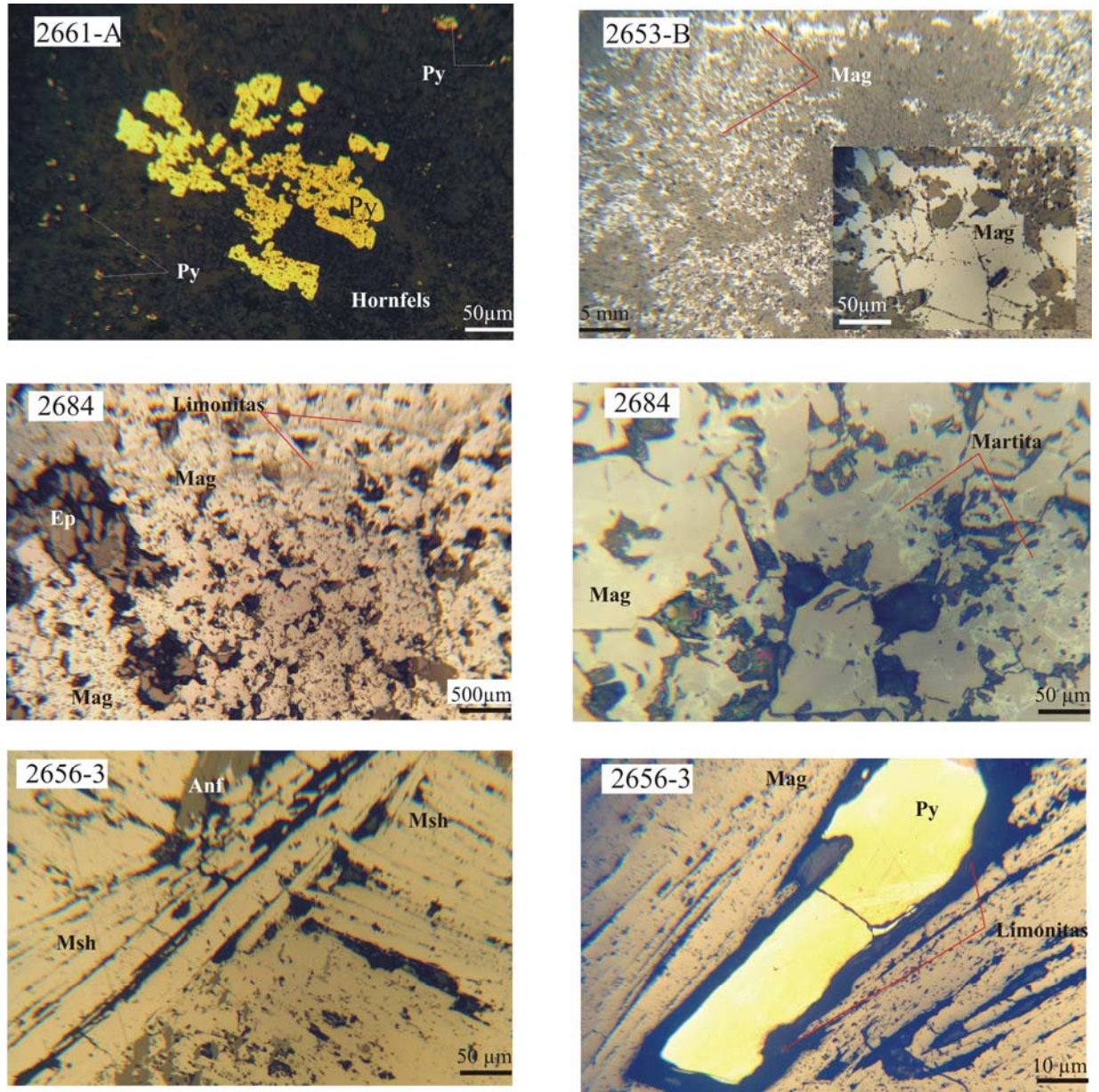


Figura 5-23. Microfotografías con luz reflejada de los minerales opacos del exoskarn y hornfels asociado al plutón diorítico (ver texto). La ubicación de las muestras 2661-A, 2653-B, 2656-3 se señalan en la figura 5-4 y la de la muestra 2684 en la figura 5-3.

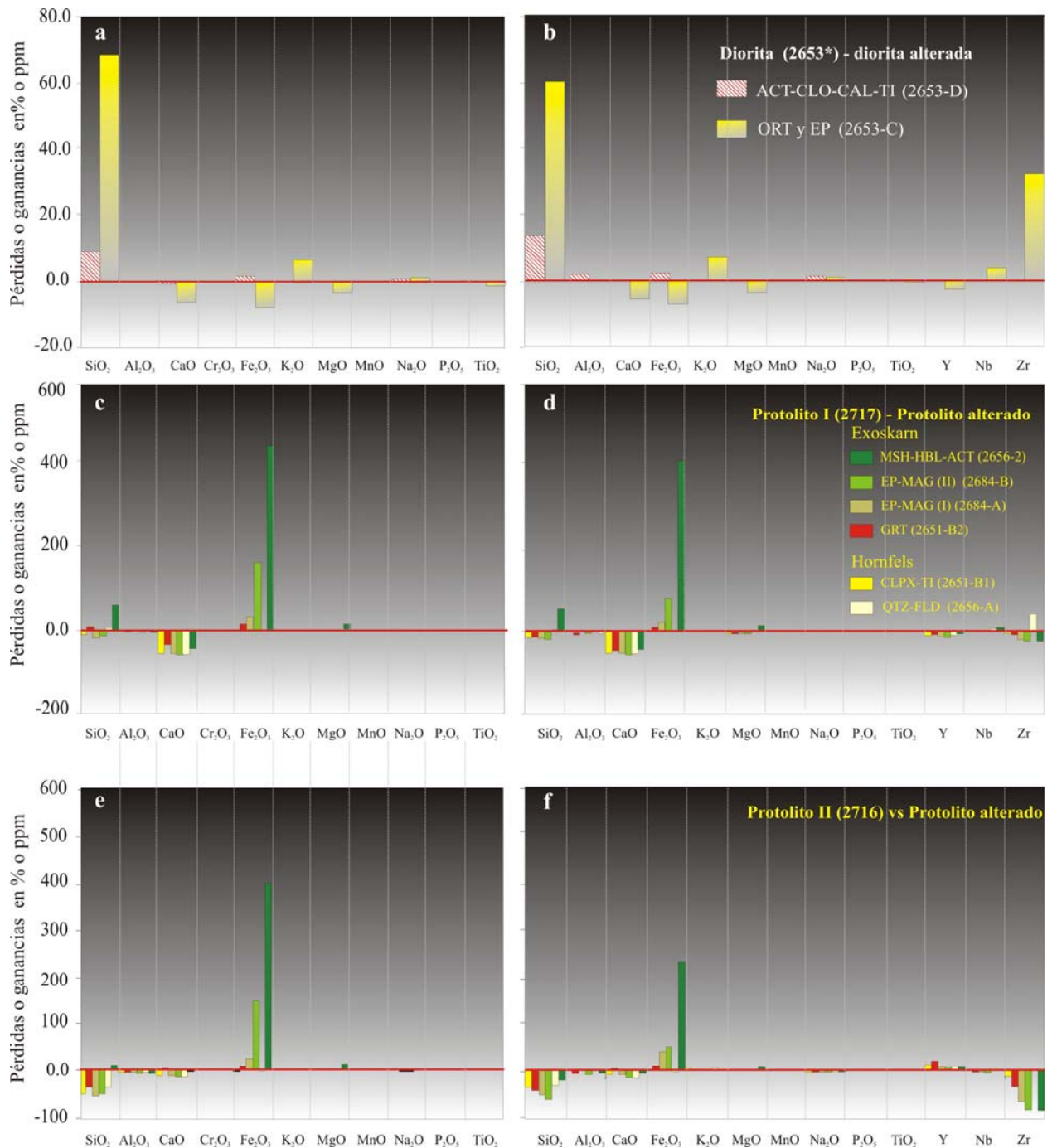


Figura 5-24. Gráfico de barras de ganancias y pérdidas de elementos mayoritarios y trazas de las alteraciones relacionadas con el plutón diorítico. En la izquierda de la página se representan las ganancias y pérdidas calculadas por el método de [MacLean y Kranidiotis \(1987\)](#) y en la derecha las calculadas por el método de [Gresens \(1967\)](#); a y b- de la diorita alterada a ACT-CLO-CAL-TI y del endoskarn ORT y EP; c y d- de los hornfels CLPX-TI, QTZ-FLD y exoskarn de GRT, EP-MAG (I) y (II) y MSH-HBL-ACT calculadas según el protolito I; e y f- de los hornfels CLPX-TI, QTZ-FLD y exoskarn de GRT, EP-MAG (I) y (II) y MSH-HBL-ACT calculadas según el protolito II.

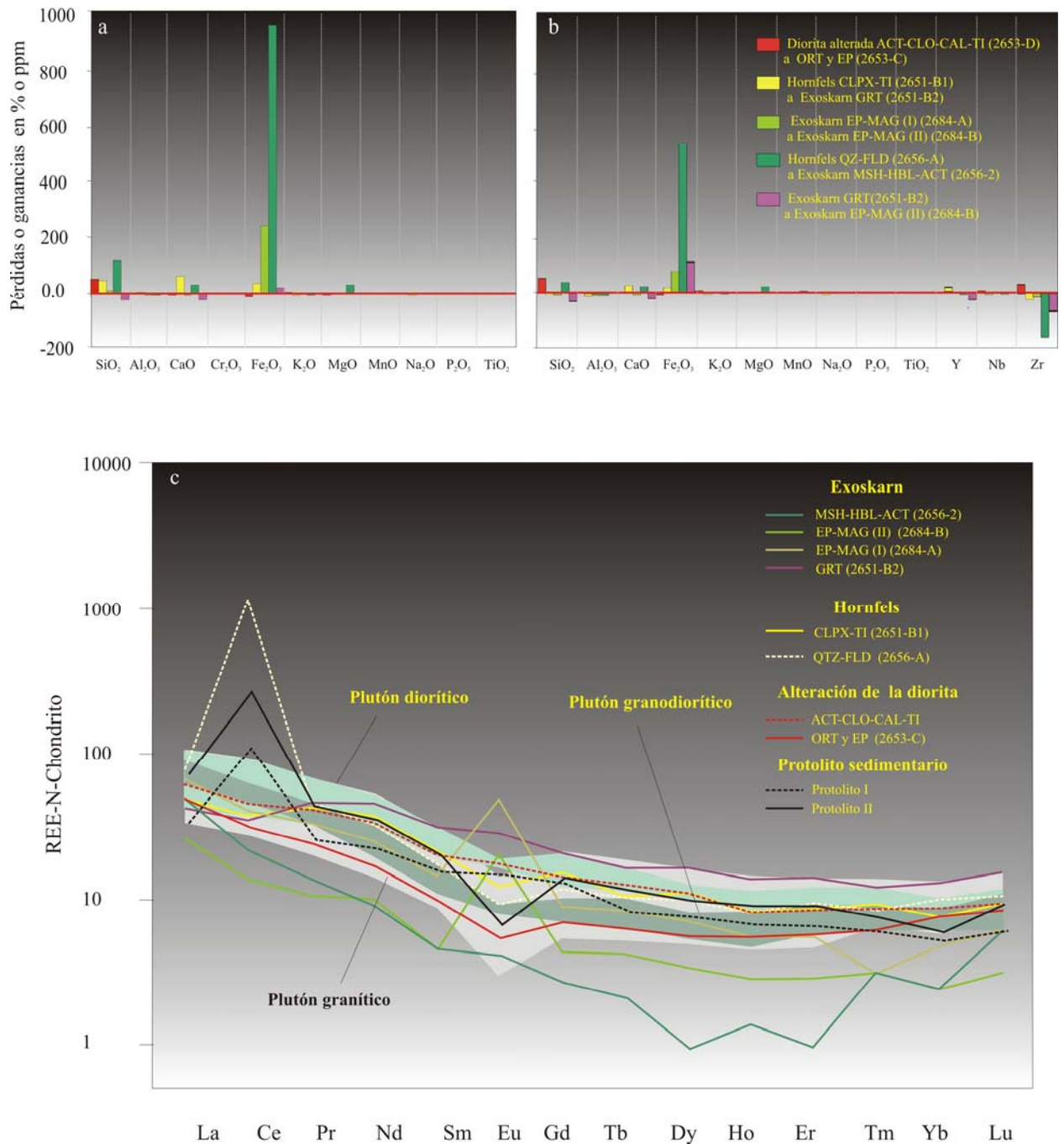


Figura 5-25. a y b-Gráfico de barras de ganancias y pérdidas de elementos mayoritarios y trazas entre los distintos estadios de las alteraciones relacionadas al plutón diorítico; a- calculadas según el método de MacLean y Kranidiotis (1987) y b- según Gresens (1967); c- Modelo de las distribución de las REE normalizadas a Chondrito (Boynnton, 1989) de las alteraciones relacionadas al plutón diorítico, de las rocas sedimentarias usadas como protolitos I y II y se ha representado con fines comparativos los campos de los tres plutones (diorítico-granodiorítico-granítico).

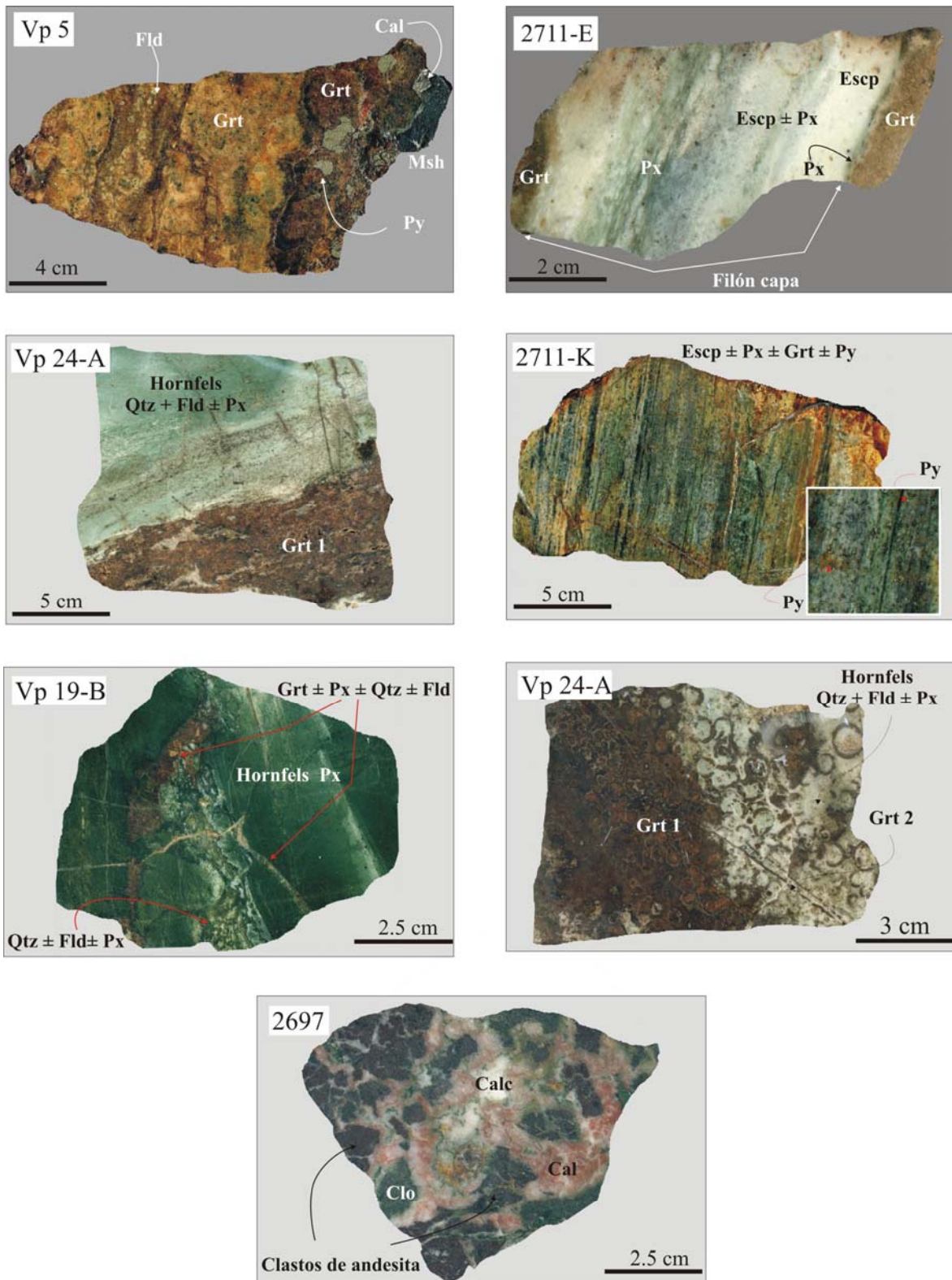


Figura 5-26. 2699-Alteración supergénica del exoskarn asociado al plutón diorítico; 2711-E, Vp 5 y 2711-K- alteración de endoskarn y exoskarn asociada al plutón granítico (la ubicación de las muestras se ilustran en la Fig. 5-10); Vp24-A y Vp19-B- alteración de hornfels y exoskarn asociada al plutón granítico (la ubicación de las muestras se ilustran en la Fig. 5-7) y 2697 brecha hidrotermal de Clo, Cal, Calc y óxidos de hierro con clastos relícticos de andesita (la ubicación de esta muestra se ilustra en la Fig 5-1).

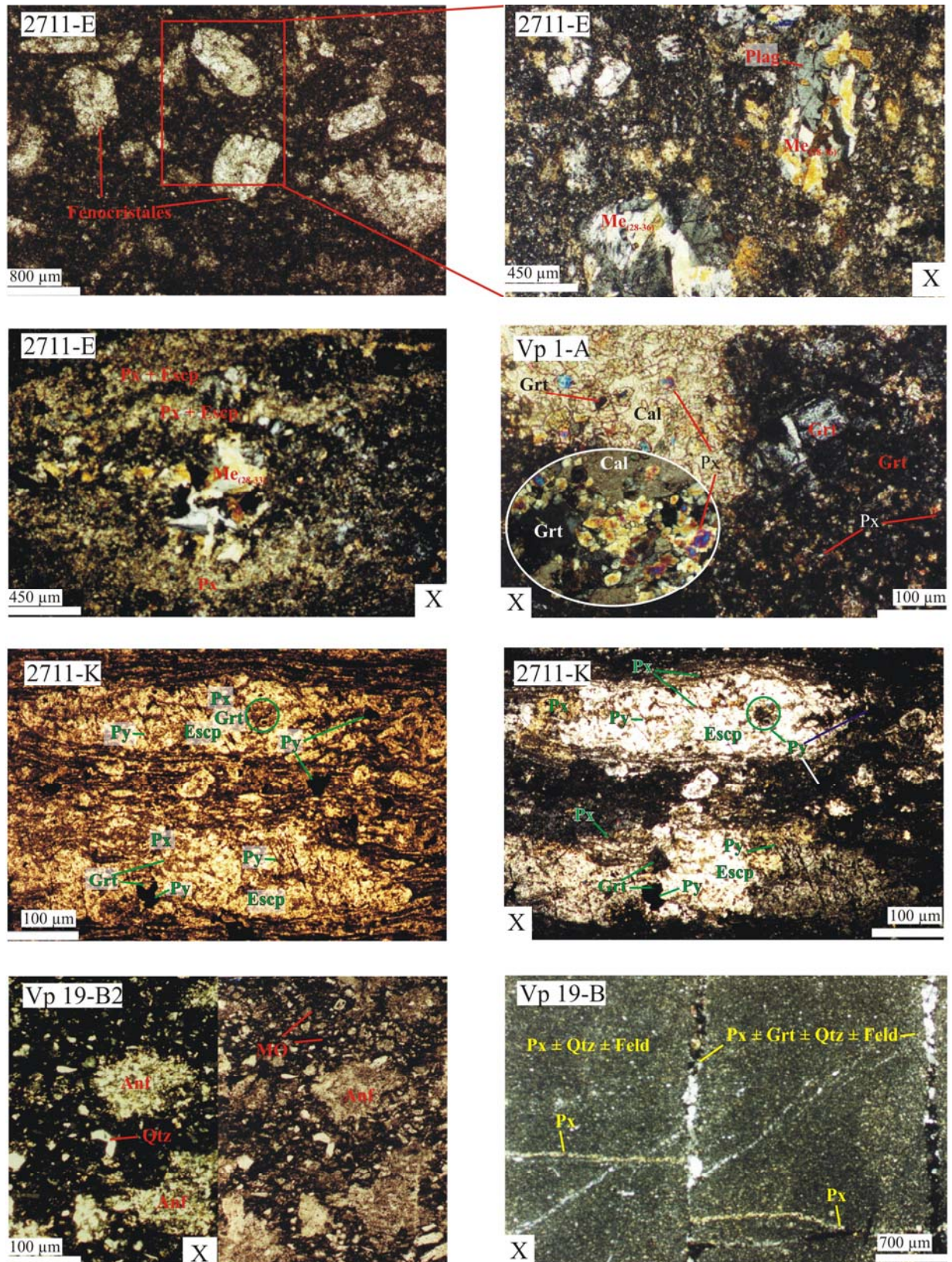


Figura 5-27. Microfotografías con luz transmitida que representan las relaciones texturales entre los minerales del exoskarn asociado al plutón granítico (ver texto). La ubicación de las muestras está representada en los perfiles de las figuras 5-7 y 5-10.

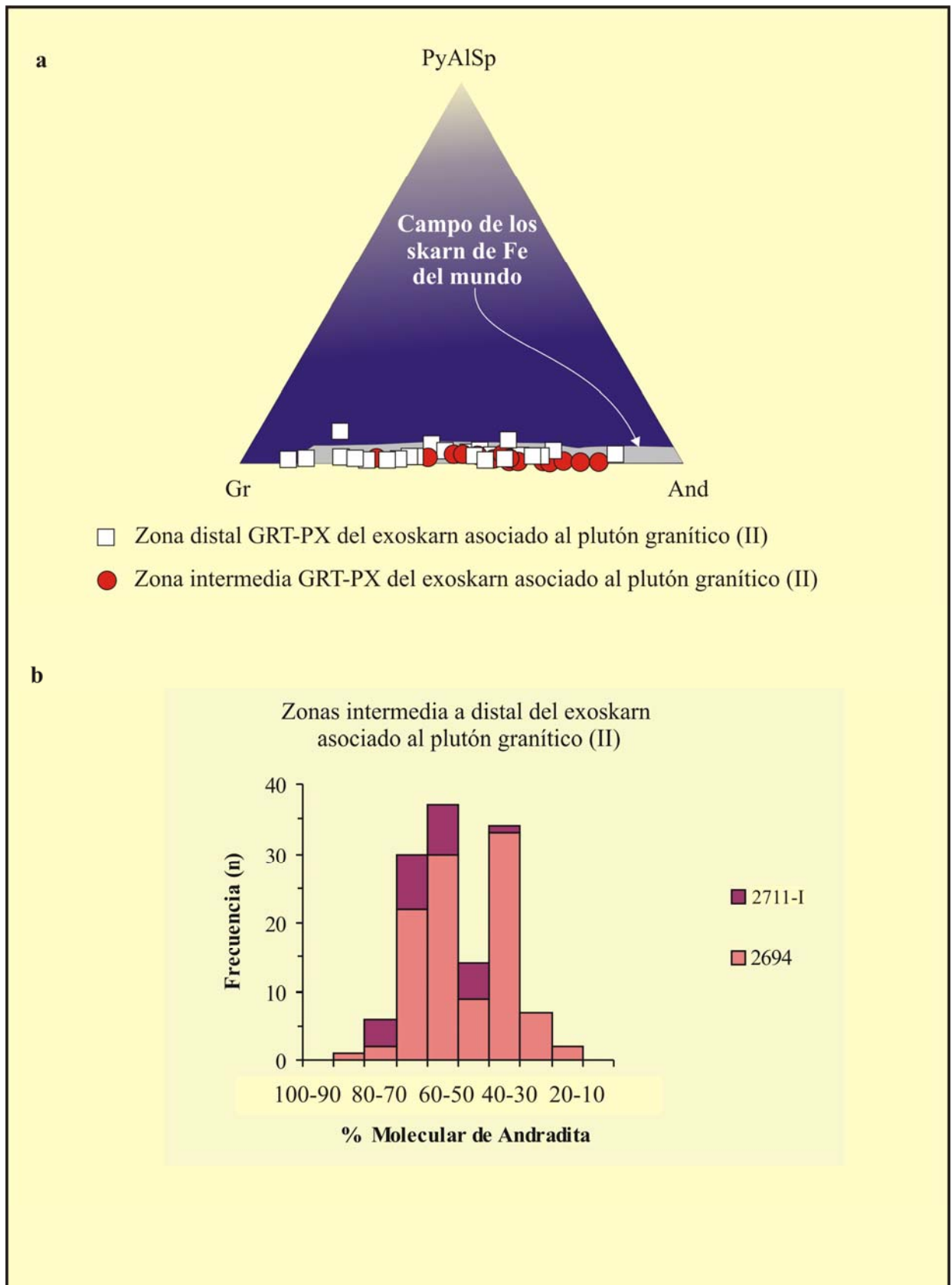


Figura 5-28. a- Diagrama ternario que representa la composición de los granates del exoskarn asociado al plutón granítico, y a modo comparativo, se grafica el campo de la composición de los granates de skarns de hierro del mundo (Meinert, et al., 2005) y b- de frecuencias que ilustran la composición de los granates (expresadas como porcentaje molecular de sus miembros extremos, de los análisis de las tablas 5-15 y 5-18) de las zonas intermedia y distal del exoskarn asociado al plutón granítico.

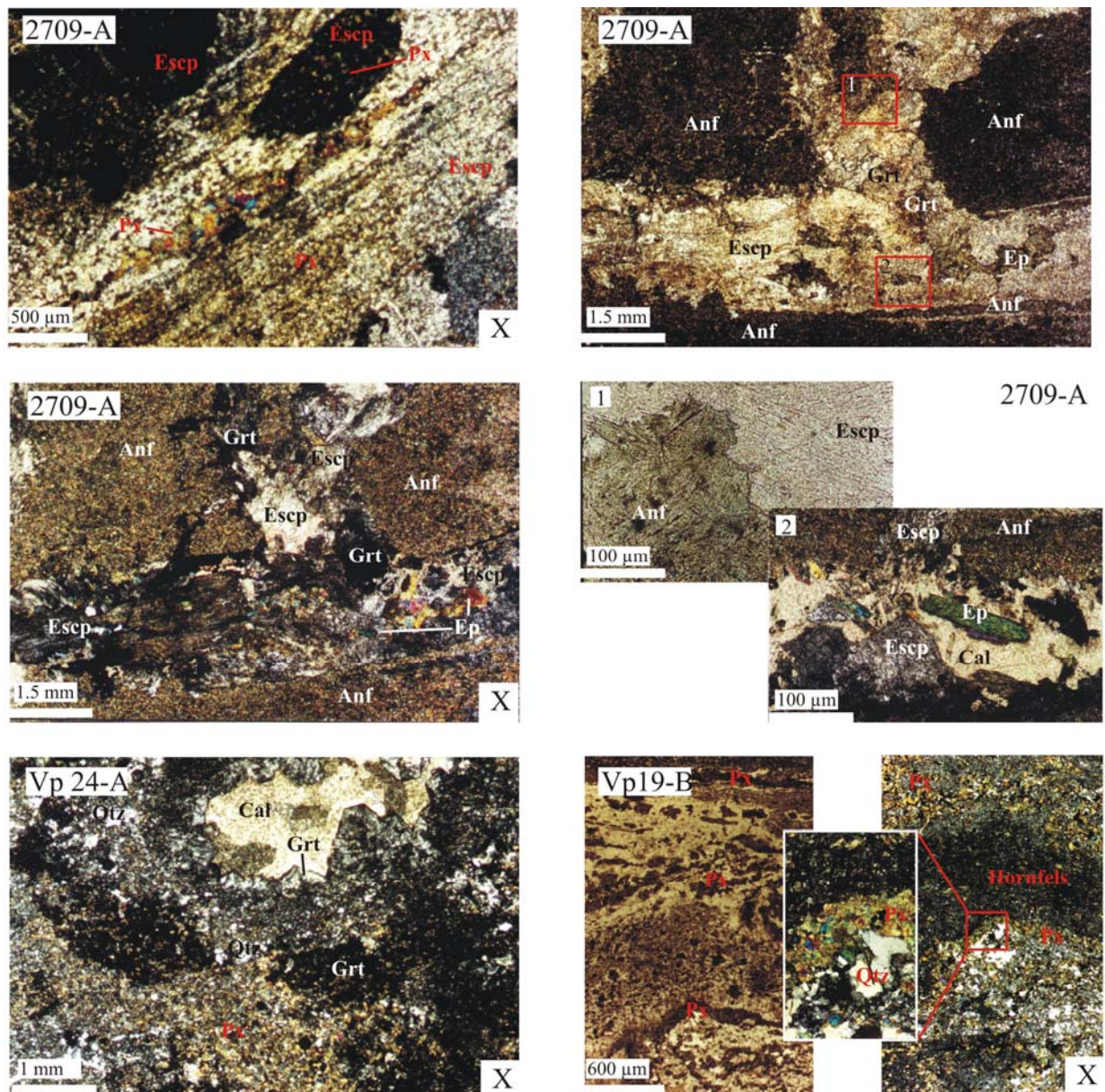


Figura 5-29. Microfotografías con luz transmitida que representan las relaciones texturales entre los minerales del exoskarn asociado al plutón granítico de las fetas de rocas ilustradas en las Figs 5-7, 5-10 y 5-26 (ver texto).

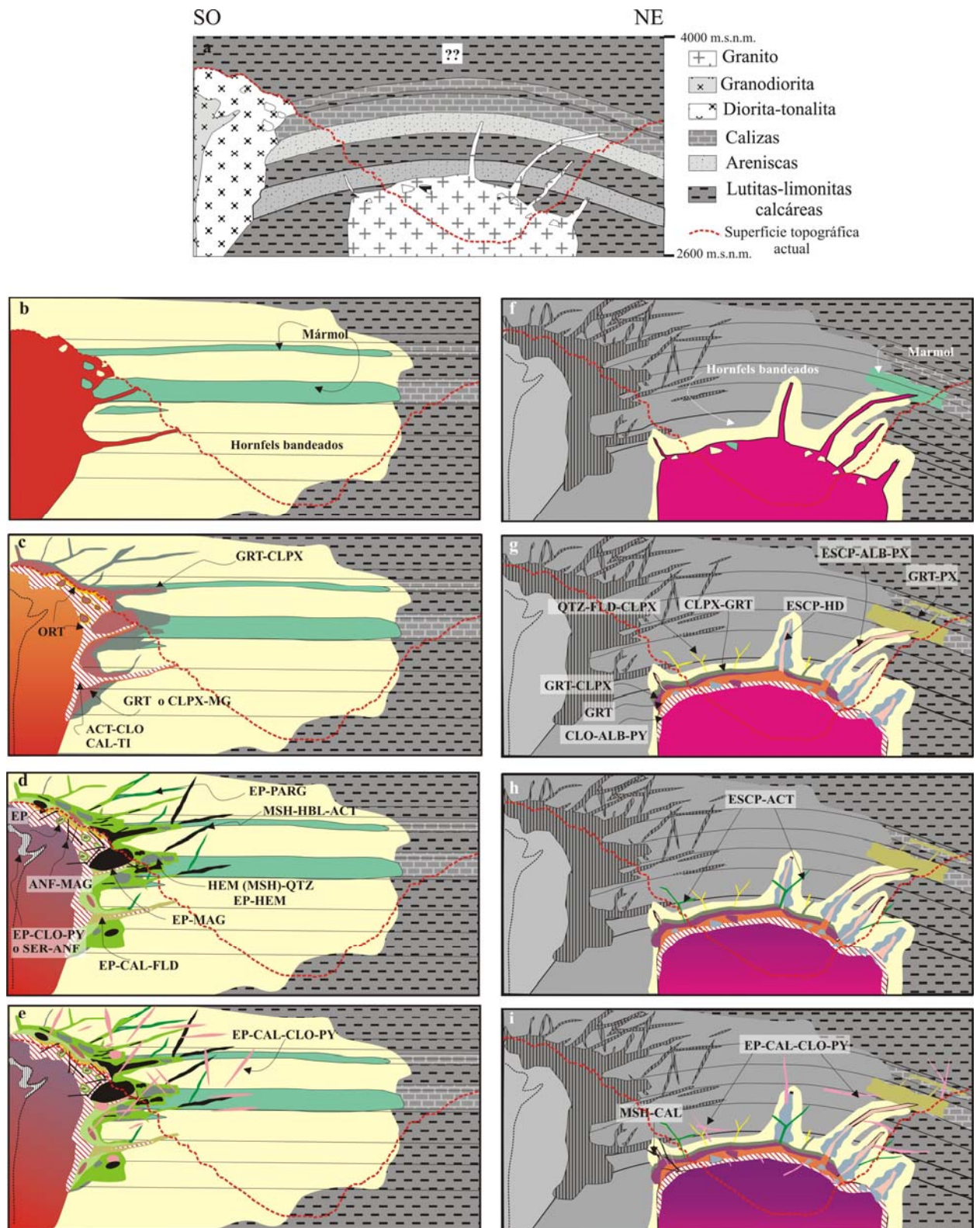


Figura 5-30. Modelo temporal de la evolución de las alteraciones vinculadas a los tres plutones, diorítico, granodiorítico y granítico, (ver texto).

Tabla 5-1. Paragénesis y asociaciones minerales halladas en el área del prospecto Vegas Peladas y sus abreviaturas

Paragénesis y Asociaciones Minerales de alteración	Abreviatura	Plutón diorítico-Endoskarn (I)	Hornfels (I)	Exoskarn interno (I)	Exoskarn intermedio (I)	Exoskarn externo (I)	Plutón granodiorítico	Plutón granítico-endoskarn (II)	Hornfels (II)	Exoskarn interno (II)	Exoskarn intermedio (II)	Exoskarn externo (II)	Diques andesíticos
actinolita ± clorita ± calcita ± titanita ± ortoclasa ± epidoto ± pirlita (magnetita)	ACT-CLO-CAL-TI	X						X					
ortoclasa + cuarzo	ORT	X											
cuarzo ± epidoto ± anfíbol ± pirlita	EP	X											
epidoto + calcita + feldespato alcalino (anfíbol-titanita)	EP-CAL-FLD	X											
anfíbol ± cuarzo ± magnetita ± epidoto ± feldespato alcalino	ANF-MAG	X											
cuarzo + feldespato ± epidoto ± calcita ± titanita (pirlita)	QTZ-FLD		X						X				
cuarzo + feldespato + clinopiroxeno ± titanita (pirlita)	CLPX-TI		X						X				
biotita + rutilo ± pirrotina (magnetita)	BT-RUT		X										
sericita + rutilo ± titanita ± pirlita (marcasita-magnetita)	SER-RUT		X						X				
clinopiroxeno + magnetita + cuarzo	CLPX-MAG			X									
granate ± cuarzo	GRT			X									
granate ± clinopiroxeno	GRT-CLPX				X					X	X	X	
epidoto + magnetita ± cuarzo	EP-MAG			X	X								
epidoto ± mushketovita + cuarzo	MSH-QTZ				X								
epidoto + hematita ± cuarzo ± albita	EP-HEM				X								
epidoto + ferropargasita ± cuarzo	EP-PARG				X								
mushketovita + actinolita + magnesiohornblenda ± epidoto ± cuarzo	MSH-HBL-ACT					X	X						
hematita + anfíbol ± cuarzo ± feldespato	HM-ANF						X						
epidoto + cuarzo	EP				X	X			X	X	X	X	
feldespato alcalino ± epidoto ± cuarzo, calcita ± titanita ± clorita ± pirlita	EP-CAL-CLO-PY		X	X	X	X	X		X	X	X	X	
sericita + anfíbol	SER-ANF						X						
clorita ± albita ± pirlita (calcita ± epidoto)	CLO-ALB-PY							X					
granate castaño ± cuarzo ± feldespato alcalino ± calcita	GRT							X					
escapolita ± albita ± piroxeno	ESCP-ALB-PX							X					
mushketovita ± calcita ± cuarzo	MSH-CAL							X					
escapolita + cuarzo ± feldespato (pirlita)	ESCP								X				
anfíbol + cuarzo + feldespato ± materia orgánica	ANF								X				
clinopiroxeno ± granate ± cuarzo – feldespato	CLPX-GRT											X	
escapolita ± hedembergita (granate ± pirlita)	ESCP-HD									X	X	X	

Tabla 5-1. Continuación

Paragéneis y Asociaciones Minerales de	Abreviatura	Plutón	Hornfels	Exoskarn	Exoskarn	Exoskarn	Plutón	Plutón	Hornfels	Exoskarn	Exoskarn	Exoskarn	Diques
escapolita ± ferroactinolita ± pirita	ESCP-ACT									X	X		
cuarzo + feldespato ± clinopiroxeno ± granate	QTZ-FLD-CLPX											X	
escapolita + granate ± clinopiroxeno	ESCP-GRT											X	
calcita ± sericita ± clorita ± calcedonia y pirita	SER-CLO-PY												X
biotita + anfíbol ± clorita + pirita	BT-ANF-PY												X

Ab = albita, Act = actinolita, Adr = andradita, Alm = almandino, Amf = anfíbol, Ap = apatita, Bt = biotita, Bx = brecha, Cal = calcita, Calc = Calcedonia, Clo = clorite, Di = diopsido, Ep = Epidoto, Escp = escapolita, Fld = feldespato, Grt = granate, Hbl = hornblenda, Hd = hedenbergita, Hem = hematita, Ilm = ilmenita, Kao = kaolinita, Mag = magnetita, Mr = marcasita, Msh = Mushketovita., Or = ortoclase, Prg = pargasita, Po = pirrotina, Py = pirite, Px = piroxeno, Qtz = cuarzo, Escp = escapolita, Sd = siderita, Ti = titanita, Sps = spessartina; símbolos según Kretz, 1983

Tabla 5-2. Análisis de microsonda electrónica representativos de los feldespatos alcalinos del skarn asociado al plutón diorítico (muestras: 2696, 2648, 2701-F) y del endoskarn asociado al plutón granítico (2629-B).

Alteración	Plutón diorítico		Exoskarn EP-CA-CLO-PY			Exoskarn EP-HEM				Dique Riolítico						
	Muestra %	2696-1	2696-2	2648-6	2648 4	2701F-1			2701F-2-1				2629-B-2			
SiO ₂	64.21	63.25	69.34	61.29	57.93	72.53	66.47	66.31	67.73	68.73	68.39	68.23	66.5	63.9	63.5	61.3
TiO ₂	0.01	0.07	0.027	0.003	0.010	0.001	0.000	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	17.72	17.41	20.90	19.45	15.80	17.10	19.95	20.99	20.12	19.70	19.94	20.50	20.6	22.1	22.5	21.1
MnO	0.04	0.05	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
MgO	0.02	1.71	0.02	0.00	0.00	0.02	0.40	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.02
FeO	0.35	0.99	0.07	0.01	0.03	0.06	0.89	0.08	0.03	0.06	0.03	0.08	0.11	0.03	0.17	0.25
CaO	0.07	1.36	0.42	0.53	0.22	1.03	1.21	1.92	1.40	0.49	0.96	0.94	1.96	3.82	4.03	3.62
Na ₂ O	0.73	0.63	6.20	10.30	6.05	9.06	10.73	10.78	10.83	11.67	11.15	11.33	10.8	9.96	9.37	10.3
K ₂ O	15.22	13.57	0.03	0.05	0.01	0.11	0.18	0.16	0.10	0.05	0.13	0.08	0.18	0.1	0.19	0.09
Total	98.40	99.12	97.1	91.6	80.1	99.9	99.8	100.3	100.2	100.7	100.6	101.2	100	99.9	99.8	96.7
Nº de iones en base a 32 oxígenos					Nº de iones en base a 32 oxígenos											
Si	12.05	11.81	12.17	11.71	12.36	12.52	11.73	11.63	11.83	11.94	11.89	11.81	11.7	11.3	11.3	11.3
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.92	3.83	4.32	4.38	3.98	3.48	4.15	4.34	4.15	4.03	4.09	4.18	4.27	4.62	4.7	4.57
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.48	0.01	0.00	0.00	0.01	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe ⁺²	0.05	0.15	0.01	0.00	0.01	0.01	0.13	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04
Ca	0.01	0.27	0.08	0.11	0.05	0.19	0.23	0.36	0.26	0.09	0.18	0.18	0.37	0.72	0.77	0.71
Na	0.27	0.23	2.09	3.79	2.49	3.03	3.67	3.67	3.67	3.93	3.76	3.80	3.66	3.42	3.22	3.66
K	3.64	3.23	0.01	0.01	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02
X	15.97	15.65	16.50	16.09	16.34	16.00	15.88	15.98	15.98	15.97	15.98	16.00	15.9	15.9	16	15.8
Z	3.92	3.73	2.18	3.91	2.542	3.25	3.94	4.06	3.95	4.03	3.97	3.99	4.07	4.16	4.03	4.40
%Mol Ort	92.89	86.58	0.29	0.32	0.15	0.77	1.03	0.86	0.57	0.27	0.72	0.42	1.00	0.52	1.09	0.46
%Mol Alb	6.77	6.13	96.07	96.92	97.87	93.36	93.19	90.26	92.81	97.45	94.75	95.20	89.9	82.1	79.9	83.3
%Mol An	0.34	7.29	3.64	2.76	1.98	5.87	5.78	8.88	6.62	2.28	4.53	4.39	9.06	17.4	19	16.2

Tabla 5-3. Análisis de Difracción de Rayos X de las muestras del prospecto Vegas Peladas: las rocas ígneas, sedimentarias, endoskarns, hornfels y exoskarns

Muestra	Tipo de roca	Mineralogía fracción < a 2 µm	Mineralogía muestra total	Tipo de Feldespato
Vp 10	Granito	-----	Plagioclasa: Cuarzo: Feldespato potásico Traza de Minerales arcillosos	58% 33% 9%
Vp 6	Granito c/ alt.: Cl ± Cal ± Qtz ± Py ± Ep	Clorita: 100 % Clinocloro	Cuarzo: Feldespato Minerales arcillosos + mica: Traza de calcita (menos del 1%)	85% 11% 4% <1
Vp21-F	Endoskarn en diorita: Or ± Qtz ± Ep ± Amf	Tipos de arcilla Clorita: 100 %	Feldespato Cuarzo: Minerales arcillosos + mica: Trazas de calcita	95% 4% 1%
Vp 21-H	Endoskarn en diorita: Or ± Qtz ± Ep ± Amf	Tipo de arcilla Clorita: 100 %	Feldespato: Cuarzo: Minerales arcillosos + mica:	97% 2% 1%
2653-C	Endoskarn en diorita: Or ± Qtz ± Ep ± Amf	Feldespato monoclinico normal (ortosa y feldespato alcalinos)		Or 86%
2698	Endoskarn Or ± Qtz ± Ep ± Amf	Tipo de arcilla: Clorita	Cuarzo: Feldespato potásico: Plagioclasa: Minerales arcillosos + mica:	48% 27% 23% 2%
2716-A	Arenisca Qz-Feld con cemento calcáreo	No se detectó carbón	Cuarzo: Calcita: Feldespato: Minerales arcillosos + mica:	32% 29% 24% 15%
2717	Wackestone	Tipos de arcillas: Illita 100 % (IK: 0,45). No se detectó carbón	Calcita Cuarzo: Feldespato	88% 5% 3%
2694-C	Hornfels qz-feld grano muy fino	No hay minerales de arcillas	Minerales arcillosos + mica: Plagioclasa: Feldespato potásico: Cuarzo:	4% 53% 32% 15%
2643	Hornfels Sericítico de grano muy fino	Tipos de arcillas Illita: 84 % (IK: 0,30) Esmeclita: 11 % Clorita: 5 %	Minerales arcillosos + mica: Cuarzo: Feldespato:	50% 20% 30%
2647	Hornfels Sericítico de grano muy fino	Tipos de arcillas Illita: 50 % (IK: 0,25) Clorita: 50 %	Minerales arcillosos + mica: Cuarzo: Feldespato:	7% 46% 47%
2655	Hornfels Sericítico de grano muy fino	Tipos de arcillas Illita: 60 % (IK: 0,25) Clorita: 40 %	Minerales arcillosos + mica: Cuarzo: Feldespato:	5% 40% 55%

Tabla 5-3. Continuación

Muestra	Tipo de roca	Mineralogía fracción < a 2 μ m	Mineralogía muestra total	Tipo de Feldespato
2656	Hornfels de grano muy fino	Tipos de arcilla Clorita	Plagioclasa:	45%
			Feldespato potásico:	25%
			Cuarzo:	26%
			Minerales arcillosos + mica:	4%
Vp 19-I 2	Hornfels anfíbólico de grano muy fino	No se detectó carbón	Feldespato:	53%
			Cuarzo:	33%
			Minerales arcillosos + mica:	14%
2653 A	Exoskarn retrógrado proximal	Qz + Ep No hay minerales de arcillas	Cuarzo:	99%
			Feldespato:	1% -----
			Anfibol (en la fracción < 2 μ m)	
2699	Exoskarn retrógrado proximal	Anfibol fibroso	Cuarzo:	78%
			Feldespato:	22%
			Anfibol (en la fracción < 2 μ m)	
2693-7	Hornfels piroxénico	No hay minerales de arcillas	Cuarzo	
			Feldespato	
			Plagioclasa:	
			Piroxeno: Diópsido	

Tabla 5-4. Composición química de granates de las zonas interna e intermedia del exokarn asociado al plutón diorítico. El cálculo de la fórmula fue realizado en base a 12 oxígenos, siguiendo el criterio de Rickwood, 1968.

Muestra	2651-1				2651-2								2651-3								2651-4			
Mineral	granate				granate								granate								granate			
posición	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
%																								
SiO ₂	36.7	36.3	37.9	37.2	36.0	36.2	35.8	36.9	36.9	34.9	35.9	36.4	35.7	36.6	36.7	35.9	36.81	36.16	37.34	36.93	36.5	36.1	36.6	35.78
TiO ₂	0.07	0.05	0.11	0.117	0.083	0.116	0.126	0.393	0.162	0.827	0.296	0.312	0.3	0.3	0.3	0.328	0.345	0.405	0.685	0.94	0.47	0.20	0.30	0.245
Al ₂ O ₃	11.2	9.28	9.41	11.37	5.491	5.699	6.464	7.295	7.738	7.293	7.528	7.621	8.2	7.6	8.5	8.272	7.19	8.225	8.655	10.47	7.72	8.50	7.92	8
CaO	34.3	34.1	34.6	34.5	33.1	33.2	33.0	33.7	33.4	33.4	33.2	33.8	34.1	34.3	34.2	34.31	34.15	34.26	34.4	34.43	33.5	33.3	33.3	33.56
MgO	0.01	0.00	0.00	0.045	0.025	0.066	0.063	0.098	0.037	0.091	0.019	0.036	0.0	0.1	0.0	0.021	0.118	0.041	0.055	0.051	0.06	0.02	0.04	0.041
FeO	1.54	1.54	0.00	1.166	1.683	1.334	1.713	1.168	1.835	2.177	2.051	1.389	1.3	0.8	1.3	1.264	0.113	1.147	0.393	1.119	1.81	1.99	1.38	1.853
Fe ₂ O ₃	15.6	18.4	18.4	15.5	23.6	23.3	22.0	21.1	20.7	20.0	20.4	20.5	19.5	20.6	19.4	19.47	21.15	19.48	18.88	15.88	20.3	19.1	20.0	19.81
MnO	0.19	0.21	0.19	0.16	0.127	0.157	0.155	0.169	0.161	0.173	0.104	0.206	0.1	0.1	0.2	0.116	0.259	0.078	0.145	0.167	0.22	0.23	0.21	0.23
Total	100	100	101	99.99	100.1	100	99.33	100.7	101	98.92	99.47	100.2	99.25	100.4	100.5	99.69	100.1	99.79	100.6	99.98	101	99.5	99.8	99.5
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos																								
Si	2.913	2.902	2.972	2.933	2.91	2.918	2.903	2.93	2.929	2.85	2.901	2.91	2.886	2.915	2.915	2.886	2.936	2.899	2.946	2.92	2.909	2.904	2.932	2.888
Ti	0.00	0.00	0.007	0.007	0.005	0.007	0.008	0.023	0.01	0.051	0.018	0.019	0.017	0.017	0.021	0.02	0.021	0.024	0.041	0.056	0.028	0.012	0.018	0.015
Al	1.048	0.874	0.87	1.057	0.523	0.542	0.619	0.684	0.723	0.702	0.717	0.719	0.777	0.719	0.795	0.784	0.676	0.777	0.805	0.976	0.726	0.806	0.748	0.761
Ca	2.923	2.921	2.911	2.913	2.863	2.867	2.873	2.866	2.838	2.923	2.873	2.895	2.947	2.933	2.907	2.955	2.918	2.942	2.908	2.917	2.862	2.872	2.861	2.902
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.005	0.008	0.004	0.003	0.014	0.005	0.006	0.006	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	0.103	0.103	0	0.077	0.114	0.09	0.116	0.078	0.122	0.149	0.139	0.093	0.091	0.051	0.083	0.085	0.008	0.077	0.026	0.074	0.121	0.134	0.092	0.125
Fe ⁺³	1.036	1.227	1.208	1.019	1.598	1.574	1.495	1.401	1.376	1.367	1.377	1.371	1.318	1.373	1.288	1.309	1.411	1.306	1.246	1.05	1.354	1.288	1.337	1.337
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.007	0.008	0.010	0.008	0.017	0.005	0.010	0.011	0.015	0.016	0.015	0.016
Grosularita	46.2	36.1	37.6	47.2	16.0	17.3	21.7	26.1	26.5	27.3	27.8	28.8	31.05	28.8	33.48	31.61	27.32	32.06	35.28	45.74	45.74	28.56	32.36	29.19
Pyraspyta	0.459	0.485	0.429	0.69	1.61	1.754	1.045	2.161	3.085	0.808	0.967	0.521	0.427	0.543	0.274	0.361	0.593	0.352	1.297	0.586	0.586	1.60	1.10	2.403
Andradita	53.32	63.44	61.99	52.12	82.41	80.9	77.27	71.74	70.46	71.92	71.21	70.65	68.53	70.66	66.25	68.03	72.09	67.59	63.42	53.67	53.67	69.84	66.54	68.41

En esta y en las siguientes tablas: b=borde; c=centro y n = núcleo, hacen referencia a la zona del cristal donde se realizó el análisis.

Tabla 5-4. Continuación

Muestra	2650-D-1			2650-D-2			2650-D-2						2650-D-3											
Mineral	granate			granate			granate						granate											
Posición	b	c	b	zona anisótropa			zona anisótropa						zona anisótropa											
%																								
SiO ₂	35.32	37.08	36.79	35.65	34.48	35.2	35.2	34.42	34.47	34.45	36.32	35.98	30.45	31.71	35.43	32.81	33.88	35.13	35.01	34.97	35.66	34.05	37.04	34.65
TiO ₂	0.10	0.13	0.25	0.17	0.35	0.07	0.45	0.339	0.666	0.534	0.105	0.615	1.504	1.417	0.314	0.345	0.375	0.223	0.61	0.343	0.074	0.083	0.04	0.37
Al ₂ O ₃	7.906	24.6	22.09	7.663	6.196	6.882	4.589	4.703	2.89	3.518	7.589	5.681	6.186	5.952	7.024	3.295	3.199	4.756	3.983	4.399	6.842	6.383	6.894	4.404
CaO	33.23	23.33	23.43	34.22	33.55	33.59	33.55	33.32	32.24	31.96	34.01	33.12	23.68	30.88	33.39	31.73	32.09	33.67	33.26	32.69	33.21	33.59	33.46	32.74
MgO	0.019	0.085	0.032	0.043	0.072	0.055	0.064	0.05	0.063	0.101	0.063	0.103	0.107	0.134	0.072	0.081	0.085	0.063	0.086	0.055	0.037	0.037	0.046	0.085
FeO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Fe ₂ O ₃	18.1	9.237	11.59	17.61	18.91	18.91	21.75	21.63	24.53	23.15	18.69	20.59	15.49	15.09	18.65	23.49	23.95	21.52	22.27	22.24	19.66	19.62	19.81	22.09
MnO	0.839	0.371	0.016	0.236	0.265	0.475	0.386	0.439	0.66	0.657	0.376	0.659	0.742	0.883	0.764	0.545	0.671	0.362	0.406	0.573	0.438	0.422	0.405	0.464
Total	95.51	94.83	94.21	95.6	93.82	95.17	96	94.9	95.53	94.37	97.15	96.75	78.16	86.07	95.64	92.29	94.25	95.71	95.63	95.27	95.91	94.18	97.69	94.8
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos																								
Si	2.947	2.873	2.891	2.968	2.946	2.957	2.957	2.931	2.933	2.955	2.975	2.978	3.053	2.949	2.959	2.894	2.923	2.959	2.958	2.961	2.967	2.908	3.015	2.95
Ti	0.006	0.008	0.015	0.011	0.023	0.00	0.029	0.022	0.043	0.034	0.006	0.038	0.113	0.10	0.02	0.023	0.024	0.014	0.039	0.022	0.00	0.005	0.00	0.024
Al	0.778	2.247	2.046	0.752	0.624	0.681	0.454	0.472	0.29	0.356	0.733	0.554	0.731	0.653	0.692	0.343	0.325	0.472	0.397	0.439	0.671	0.643	0.661	0.442
Ca	2.971	1.936	1.973	3.053	3.072	3.023	3.02	3.039	2.939	2.937	2.984	2.938	2.544	3.077	2.988	3.000	2.966	3.039	3.011	2.966	2.961	3.074	2.918	2.987
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.006	0.008	0.013	0.008	0.013	0.016	0.019	0.009	0.011	0.011	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺³	1.263	0.599	0.762	1.226	1.351	1.328	1.528	1.540	1.746	1.660	1.280	1.425	1.298	1.173	1.303	1.733	1.728	1.52	1.57	1.57	1.37	1.40	1.35	1.57
Mn	0.059	0.024	0.001	0.017	0.019	0.034	0.027	0.032	0.048	0.048	0.026	0.046	0.063	0.07	0.054	0.041	0.049	0.026	0.029	0.041	0.031	0.031	0.028	0.033
Grosularita	33.6	67.56	60.31	37.3	30.22	31.23	21.27	19.88	8.828	13.65	34.31	26.23	33.63	37.34	31.84	8.407	9.282	22.02	18.84	18.61	29.64	26.51	31.81	18.53
Pyraspyta	2.095	1.188	0.168	0.74	0.965	1.377	1.20	1.298	1.894	2.052	1.134	1.98	2.584	2.986	2.128	1.775	2.052	1.138	1.349	1.622	1.193	1.212	1.109	1.501
Andradita	64.3	31.25	39.52	61.97	68.82	67.39	77.53	78.83	89.28	84.29	64.55	71.79	63.79	59.68	66.03	89.82	88.67	76.84	79.81	79.77	69.17	72.28	67.08	79.97

Tabla 5-4. Continuación

Muestra	2701-F-2						2701-F-3						2687-1														
Mineral	granate						granate						granate														
Posición	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
%																											
SiO ₂	36.76	36.72	35.95	36.52	47.79	36.9	36.36	36.79	36.63	36.4	37.7	41.5	36.9	37.2	37	37.2	37	37	36.6	36.7	36.7	37.4	36.8	36.5	36.4	37.1	
TiO ₂	1.144	0.772	1.205	1.301	0.086	1.22	1.674	1.122	1.513	1.32	1.23	0.8	1.24	0.06	0.09	0.07	0.06	0.04	0.05	0.00	0.01	0.05	0.03	1.18	1.31	0.84	
Al ₂ O ₃	7.73	8.87	6.86	8.30	0.96	8.73	5.92	6.79	7.325	6.37	10.2	11.5	8.58	9.10	8.94	8.85	8.88	8.33	8.64	8.04	7.94	10.6	9.55	7.49	6.64	9.25	
CaO	33.66	34.32	33.97	34.31	24.44	34.6	34.37	34.15	34.18	34.1	34.5	28.8	33.6	34.4	34.4	34.2	34.3	34.3	34.1	33.9	34.1	34.2	34.0	34.5	34.1	34.2	
MgO	0.026	0.027	0.018	0.03	4.085	0.03	0.034	0.062	0.038	0.04	0.03	0.01	0.03	0.05	0.04	0.04	0.01	0.04	0.05	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	
FeO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	
Fe ₂ O ₃	17.83	16.47	18.78	17.12	20.64	16.4	18.81	18.51	17.77	18.8	14.5	12.5	17.5	16.8	16.8	17.5	16.9	17.2	17.3	18	18.3	15.2	16.1	18	18.6	16.2	
MnO	0.685	0.649	0.524	0.645	0.537	0.64	0.071	0.249	0.293	0.26	0.68	0.53	0.88	0.63	0.6	0.59	0.52	0.53	0.59	0.58	0.54	0.81	0.67	0.23	0.24	0.51	
Total	97.83	97.83	97.31	98.22	98.54	98.5	97.23	97.67	97.76	97.3	98.8	95.7	98.7	98.3	97.9	98.5	97.8	97.4	97.4	97.2	97.6	98.3	97.1	97.9	97.2	98.2	
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos																											
Si	2.98	2.97	2.95	2.95	3.68	2.96	2.98	3.00	2.976	2.98	2.99	3.28	2.96	2.99	2.99	2.99	3.00	3.01	2.98	2.99	2.99	2.99	2.99	2.96	2.98	2.98	
Ti	0.07	0.05	0.07	0.08	0.00	0.07	0.10	0.07	0.092	0.08	0.07	0.05	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.08	0.05	
Al	0.74	0.85	0.66	0.79	0.09	0.83	0.57	0.65	0.702	0.62	0.96	1.08	0.81	0.86	0.85	0.84	0.85	0.80	0.83	0.77	0.76	1.00	0.92	0.72	0.64	0.88	
Ca	2.925	2.975	2.986	2.971	2.014	2.98	3.022	2.979	2.975	3	2.93	2.44	2.89	2.97	2.98	2.94	2.98	2.99	2.98	2.97	2.98	2.93	2.96	3	2.99	2.94	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	
Fe ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ⁺³	1.21	1.114	1.288	1.157	1.328	1.11	1.291	1.261	1.207	1.29	0.97	0.83	1.17	1.13	1.13	1.18	1.14	1.17	1.18	1.23	1.25	1.02	1.09	1.22	1.27	1.09	
Mn	0.047	0.044	0.036	0.044	0.035	0.04	0.005	0.017	0.02	0.02	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03	
Grosularita	37.46	42.14	33.17	39.59	32.13	42.4	34.78	36.05	38.31	34.4	49.9	61	38.5	41.8	41.6	39.6	41.4	40.1	39.1	37.1	36	46.9	43.4	37.6	35.2	43.8	
Pyraspyta	1.684	1.608	1.308	1.619	13.7	1.59	0.304	0.825	0.832	0.78	1.64	1.11	2.12	1.62	1.53	1.51	1.26	1.37	1.58	1.38	1.40	1.99	1.69	0.71	0.74	1.33	
Andradita	60.85	56.26	65.52	58.79	54.18	56.0	64.92	63.13	60.86	64.8	48.5	37.9	59.3	56.6	56.9	58.9	57.3	58.5	59.3	61.5	62.6	51.1	54.9	61.7	64.1	54.9	

Tabla 5-4. Continuación

Muestra	2632-1		2632-2				2632-3				2632-4				2711-M1										2711 M2	2711 M3		
Mineral	granate		granate				granate				granate				granate										grt	grt		
	-	-	-	b	c	n	b	c	c	n	b	c	c	n	b	b	c	n	n	n	b	b	c	c	b	b	c	
%																												
SiO ₂	34.0	35.5	34.9	36.6	36.6	36.6	36.1	37.0	36.2	35.3	34.0	34.3	34.4	34.5	36.6	35.1	35.3	35.5	35.3	35.2	35.3	35.3	35.4	35.5	35.5	35.5	35.5	35.7
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.06	0.20	0.22	0.03	0.36	0.07	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00	0.02	0.05	0.02	0.02	0.04	0.03	0.07	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	1.35	8.27	6.40	10.5	11.8	12.3	9.00	12.6	10.1	7.14	0.177	0.3	0.16	0.19	9.7	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.5	1.4	1.4	1.4	1.5	1.56	1.50	1.71
CaO	32.1	33.5	33.3	34.1	34.0	34.6	33.4	34.2	34.3	33.7	32.57	32.8	33	32.7	34.5	32.4	32.9	32.8	32.8	33.1	32.8	33.1	33.1	32.6	32.7	32.6	33.0	32.7
MgO	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.04	0.11	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.02	0.03	0.03
FeO	1.00	1.01	1.24	1.17	0.95	1.31	1.32	1.19	0.87	1.03	0.723	0.39	0.36	0.43	0.9	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Fe ₂ O ₃	28.8	19.4	21.9	16.7	14.4	13.8	18.6	13.3	17	21	30.65	30.5	30.9	30.8	17.8	30.8	30.2	30.7	31.5	31.3	31.0	31.4	30.4	31.4	30.2	31.5	31.6	30.7
MnO	0.54	0.90	0.65	0.69	1.02	0.46	0.87	0.71	0.73	0.49	0.368	0.12	0.2	0.2	0.4	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.07	0.15
Total	97.9	98.6	98.4	99.7	99.0	99.3	99.4	99.3	99.3	98.7	98.47	98.4	99	99	100	99.9	99.8	100	101	101	101	101	100	101	99.8	101	102	101
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos																												
Si	2.87	2.89	2.87	2.91	2.92	2.91	2.91	2.93	2.9	2.88	2.86	2.88	2.87	2.88	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.87	2.86	2.89	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.13	0.79	0.62	0.98	1.11	1.15	0.85	1.17	0.95	0.69	0.018	0.03	0.02	0.02	0.9	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.15	0.14	0.16	
Ca	2.90	2.92	2.93	2.91	2.90	2.94	2.88	2.90	2.94	2.95	2.94	2.95	2.96	2.93	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.8	2.9	2.82	2.85	2.84	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0	0	
Fe ⁺²	0.07	0.07	0.09	0.08	0.06	0.09	0.09	0.08	0.06	0.07	0.051	0.03	0.02	0.03	0.062	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe ⁺³	2.03	1.32	1.51	1.11	0.96	0.92	1.25	0.88	1.14	1.43	2.158	2.14	2.16	2.15	1.183	2.12	2.07	2.09	2.14	2.13	2.11	2.13	2.07	2.13	2.07	2.13	2.08	
Mn	0.04	0.06	0.05	0.05	0.07	0.03	0.06	0.05	0.05	0.03	0.026	0.01	0.01	0.01	0.025	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01
Grosularita	0.00	29.3	19.6	42.7	50.1	51.6	34.7	54.1	39.3	24.3	0.00	0.00	0.00	0.00	38.1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	
Pyraspyta	1.72	0.00	2.24	1.57	0.20	0.45	1.14	0.88	1.71	1.27	0.996	0.33	0.64	0.94	0.89	0.33	0.63	0.28	0.3	0.12	0.39	0.29	0.36	0.43	0.58	0.31	0.3	0.46
Andradita	100	100	68.4	78.8	57.1	49.5	47.3	45	59	74.4	99	99.7	99.4	99.5	61.0	99.7	99.4	99.7	99.7	100	99.6	100	99.6	99.6	99.4	99.7	99.7	99.5

Tabla 5-4. Continuación

Muestra	2711-M4							
Mineral	granate							
	c	c	c	c	c	n	c	c
%								
SiO ₂	35.5	35.7	35.8	35.6	35.7	35.6	35.9	35.6
TiO ₂	0.03	0	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	2.11	1.02	3.66	2.38	2.12	1.29	1.53	1.73
CaO	32.9	32.5	33.3	32.7	32.8	32.6	32.9	33
MgO	0.01	0.03	0.02	0.04	0.06	0.03	0.05	0.01
FeO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Fe ₂ O ₃	29.7	31.7	27.4	29.9	29.7	31.7	31.2	30.6
MnO	0.06	0.23	0.24	0.11	0.27	0.19	0.11	0.17
Total	100	101	100	101	100	101	102	101
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos								
Si	2.89	2.89	2.90	2.88	2.90	2.88	2.89	2.88
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.2	0.1	0.35	0.23	0.2	0.12	0.15	0.17
Ca	2.88	2.82	2.89	2.84	2.85	2.83	2.84	2.86
Mg	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0
Fe ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺³	2.02	2.15	1.85	2.03	2.01	2.14	2.1	2.07
Mn	0	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Grosularita	0.00	0.00	3.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pyraspyta	0.18	0.7	0.65	0.44	0.9	0.58	0.45	0.46
Andradita	99.8	99.3	95.7	99.6	99.1	99.4	99.6	99.5

Tabla 5-5. Composición química de los piroxenos, de la zona intermedia del exoskarn asociado al plutón diorítico. El cálculo de la fórmula en esta y las siguientes tablas, fue realizado en base a 6 oxígenos, siguiendo el criterio de [Morimoto et al., 1988](#).

Muestra	2687-1					2687-1					2687-2									
	piroxeno										piroxeno									
Mineral	piroxeno										piroxeno									
Posición	b	b	b	b	c	c	c	c	b	b	b	b	c	c	c	c	c	c	b	b
%																				
SiO ₂	50.9	51.7	50.9	50.7	51.3	51.6	51.5	51.2	51.1	51.7	51.7	51.8	53.0	52.8	52.4	52.4	52.2	52.3	50.7	52.0
TiO ₂	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	0.39	0.42	0.28	0.40	0.31	0.33	0.34	0.30	0.30	0.32	0.17	0.56	0.26	0.27	0.24	0.23	0.26	0.26	0.29	0.16
CaO	24.2	24.2	23.6	23.5	24.0	24.2	23.9	23.8	23.4	23.7	24.3	24.4	24.8	25.0	24.8	24.5	24.6	24.6	24.4	24.4
MgO	7.93	9.61	7.90	8.19	8.09	8.31	8.08	7.57	7.76	8.57	9.42	9.91	11.5	11.9	11.1	10.6	10.5	10.4	9.33	9.39
FeO	14.8	12.8	15.3	15.1	15.1	15.0	15.1	16.2	15.5	14.5	12.4	12.1	9.7	8.9	10.3	10.9	11.4	11.7	13.4	13.2
Fe ₂ O ₃	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
MnO	0.88	0.31	0.24	0.24	0.27	0.24	0.21	0.27	0.30	0.19	0.68	0.19	0.19	0.20	0.21	0.24	0.23	0.21	0.21	0.23
Na ₂ O	0.13	0.29	0.37	0.28	0.29	0.30	0.35	0.27	0.44	0.46	0.19	0.25	0.12	0.14	0.13	0.14	0.13	0.14	0.19	0.09
K ₂ O	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.2	99.4	98.7	98.5	99.5	100	100	100	99	100	99	99	100	99	99	99	99	100	99	100
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 6 oxígenos																				
Si	1.99	1.99	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2	2	1.99	2	2	2	2.01	2	2	1.98	2
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	1.01	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98	0.99	1.01	1	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.02	1.01
Mg	0.46	0.55	0.46	0.48	0.47	0.48	0.47	0.44	0.45	0.49	0.54	0.57	0.65	0.67	0.63	0.6	0.6	0.59	0.54	0.54
Fe ⁺²	0.48	0.41	0.5	0.5	0.49	0.48	0.49	0.53	0.51	0.47	0.4	0.39	0.31	0.28	0.33	0.35	0.36	0.37	0.44	0.43
Fe ⁺³	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Diópsido	47.4	56.7	47.6	48.8	48.3	49.3	48.4	45.1	46.7	50.9	56.2	58.9	67.4	70.1	65.3	62.7	61.8	60.8	55.0	55.4
Hedembegita	49.6	42.3	51.6	50.4	50.7	49.9	50.9	54	52.3	48.4	41.5	40.4	31.9	29.2	34	36.4	37.5	38.5	44.3	43.8
Johansenita	2.98	1.02	0.81	0.8	0.92	0.81	0.71	0.91	1.03	0.65	2.31	0.64	0.64	0.67	0.72	0.82	0.76	0.68	0.7	0.78

Tabla 5-5. Continuación

Muestra	2642-1			2642-2			2642-3						2642-4		2642-6	
Mineral	<i>px</i>			<i>piroxeno</i>			<i>piroxeno</i>						<i>piroxeno</i>		<i>px</i>	
Posición																
%																
SiO ₂	48.7	47.6	47.5	50.3	49.3	49.7	49.7	48.9	50.1	49.5	50.0	46.8	46.9	51.1	45.84	
TiO ₂	0.03	0.02	0.01	0.07	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	
Al ₂ O ₃	0.1	0.05	0.10	1.29	0.07	0.04	0.04	0.09	0.06	0.08	0.1	0	0.063	1.636	4.16	
CaO	23.4	22.9	23.0	12.1	23.4	23.3	23.3	23.4	23.5	23.6	23.4	23.5	23.4	12.4	11.89	
MgO	6.61	4.92	5.64	5.61	6.73	6.45	5.96	6.87	6.09	6.85	6.96	7.249	7.087	5.123	5.22	
FeO	15.3	17.8	16.9	27	15.8	16.7	17.8	15.1	17.7	15.5	16.2	10.53	12.09	27.3	28.41	
Fe ₂ O ₃	3.5	3.9	3.6	0.0	2.8	1.9	1.7	3.3	1.6	2.9	1.6	5.9	6.1	-	-	
MnO	1.18	1.01	0.28	1.74	1.23	1.39	1.11	1.13	1.21	1.2	1.11	2.341	0.983	1.537	0.68	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.009	0.01	0.09	0.27	
Total	99	98	97	98.2	99.3	99.6	99.7	98.8	100	99.7	99.5	96.34	96.69	99.18	96.50	
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 6 oxígenos																
Si	1.939	1.93	1.936	2.03	1.95	1.97	1.97	1.94	1.97	1.95	1.97	1.9	1.898	2.011	1.88	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.20	
Ca	1.00	1.00	1.01	0.53	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	0.99	1.02	1.02	0.52	0.52	
Mg	0.392	0.3	0.342	0.34	0.4	0.38	0.35	0.41	0.36	0.4	0.41	0.439	0.428	0.301	0.32	
Fe ⁺²	0.508	0.61	0.578	0.91	0.52	0.55	0.59	0.5	0.58	0.51	0.54	0.357	0.409	0.899	0.97	
Fe ⁺³	0.117	0.13	0.123	0.00	0.09	0.06	0.06	0.11	0.05	0.09	0.05	0.2	0.207	0.033	0.03	
Mn	0.04	0.03	0.01	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.08	0.034	0.051	0.02	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.08	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Dióxido	41.7	31.7	36.8	41.3	38.8	35.9	43.0	36.5	42.2	41.7	50.0	50.0	49.1	24.0	24	
Hedbergita	54.04	64.6	62.16	54.4	56.5	60.3	53	59.4	53.6	54.6	40.8	40.8	47.01	71.86	74.0	
Johansenita	4.231	3.68	1.043	4.27	4.74	3.81	4.02	4.13	4.19	3.79	9.18	0.18	3.872	4.098	1.80	

Tabla 5-6. Composición química de los epidotos del exoskarn retrógrado interno asociado al plutón diorítico, El cálculo de la fórmula estructural fue realizado en base a oxígenos 12 y para su clasificación se siguieron los criterios de [Deer, et al., 1962](#).

Muestra	2650-D														
Mineral	Epidoto														
posición	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
%															
SiO ₂	35.3	36.0	36.1	36.3	36.3	33.2	34.6	36.6	35.8	35.6	36.1	34.6	35.9	36.7	35.9
TiO ₂	0.5	0.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	18.9	19.0	19.4	20.5	20.5	18.8	19.1	20.0	19.9	19.7	20.2	19.3	19.5	20.1	19.7
CaO	23.1	23.2	23.0	22.5	22.7	22.5	22.6	22.7	22.3	22.6	22.9	22.5	22.6	22.0	22.4
MgO	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
FeO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Fe ₂ O ₃	15.1	15.3	15.0	14.8	14.6	14.5	14.7	15.2	14.5	15.1	14.8	14.8	15.0	14.9	14.9
MnO	0.0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2
Total	92.9	94.1	94.0	94.3	94.4	89.2	91.2	94.7	92.9	93.4	94.3	91.5	93.2	94.0	93.2
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos															
Si	3.09	3.11	3.11	3.11	3.11	3.04	3.09	3.13	3.12	3.1	3.1	3.07	3.12	3.15	3.12
Ti	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.95	1.93	1.98	2.07	2.07	2.02	2	2.01	2.05	2.02	2.04	2.02	2	2.03	2.02
Ca	2.17	2.15	2.13	2.07	2.08	2.2	2.16	2.07	2.08	2.11	2.11	2.14	2.11	2.03	2.09
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ⁺²	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Fe ⁺³	1.31	1.32	1.29	1.26	1.25	1.31	1.3	1.3	1.26	1.31	1.27	1.3	1.3	1.27	1.29
Mn	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.0	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Tabla 5-7. Composición química de los anfíboles del exoskarn asociado al plutón diorítico. El cálculo de la fórmula fue realizado en base a 23 oxígenos, siguiendo el criterio de [Leake et al., 1997](#).

Muestra	2656-1			2656-2				2656-4					2656-3				2642				
Mineral	Mg-Hbl	actinolita		actinolita				actinolita					actinolita				ferropargasita				
%																					
SiO ₂	52.40	48.88	51.73	51.97	51.53	52.80	52.56	55.22	52.03	52.61	52.56	50.95	51.74	52.30	51.08	51.66	35.86	36.01	36.21	35.35	35.88
TiO ₂	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.127	0.313	0.257	0.365	0.312
Al ₂ O ₃	1.64	3.71	1.87	1.39	0.96	1.41	1.97	1.01	1.60	0.68	0.98	1.58	1.24	1.28	1.16	1.23	10.18	8.555	9.21	9.644	8.687
CaO	12.61	12.48	12.74	12.53	12.48	12.47	12.58	12.47	12.77	12.70	12.91	12.52	12.47	11.90	12.06	12.19	10.93	11.01	11.15	10.96	10.84
MgO	13.39	10.24	13.25	13.86	13.27	13.31	13.58	12.86	13.40	12.25	13.68	12.30	12.37	11.24	11.64	11.82	0.701	0.857	0.828	0.772	1.225
FeO	18.00	22.63	17.39	17.86	19.32	18.22	18.56	19.15	18.07	19.54	17.90	20.09	18.08	19.45	19.09	20.29	34.49	34.32	34.54	34.1	33.07
MnO	0.09	0.13	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.09	0.05	0.07	0.08	0.07	0.06	0.17	0.04	0.336	0.284	0.232	0.349	0.346
K ₂ O	0.15	0.24	0.16	0.21	0.16	0.24	0.20	0.08	0.12	0.06	0.12	0.12	0.01	0.00	0.00	0.02	2.703	2.211	2.172	2.681	2.269
Na ₂ O	0.48	0.52	0.40	0.41	0.32	0.39	0.44	0.24	0.30	0.25	0.23	0.32	0.30	0.31	0.34	0.32	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
F	0.10	0.03	0.03	0.36	0.15	0.12	0.13	0.04	0.01	0.10	0.00	0.15	0.17	0.21	0.07	0.03	-	-	-	-	-
H ₂ O																	1.741	1.709	1.732	1.718	1.7
Total	Total	98.86	98.90	97.66	98.67	98.26	99.04	100.1	101.1	98.41	98.24	98.46	98.13	96.43	96.76	95.61	97.07	95.27	96.33	95.94	94.33
Cationes en base a 23 oxígenos con estimación del factor de corrección límite inferior del Fe																					
Si	7.635	7.263	7.610	7.591	7.575	7.692	7.566	7.888	7.594	7.763	7.655	7.534	7.747	7.873	7.752	7.687	5.987	6.114	6.067	5.979	6.133
AlIV	0.282	0.650	0.325	0.240	0.166	0.243	0.334	0.170	0.275	0.119	0.169	0.275	0.218	0.227	0.208	0.216	2.004	1.712	1.819	1.923	1.751
Ti	0.004	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.009	0.040	0.032	0.046	0.040
Sitios T	7.9	7.9	7.9	7.8	7.7	7.9	7.9	8.0	7.9	7.9	7.8	7.8	8.0	8.0	8.0	7.9	8.0	7.9	7.9	7.9	7.9
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.058	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.268	2.908	2.906	3.018	2.908	2.889	2.914	2.738	2.914	2.693	2.970	2.712	2.761	2.523	2.634	2.622	0.174	0.217	0.207	0.195	0.312
Fe ⁺²	1.915	1.473	1.786	1.575	1.822	2.009	1.872	2.288	1.780	2.141	1.748	1.950	2.072	2.448	2.238	2.215	3.402	3.373	3.323	3.374	3.320
Fe ⁺³	0.278	0.620	0.309	0.408	0.553	0.211	0.362	0.000	0.426	0.270	0.433	0.534	0.191	0.000	0.185	0.310	1.414	1.500	1.517	1.448	1.407
Sitios C	4.5	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5	5	5	5	5
Mn	0.011	0.017	0.010	0.009	0.008	0.007	0.008	0.006	0.011	0.006	0.009	0.010	0.009	0.008	0.021	0.005	0.048	0.041	0.033	0.050	0.050
Fe ⁺²	0.102	0.085	0.046	0.200	0.285	0.111	0.152	0.085	0.123	0.104	0.152	0.197	0.025	0.072	0.058	0.148	0.007	0.130	0.079	0.063	0.080
Ca	1.890	1.899	1.943	1.791	1.707	1.882	1.841	1.909	1.866	1.890	1.839	1.793	1.966	1.920	1.921	1.847	1.946	1.829	1.888	1.887	1.870
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Sitios B	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
Ca	0.082	0.088	0.065	0.169	0.259	0.065	0.100	0.000	0.131	0.119	0.176	0.191	0.034	0.000	0.040	0.097	0.009	0.173	0.113	0.099	0.116
Na	0.133	0.150	0.114	0.114	0.09	0.109	0.123	0.065	0.084	0.070	0.064	0.091	0.085	0.091	0.099	0.091	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
K	0.045	0.028	0.029	0.040	0.030	0.045	0.036	0.014	0.023	0.012	0.022	0.023	0.001	0.000	0.000	0.003	0.576	0.479	0.464	0.578	0.495
Sitios A	0.3	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.6	0.7	0.6	0.7	0.6
<u>Mg</u>																					
Mg+Fe ²	0.51	0.60	0.61	0.63	0.61	0.59	0.609	0.545	0.621	0.557	0.63	0.582	0.571	0.508	0.541	0.542	0.049	0.06	0.059	0.055	0.086

Tabla 5-8. Composición química de cloritas del exoskarn retrógrado interno asociado al plutón diorítico.

Muestra	2650-D		
Mineral	clorita		
Posición	b	n	b
%			
SiO ₂	24.68	25.87	25.02
TiO ₂	0.059	0.015	0.052
Al ₂ O ₃	17.76	17.63	17.82
MnO	1.126	1.151	1.347
MgO	10.64	11.29	9.73
FeO	29.94	28.93	31.09
Fe ₂ O ₃			
CaO	0.080	0.066	0.074
Na ₂ O	0.000	0.014	0.016
K ₂ O	0.003	0.006	0.009
Total	84.29	84.9778	85.1596
Nº de iones en base a 20 oxígenos y 16 (OH)			
Si	5.63	5.80	5.68
Al IV	2.37	2.20	2.32
Sitios T	8	8	8
Ti VI	0.01	0.00	0.01
Al VI	2.40	2.45	2.45
Fe VI	5.71	5.42	5.90
Mn VI	0.22	0.22	0.26
Mg VI	3.62	3.77	3.29
Sitios Oct	11.95	11.86	11.90
Ca	0.02	0.02	0.02
Na	0.00	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00
Sitios intercapa	0.02	0.02	0.03
Fe+2 : (Mg+Mn)	4.47	4.08	4.98
Fe+2 : (Fe+Mg+Mn)	1.20	1.15	1.25
Fe+2 : (Fe+Mg)	1.22	1.18	1.28

Tabla 5-9. Composición química de las magnetitas magmáticas y de las magnetitas del exoskarn asociado al plutón diorítico.

Muestra	2638-A	2638-A	2711-M		2711-M		2656-3			2656-3			2656-3			2656-3			
	Mineral	Mag	Magnetita		Magnetita		Mushketovita			Mushketovita			Mushketovita			Mushketovita			
			n	b	b	n	n	b	n	b	b	n	b	b	n	b	b	n	b
Wt %																			
SiO ₂	0.0741	0.018	2.87	0.88	0.18	0.17	2.29	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
TiO ₂	1.1323	0.078	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	0.0775	0.146	0.17	0.08	0.04	0.02	0.09	0.12	0.15	0.17	0.24	0.40	0.21	0.28	0.33	0.45	0.12	0.19	0.25
CaO	0.82	0.048	0.69	0.16	0.08	0.02	0.5	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
MgO	0.0363	0.035	0.15	0.01	0.01	0.00	0.1	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
FeO	85.853	88.64	83.0	87.2	87.9	87.4	85.8	94.2	94.2	94.0	94.2	94.1	95.3	95.2	94.8	93.5	93.7	95.2	94.1
MnO	0.4366	0.053	0.00	0.08	0.22	0.00	0	0.15	0.14	0.06	0.12	0.10	0.12	0.03	0.05	0.06	0.08	0.05	0.09
K ₂ O	0.136	0.00	0.10	0.04	0.01	0.01	0.08	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Na ₂ O	0.2778	0.00	0.16	0.00	0.01	0.01	0.07	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
ZnO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0.00	0.01	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01
CoO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.07	0.00	0.03	0.01
MoO ₃	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.078	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Total	89.0	89.13	87.2	88.5	88.5	87.7	89.1	94.5	94.5	94.4	94.6	94.7	95.7	95.6	95.3	94.1	93.9	95.5	94.6

Tabla 5-10. Geoquímica de la mena de hierro del exoskarn asociado con el plutón Diorítico.

Muestra	2656-3	2684A-C	2699-A	2699-B	2702-C	2704-A	2711-M	Std R-2/Au 1
Mineral	Msh	Mag	Espec	Espec	Mag	Mag	Mag	
Elemento %								
Mo	<0.001	<0.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	0.049
Cu	0.024	0.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	0.557
Pb	<.01	<.01	0.02	<.01	<.01	<.01	<.01	1.45
Zn	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	4.37
Ni	<.001	0.001	0.001	<.001	0.004	0.002	<.001	0.36
Co	0.003	0.003	0.003	0.001	<.001	<.001	<.001	0.44
Mn	0.06	0.04	0.02	0.01	0.12	0.11	0.05	0.21
Fe	54.64	50.15	33.45	14.26	60.23	42.94	30.94	22.03
As	<.01	<.01	<.01	<.01	0.01	<.01	0.01	0.26
Sr	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.174
Cd	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	0.3
Sb	<.001	<.001	0.00	<.001	0.00	<.001	<.001	0.129
Bi	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<.01	<0.1
Ca	0.28	0.92	0.11	0.1	0.37	1.92	10.09	2.4
P	0.008	0.032	0.036	0.016	0.013	0.017	0.004	0.085
Cr	0.0001	<.001	<.001	0.001	<.001	<.001	<.001	0.072
Mg	0.03	0.06	0.1	0.05	0.07	0.012	<.01	1.63
Al	0.07	0.21	0.17	0.17	0.4	0.037	0.13	1.45
Na	0.07	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.2
K	0.06	0.09	0.03	0.03	0.04	0.02	0.01	0.52
W	0.024	0.001	0.039	0.016	0.026	<.001	0.002	0.072
Hg	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	0.17
Elemento gr/tn								
Ag	2.9	<.3	0.5	<.3	<.3	<.3	0.7	159.4
Au	0.02	<.01	<.01	<.01	0.02	0.02	0.004	3.31

Tabla 5-11a. Análisis químicos de elementos mayoritarios y traza (%) para el cálculo de balance de masas

Muestra		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI	TOTAL	TOTAL sin LOI
2653-D	(Xa1)	56.5	16.69	6.11	<0.001	9.38	0.85	2.58	0.099	3.83	0.21	0.68	1.5	98.429	96.929
2653-C	(Xa2)	75.9	11.69	0.93	<0.001	1.41	4.74	0.04	0.015	3	<0.01	0.16	0.5	98.385	97.885
2653*	(XoI)	53.73	18.6	7.26	<0.001	9.04	1.1	3.05	0.118	3.79	0.279	0.832	1.16	98.959	97.799
2651-B1	(XA1)	51	15.52	12.24	0.01	5.81	3.58	1.49	0.153	3.31	0.13	0.66	4.5	98.403	93.903
2651-B2	(XA2)	41.1	8.35	29.09	0.006	18.13	0.18	0.59	0.263	0.46	0.07	0.28	2.1	100.619	98.519
2684-A	(XA3)	20.6	9.76	7.59	0.001	57.57	0.55	0.22	0.067	0.08	0.02	0.41	2.1	98.968	96.868
2684-B	(XA4)	8.7	1.21	0.85	0.001	85.66	0.21	0.14	0.047	0.05	0.03	0.12	2.6	99.618	97.018
2656-A	(XA1)	68.8	13.46	2.3	0.002	3.02	4.67	1.6	0.025	2.51	0.06	0.49	1.9	98.837	96.937
2656-2	(XA3)	15	0.59	2.72	<0.001	76.42	0.05	2.8	0.09	0.12	<0.01	0.04	0	97.83	97.83
2717*	(XoI)	18.6	3.71	38.29	<0.001	1.44	0.55	1.67	0.371	0.59	0.25	0.15	33	98.621	65.621
2716*	(XoII)	57.95	8.35	13.76	<0.001	2.455	0.945	0.78	0.097	2.9	0.075	0.185	12.1	99.597	87.497

Xo = concentración en los protolitos ígneo y sedimentarios

Xa = concentración en la diorita ligeramente alterada (I) y en el endoskarn (II)

XA = concentración en el hornfels (1), exoskarn prógrado (2), exoskarn retrógrado (3), exoskarn retrógrado avanzado (4)

Tabla 5-11b. Análisis químicos recalculados a 100 gr

Muestra		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
2653-D	(Xa1)	58.29	17.22	6.30	<0.001	9.68	0.88	2.66	0.10	3.95	0.22	0.702
2653-C	(Xa2)	77.54	11.94	0.95	<0.001	1.44	4.84	0.04	0.02	3.06	<0.01	0.163
2653*	(XoI)	54.94	19.02	7.42	<0.001	9.24	1.12	3.12	0.12	3.88	0.29	0.851
2651-B1	(XA1)	54.31	16.53	13.03	0.0106	6.19	3.81	1.59	0.16	3.52	0.14	0.703
2651-B2	(XA2)	41.72	8.48	29.53	0.0061	18.40	0.18	0.60	0.27	0.47	0.07	0.284
2684-A	(XA3)	21.27	10.08	7.84	0.0010	59.43	0.57	0.23	0.07	0.08	0.02	0.423
2684-B	(XA4)	8.97	1.25	0.88	0.0010	88.29	0.22	0.14	0.05	0.05	0.03	0.124
2656-A	(XA1)	70.97	13.89	2.37	0.0021	3.12	4.82	1.65	0.03	2.59	0.06	0.505
2656-2	(XA3)	15.33	0.60	2.78	<0.001	78.12	0.05	2.86	0.09	0.12	<0.01	0.041
2717*	(XoI)	28.34	5.65	58.35	<0.001	2.19	0.84	2.54	0.57	0.90	0.38	0.229
2716*	(XoII)	66.23	9.54	15.73	<0.001	2.81	1.08	0.89	0.11	3.31	0.09	0.211

Tabla 5-11c. Relaciones de los contenidos de Al_2O_3 y TiO_2 entre las muestras alteradas y frescas del plutón diorítico, rocas sedimentarias, hornfels y exoskarn.

Muestra	M Al_2O_3 original / M Al_2O_3 alterada	M Al_2O_3 original 2 / M Al_2O_3 alterada 1	M Al_2O_3 alterada 1 / M Al_2O_3 alterada 2	M Al_2O_3 alterada 2 / M Al_2O_3 alterada 3	M TiO_2 original 1 / M TiO_2 alterada	M TiO_2 original 2 / M TiO_2 alterada	M TiO_2 alterada 1 / M TiO_2 alterada 2	M TiO_2 alterada 2 / M TiO_2 alterada 3
2653-D	1.105		1		1.21		4.29	
2653-C	1.59		1.44		5.20			
2653*	1.00							
2651-B1	0.34	0.58	1.95	0.84	0.33	0.30	1.00	
2651-B2	0.67	1.13			0.80	0.74	2.47	1.00
2684-A	0.56	0.95	8.08		0.54	0.50	1.00	0.67
2684-B	4.53	7.65			1.85	1.71	3.42	
2656-A	0.41	0.69	23.02		0.45	0.42	1.00	
2656-2	9.37	15.82			5.59	5.17	12.36	
2717*					1.00	1.00		
2716*								

Tabla 5-11d. Análisis químicos recalculados de acuerdo a [MacLean y Kranidiotis \(1987\)](#).
Usando Al₂O₃ como elemento inmóvil

Muestra		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
MI Al ₂ O ₃ original/MI Al ₂ O ₃ alterada												
2653-D	(Xa1)	64.4	19.019	6.962	<0.001	10.689	0.969	2.940	0.113	4.364	0.239	0.7749
2653-C	(Xa2)	123.5	19.019	1.513	<0.001	2.294	7.712	0.065	0.024	4.881	<0.01	0.2603
2653*	(XoI)	54.9	19.019	7.423	<0.001	9.243	1.125	3.119	0.121	3.875	0.285	0.8507
MI Al ₂ O ₃ alterada1/MI Al ₂ O ₃ alterada2												
2653-D	(Xa1)	58.3	17.219	6.304	<0.001	9.677	0.877	2.662	0.102	3.951	0.217	0.7015
2653-C	(Xa2)	111.8	17.219	1.370	<0.001	2.077	6.982	0.059	0.022	4.419	<0.01	0.2357
Usando TiO ₂ como inmóvil												
MI TiO ₂ original I /MI TiO ₂ alterada												
2651-B1	(XA1)	17.7	5.38	4.24	0.00	2.01	1.24	0.52	0.05	1.15	0.045	0.229
2651-B2	(XA2)	33.6	6.82	23.75	0.00	14.80	0.15	0.48	0.21	0.38	0.057	0.229
2684-A	(XA3)	11.5	5.44	4.23	0.00	32.10	0.31	0.12	0.04	0.04	0.011	0.229
2684-B	(XA4)	16.6	2.30	1.62	0.00	163.17	0.40	0.27	0.09	0.10	0.057	0.229
2656-A	(XA1)	32.1	6.28	1.07	0.00	1.41	2.18	0.75	0.01	1.17	0.028	0.229
2656-2	(XA3)	85.7	3.37	15.54	<0.001	436.71	0.29	16.00	0.51	0.69	<0.01	0.229
2717*	(XoI)	28.3	5.65	58.35	<0.001	2.19	0.84	2.54	0.57	0.90	0.381	0.229
MI TiO ₂ original II /MI TiO ₂ alterada												
2651-B1	(XA1)	16.3	4.97	3.92	0.00	1.86	1.15	0.48	0.05	1.06	0.042	0.211
2651-B2	(XA2)	31.0	6.31	21.97	0.00	13.69	0.14	0.45	0.20	0.35	0.053	0.211
2684-A	(XA3)	10.6	5.03	3.91	0.00	29.69	0.28	0.11	0.03	0.04	0.010	0.211
2684-B	(XA4)	15.3	2.13	1.50	0.00	150.93	0.37	0.25	0.08	0.09	0.053	0.211
2656-A	(XA1)	29.7	5.81	0.99	0.00	1.30	2.02	0.69	0.01	1.08	0.026	0.211
2656-2	(XA3)	79.3	3.12	14.38	<0.001	403.95	0.26	14.80	0.48	0.63	<0.01	0.211
2716*	(XoII)	66.2308	9.54	15.73	<0.001	2.81	0.84	0.89	0.11	0.90	0.381	0.211
MI TiO ₂ alterada I /MI TiO ₂ alteradaII												
2651-B1	(XA1)	54.3	16.53	13.03	0.011	6.19	3.81	1.59	0.163	3.52	0.138	0.703
2651-B2	(XA2)	103.2	20.96	73.02	0.015	45.51	0.45	1.48	0.660	1.15	0.176	0.703
2684-A	(XA3)	21.3	10.08	7.84	0.001	59.43	0.57	0.23	0.069	0.08	0.021	0.423
2684-B	(XA4)	30.7	4.27	3.00	0.004	302.13	0.74	0.49	0.166	0.18	0.106	0.423
2656-A	(XA1)	71.0	13.89	2.37	0.002	3.12	4.82	1.65	0.026	2.59	0.062	0.505
2656-2	(XA3)	189.6	7.46	34.37	<0.001	965.73	0.63	35.38	1.137	1.52	<0.01	0.505
MI TiO ₂ alterada II /MI TiO ₂ alteradaIII												
2651-B2	(XA2)	41.718	8.476	29.527	0.006	18.403	0.183	0.599	0.267	0.467	0.071	0.284
2684-A	(XA3)	14.280	6.766	5.261	0.001	39.907	0.381	0.153	0.046	0.055	0.014	0.284

Tabla 5-11e. Cálculo de pérdidas y ganancias totales de acuerdo a [McLean y Krinidiotis \(1987\)](#), Diorita fresca y alterada; exoskarn y hornfels respecto a los protolito I y II y entre los distintos estadios de alteraciones.

Muestra		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
2653-D	(Xa1)	9.4	0.0	-0.5	0.0	1.4	-0.2	-0.2	0.0	0.5	0.0	-0.1
2653-C	(Xa2)	68.5	0.0	-5.9	0.0	-6.9	6.6	-3.1	-0.1	1.0		-0.6
2653-d-c	(Xa1-XaII)	53.5	0.0	-4.9	0.0	-7.6	6.1	-2.6	-0.1	0.5		-0.5
2651-B1	(XA1-XoI)	-10.7	-0.3	-54.1	0.0	-0.2	0.4	-2.0	-0.5	0.2	-0.3	0.0
2651-B2	(XA2-XoI)	5.2	1.2	-34.6	0.0	12.6	-0.7	-2.1	-0.4	-0.5	-0.3	0.0
2684-A	(XA3-XoI)	-16.9	-0.2	-54.1	0.0	29.9	-0.5	-2.4	-0.5	-0.9	-0.4	0.0
2684-B	(XA4-XoI)	-11.8	-3.3	-56.7	0.0	161.0	-0.4	-2.3	-0.5	-0.8	-0.3	0.0
2656-A	(XA1-XoI)	3.8	0.6	-57.3	0.0	-0.8	1.3	-1.8	-0.6	0.3	-0.4	0.0
2656-2	(XA3-XoI)	57.4	-2.3	-42.8	0.0	434.5	-0.6	13.5	-0.1	-0.2		0.0
2651-B1	(XA1-XoII)	-49.9	-4.6	-11.8	0.0	-0.9	0.3	-0.4	-0.1	0.2	-0.3	0.0
2651-B2	(XA2-XoII)	-35.2	-3.2	6.2	0.0	10.9	-0.7	-0.4	0.1	-0.6	-0.3	0.0
2684-A	(XA3-XoII)	-55.6	-4.5	-11.8	0.0	26.9	-0.6	-0.8	-0.1	-0.9	-0.4	0.0
2684-B	(XA4-XoII)	-50.9	-7.4	-14.2	0.0	148.1	-0.5	-0.6	0.0	-0.8	-0.3	0.0
2656-A	(XA1-XoII)	-36.5	-3.7	-14.7	0.0	-1.5	1.2	-0.2	-0.1	0.2	-0.4	0.0
2656-2	(XA3-XoII)	13.1	-6.4	-1.3	0.0	401.1	-0.6	13.9	0.4	-0.3		0.0
2651-B1 y B2	(XA1-2)	48.9	4.4	60.0	0.0	39.3	-3.4	-0.1	0.5	-2.4	0.0	0.0
2684 A y B	(XA3-XA4)	9.4	-5.8	-4.8	0.0	242.7	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.0
2656 A y 2	(XA1-XA3)	118.6	-6.4	32.0		962.6	-4.2	33.7	1.1	-1.1		0.0
2651-B2 y 2684-A	(XA2-XA3)	-27.4	-1.7	-24.3	0.0	21.5	0.2	-0.4	-0.2	-0.4	-0.1	0.0

Tabla 5-12 a. Análisis químicos de elementos mayoritarios (en %) y traza (PO₂O₅ y TiO₂ en % e Y, Nb y Zr en ppm) y densidades utilizados para realizar el balance de masas según el Método de **Gresens, 1967**.

Muestra		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Y	Nb	Zr	peso específico gr/cm ³
Análisis químicos recalculados a 100 gr															
2653-D	(Xa1)	58.29	17.22	6.30	9.68	0.88	2.66	0.10	3.95	0.22	0.70	18	4.3	104.9	2.79
2653-C	(Xa2)	77.54	11.94	0.95	1.44	4.84	0.04	0.02	3.06	0.01	0.16	12.1	5.3	96.9	2.85
2653*	(XoI)	54.94	19.02	7.42	9.24	1.12	3.12	0.12	3.88	0.29	0.85	21.20	5.10	123.5	2.79
2651-B1	(XA1)	54.31	16.53	13.03	6.19	3.81	1.59	0.16	3.52	0.14	0.70	20.6	9.60	129.5	2.66
2651-B2	(XA2)	41.72	8.48	29.53	18.40	0.18	0.60	0.27	0.47	0.07	0.28	32.4	5.30	87.2	3.40
2684-A	(XA3)	21.27	10.08	7.84	59.43	0.57	0.23	0.07	0.08	0.02	0.42	10.9	2.5	33.2	3.86
2684-B	(XA4)	8.97	1.25	0.88	88.29	0.22	0.14	0.05	0.05	0.03	0.12	6.1	1.2	11.6	4.34
2656-A	(XA1)	70.97	13.89	2.37	3.12	4.82	1.65	0.03	2.59	0.06	0.51	18.2	12.4	175.1	2.61
2656-2	(XA3)	15.33	0.60	2.78	78.12	0.05	2.86	0.09	0.12	0.01	0.04	2.2	1.3	2	3.17
2717*	(XoI)	28.34	5.65	58.35	2.19	0.84	2.54	0.57	0.90	0.38	0.23	18.8	2.6	36.7	2.61
2716*	(XoII)	66.23	9.54	15.73	2.81	1.08	0.89	0.11	3.31	0.09	0.21	0.149	4.75	89.00	2.62

Tabla 5-12 b. Cálculo de Fv para cada elemento de cada alteración respecto al protolito XoII. Los valores en rojo en esta y las siguientes tablas fueron utilizados para sacar el Fv promedio.

Fv=Do/Da*Mo/Ma (para Xn=0)		Da/Do	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Y	Nb	Zr	Fv
Muestra			Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Promedio
2653-D	(Xa1-XoI)	1.000	0.94	1.10	1.18	0.96	1.28	1.17	1.18	0.98	1.32	1.21	1.18	1.19	1.18	1.17
2653-C	(Xa2-XoI)	0.979	0.69	1.56	7.65	6.28	0.23	74.71	7.71	1.24	27.93	5.10	1.72	0.94	1.25	1.51
2651-B1	(Xa1-XoII)	0.985	1.20	0.57	1.19	0.45	0.28	0.55	0.67	0.93	0.61	0.30	0.01	0.49	0.68	0.59
2651-B2	(XA2-XoII)	0.771	1.22	0.87	0.41	0.12	4.56	1.15	0.32	5.47	0.93	0.57	0.00	0.69	0.79	0.82
2684-A	(XA3-XoII)	1.004	3.13	0.95	2.02	0.05	1.91	3.94	1.61	40.29	4.17	0.50	0.01	1.91	2.69	0.73
2684-B	(XA4-XoII)	0.604	4.46	4.62	10.84	0.02	3.01	3.73	1.38	38.84	1.67	1.03	0.01	2.39	4.63	1.03
2656-A	(Xa1-XoII)	1.004	0.94	0.69	6.65	0.90	0.23	0.54	4.32	1.29	1.39	0.42	0.01	0.38	0.51	0.50
2656-2	(XA3-XoII)	0.826	3.57	13.07	4.67	0.03	17.46	0.26	1.00	22.32	7.08	4.27	0.06	3.02	36.76	3.64

Tabla 5-12 c. Cálculo de pérdidas y ganancias de cada alteración respecto al protolito II

Xn=(Fv*Xa*Do/Da)-Xo		Fv	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Cambios de Volumen en %
Muestra		Promedio														
2653-D	(Xa1-XoII)	1.17	13.26	1.13	-0.05	2.08	-0.10	0.00	0.00	0.75	-0.03	-0.03	-0.14	-0.07	-0.77	17.166
2653-C	(Xa2-XoII)	1.51	59.69	-1.36	-6.02	-7.11	6.03	-3.06	-0.10	0.66	-0.27	-0.61	-3.31	2.73	19.75	50.736
2651-B1	(Xa1-XoII)	0.59	-34.67	0.06	-8.15	0.79	1.14	0.03	-0.02	-1.27	-0.01	0.20	11.82	0.83	-13.74	-41.427
2651-B2	(XA2-XoII)	0.82	-39.86	-4.18	2.94	8.83	-0.96	-0.51	0.06	-3.02	-0.04	-0.03	20.34	-1.40	-33.87	-18.096
2684-A	(XA3-XoII)	0.73	-50.64	-2.16	-9.98	40.75	-0.66	-0.73	-0.06	-3.25	-0.07	0.10	7.84	-2.92	-64.67	-27.375
2684-B	(XA4-XoII)	1.03	-60.65	-8.77	-15.18	52.12	-0.95	-0.80	-0.08	-3.28	-0.07	-0.13	3.65	-4.00	-81.78	3.249
2656-A	(Xa1-XoII)	0.50	-30.60	-2.57	-14.54	-1.24	1.34	-0.06	-0.10	-2.01	-0.05	0.04	8.99	1.47	-1.10	-49.877
2656-2	(XA3-XoII)	3.64	-20.13	-7.73	-7.37	232.06	-0.93	7.71	0.17	-2.95	-0.06	-0.09	6.47	-0.84	-82.99	264.474

Tabla 5-12 d. Cálculo de Fv para cada elemento de cada alteración respecto al protolito XoI.

Fv=Do/Da*Mo/Ma (para Xn=0)		Da/Do	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Y	Nb	Zr	Fv
Muestra		Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Promedio
2651-B1	(Xa1-XoI)	0.9812	0.51	0.34	4.39	0.35	0.22	1.57	3.40	0.25	2.70	0.32	0.90	0.27	0.28	0.24
2651-B2	(XA2-XoI)	0.76765	0.52	0.51	1.52	0.09	3.52	3.26	1.63	1.48	4.12	0.62	0.45	0.38	0.32	0.41
2684-A	(XA3-XoI)	0.67617	0.90	0.38	5.04	0.02	1.00	7.58	5.53	7.36	12.48	0.37	1.17	0.70	0.75	0.55
2684-B	(XA4-XoI)	0.60138	1.90	2.73	40.05	0.01	2.33	10.61	7.02	10.49	7.41	1.11	1.85	1.30	1.90	1.54
2656-A	(Xa1-XoI)	1	0.40	0.41	24.59	0.70	0.17	1.54	21.92	0.35	6.16	0.45	1.03	0.21	0.21	0.43
2656-2	(XA3-XoI)	0.82334	1.52	7.72	17.28	0.02	13.50	0.73	5.06	6.04	31.37	4.60	7.04	1.65	15.11	6.45

Tabla 5-12 e. Cálculo de pérdidas y ganancias de cada alteración respecto al protolito I, utilizando el factor de volumen promedio extraído de la tabla 5-12 d.

Xn=(Fv*Xa*Do/Da)-Xo		Fv	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Cambios de Volumen en %
Muestra																
2651-B1	(Xa1-XoI)	0.24	-15.57	-1.77	-55.28	-0.74	0.06	-2.17	-0.53	-0.07	-0.35	-0.06	-13.95	-0.34	-6.24	-76.029
2651-B2	(XA2-XoI)	0.41	-15.17	-2.98	-49.03	3.62	-0.78	-2.36	-0.48	-0.75	-0.36	-0.14	-8.57	-0.93	-9.17	-58.57
2684-A	(XA3-XoI)	0.55	-20.39	-1.89	-55.42	20.03	-0.63	-2.46	-0.54	-0.87	-0.37	-0.07	-14.72	-1.67	-24.28	-45.12
2684-B	(XA4-XoI)	1.54	-20.06	-4.50	-57.54	79.39	-0.64	-2.41	-0.52	-0.85	-0.35	-0.11	-13.16	-1.49	-25.98	54.26
2656-A	(Xa1-XoI)	0.43	2.17	0.32	-57.33	-0.85	1.23	-1.84	-0.55	0.21	-0.35	-0.01	-10.97	2.73	38.59	-57.031
2656-2	(XA3-XoI)	6.45	52.75	-2.46	-43.65	410.96	-0.57	12.59	-0.08	-0.25	-0.33	-0.01	-7.16	4.28	-26.12	545.24

Tabla 5-12 f. Cálculo del Fv de cada elemento entre diferentes estadios de alteración.

Fv=Do/Da*Mo/Ma (para Xn=0)		Do/Da	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Y	Nb	Zr	Fv
Muestra		Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Fv	Promedio
2653-D y C	Xa1-Xa2	0.97895	0.74	1.41	6.49	6.58	0.18	63.76	6.52	1.26	21.21	4.20	1.46	0.79	1.06	1.43
2651-B1 y B2	XA1-XA2	0.78235	1.02	1.53	0.35	0.26	16.33	2.07	0.48	5.91	1.52	1.93	0.50	1.42	1.16	1.49
2684-A y B	XA3-XA4	0.8894	2.11	7.19	7.95	0.60	2.33	1.40	1.27	1.43	0.59	3.04	1.59	1.85	2.55	1.72
2656- A y 2	X1-X3	0.82334	3.81	18.96	0.70	0.03	77.60	0.47	0.23	17.38	5.10	10.18	6.81	7.85	72.08	8.28
2651- B2 y 2684-A	X2-X3	0.68912	1.35	0.58	2.60	0.21	0.22	1.82	2.66	3.90	2.37	0.46	2.05	1.46	1.81	1.77

Tabla 5-12 g. Balance de masas calculado a partir del Fv promedio de los elementos inmóviles seleccionados entre los estadios de alteración.

Xn=(Fv*Xa*Do/Da)-Xo		Fv	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Xn	Cambios de Volumen en %
Muestra																
2653-D y C	Xa1-Xa2	1.43	50.56	-0.45	-4.97	-7.66	5.92	-2.60	-0.08	0.35	-0.20	-0.47	-1.01	3.14	31.12	43.38
2651-B1 y B2	XA1-XA2	1.49	-5.71	-6.65	21.36	15.25	-3.60	-0.89	0.15	-2.98	-0.06	-0.37	17.15	-3.43	-27.91	48.91
2684-A y B	XA3-XA4	1.72	-7.54	-8.17	-6.49	75.71	-0.24	-0.01	0.00	0.00	0.03	-0.23	-1.56	-0.66	-15.44	72.11
2656- A y 2	X1-X3	8.28	33.56	-9.77	16.58	529.45	-4.47	17.86	0.60	-1.75	0.01	-0.23	-3.20	-3.54	-161.5	728.08
2651- B2 y 2684-A	X2-X3	1.77	-15.78	3.81	-19.97	54.09	0.51	-0.32	-0.18	-0.37	-0.05	0.23	-19.11	-2.25	-46.71	77.31

Tabla 5-13. Elementos de REE en ppm y su normalización a condrito según los factores de normalización de [Boynnton, 1989](#).

ETR ppm	2653-D	2653-C	2651 -B1	2651-B2	2684-A	2684-B	2656-A	2656-2	2717	2716 -A
La	19.5	15	15.2	13.2	20.4	8.2	24	15.1	10.7	23.2
Ce	37.5	25.3	30.7	28.5	32.5	11.3	927.8	17.7	91.9	220.15
Pr	5.1	3	5.2	5.7	4.1	1.3	5.4	1.7	3.2	5.6
Nd	20.5	10.2	22.5	27.4	15.3	6	19.6	5.5	13.7	21.85
Sm	4	1.9	4.2	6.2	2.9	0.9	3.2	0.9	3.1	4
Eu	1.3	0.4	0.9	2.1	3.5	1.5	0.7	0.3	1.1	0.5
Gd	3.7	1.8	4	5.4	2.3	1.1	3	0.7	3.4	3.7
Tb	0.6	0.3	0.5	0.8	0.4	0.2	0.5	0.1	0.4	0.55
Dy	3.5	1.8	3.6	5.3	2.3	1.1	3.2	0.3	2.5	3.2
Ho	0.6	0.4	0.6	1	0.4	0.2	0.6	0.1	0.5	0.65
Er	2	1.2	1.8	3	1.2	0.6	2	0.2	1.4	1.95
Tm	0.3	0.2	0.3	0.4	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	0.25
Yb	1.8	1.6	1.6	2.7	1	0.5	2.1	0.5	1.1	1.3
Lu	0.3	0.3	0.3	0.5	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3
ETR N-Concrito										
La	62.9	48.4	49.0	42.6	65.8	26.5	77.4	48.7	34.5	74.8
Ce	46.4	31.3	38.0	35.3	40.2	14.0	1148.3	21.9	113.7	272.5
Pr	41.8	24.6	42.6	46.7	33.6	10.7	44.3	13.9	26.2	45.9
Nd	34.2	17.0	37.5	45.7	25.5	10.0	32.7	9.2	22.8	36.4
Sm	20.5	9.7	21.5	31.8	14.9	4.6	16.4	4.6	15.9	20.5
Eu	17.7	5.4	12.2	28.6	47.6	20.4	9.5	4.1	15.0	6.8
Gd	14.3	6.9	15.4	20.8	8.9	4.2	11.6	2.7	13.1	14.3
Tb	12.7	6.3	10.5	16.9	8.4	4.2	10.5	2.1	8.4	11.6
Dy	10.9	5.6	11.2	16.5	7.1	3.4	9.9	0.9	7.8	9.9
Ho	8.4	5.6	8.4	13.9	5.6	2.8	8.4	1.4	7.0	9.1
Er	9.5	5.7	8.6	14.3	5.7	2.9	9.5	1.0	6.7	9.3
Tm	9.3	6.2	9.3	12.3	3.1	3.1	9.3	3.1	6.2	7.7
Yb	8.6	7.7	7.7	12.9	4.8	2.4	10.0	2.4	5.3	6.2
Lu	9.3	9.3	9.3	15.5	6.2	3.1	9.3	6.2	6.2	9.3

Tabla 5-14. Composición química de las escapolitas del skarn asociado al plutón granítico y sus diques riolíticos.

Muestra	2709B-1	2709-B1				2709B-2	2709B-3	2709B-4	2709B-5	2709B-6	2709B-7	2709A-1	2709A-2	2709A-3	2709A-4	2709A-5	2709A-6
Mineral	ecapolita	escapolita				escapolita	escapolita	escapolita	escapolita	escapolita	escapolita	escapolita	escapolita	escapolita	escapolita	escapolita	escapolita
Posición	b	b	c	c	b	b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Wt %																	
SiO ₂	56.58	55.93	57.23	56.61	56.58	56.18	56.49	56.08	55.93	56.95	56.95	58.41	58.52	58.04	56.65	57.51	55.19
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.05	0.03	0.06	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	22.28	23.20	22.79	23.10	23.60	23.27	23.10	23.84	23.09	23.30	23.20	22.40	23.77	21.45	23.15	22.69	23.44
CaO	7.23	7.19	6.95	7.65	7.85	8.02	7.82	8.25	8.01	7.54	7.25	6.14	6.50	6.19	7.81	7.59	8.70
MgO	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02
FeO	0.03	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.03	0.01	0.00	0.01	0.10	0.12	0.04	0.14	0.10
MnO	0.02	0.09	0.00	0.05	0.02	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01	0.09	0.00	0.07	0.12	0.04	0.00	0.00
K ₂ O	1.06	1.06	0.989	0.941	1.15	1.11	1.04	0.777	1.20	0.931	1.10	1.31	0.79	0.62	0.95	1.08	0.90
Na ₂ O	8.89	8.57	9.40	9.16	8.86	8.81	8.80	7.62	8.86	9.37	9.48	9.77	8.62	5.90	9.33	8.94	8.59
Total	96.11	96.20	97.37	97.50	98.08	97.40	97.35	96.65	97.17	98.17	98.09	98.16	98.56	92.50	98.12	98.04	96.98
Cationes en base a 25 oxígenos																	
%																	
Meionita	29.7	30.8	27.8	30.4	31.3	31.9	31.6	36.3	31.7	29.7	28.6	24.5	28.8	36.1	30.7	30.8	34.8

Tabla 5-15. Composición química de granates del exoskarn asociado al plutón granítico. El cálculo de la fórmula fue realizado en base a 12 oxígenos, siguiendo el criterio de Rickwood, 1968.

Muestra	2711i 3-1						2711i3-2				2711i3-3		2711i3-4			2711i3-1				2711i-2						
Mineral	granate						granate				granate		granate			granate				granate						
	b	b	c	n	b	b	b	b	c	n	b	b	c	b	n	c	c	c	c	b	b	b	b	b	b	b
%																										
SiO ₂	37.9	37.8	38.7	37.5	37.1	37.8	37.6	37.7	36.8	37.5	38.4	37.4	37.0	37.4	38.1	37.6	37.6	37.3	37.6	37.5	37.4	37	36.8	36.8	38.8	36.7
TiO ₂	0.40	0.50	0.24	0.74	0.37	0.63	0.49	0.56	0.93	0.55	0.66	0.61	0.27	0.39	0.35	0.40	0.43	0.42	0.41	0.36	0.45	0.18	0.28	0.47	0.43	0.68
Al ₂ O ₃	14	13.8	14.7	12.2	9.7	12.8	11	12	12	12.1	16.1	10.9	8.16	8.87	14.1	11	10	9.7	11	7.84	8.89	6.22	7.08	8.51	9.2	9.96
CaO	35	34.6	34.3	34.4	34.5	34.5	34	34	34	34.2	34.7	33.9	34.4	34.2	34.3	34	34	34	34.2	33.4	33.6	33.6	34.1	34	33.6	34.6
MgO	0.12	0.14	0.14	0.19	0.07	0.19	0.18	0.16	0.22	0.14	0.14	0.14	0.03	0.06	0.13	0.11	0.08	0.07	0.1	0.05	0.12	0.02	0.02	0.01	0.08	0.08
FeO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Fe ₂ O ₃	13	12.6	12.2	14.9	18.2	14.3	16	16	15	14.8	9.03	16.7	20.3	20	12.4	17.2	17.6	18.4	17.1	20.9	19.6	23.3	22.6	20.2	17.5	17.8
MnO	1.0	1.2	1.31	1.15	0.46	1.13	0.81	0.88	0.97	0.95	1	0.84	0.44	0.52	1.02	1.05	0.55	0.46	0.67	0.37	0.67	0.31	0.35	0.36	0.54	0.69
Total	100	99.9	101	100	100	101	99.0	99.0	97.3	98.7	98.2	98.9	99.9	100	100	100	99	100	100	100	99	100	101	100	99	99
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos																										
Si	2.93	2.93	2.95	2.91	2.93	2.92	2.94	2.94	2.91	2.93	2.96	2.93	2.93	2.93	2.95	2.94	2.95	2.93	2.93	2.96	2.94	2.94	2.91	2.92	3.04	2.90
Ti	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04
Al	1.25	1.26	1.32	1.11	0.9	1.17	1.05	1.07	1.08	1.11	1.46	1.01	0.76	0.82	1.29	0.99	0.93	0.9	1.01	0.73	0.82	0.58	0.66	0.79	0.85	0.93
Ca	2.89	2.87	2.81	2.86	2.91	2.85	2.85	2.84	2.89	2.87	2.86	2.84	2.92	2.87	2.84	2.82	2.86	2.88	2.85	2.83	2.83	2.87	2.89	2.89	2.83	2.93
Mg	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺³	0.83	0.81	0.78	0.97	1.2	0.92	1.05	1.02	0.97	0.97	0.58	1.09	1.35	1.31	0.81	1.12	1.16	1.21	1.11	1.38	1.29	1.55	1.49	1.34	1.15	1.17
Mn	0.07	0.08	0.08	0.08	0.03	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.03	0.03	0.07	0.07	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.05
Grosularita	55.4	55.6	56.5	47.6	37.8	49.7	43.8	44.9	48	48	67.6	41.3	30.5	31.1	55.9	39.2	38.8	36.4	40.6	26.5	31.1	18.7	22.3	30.3	38.5	37.4
Pyraspyta	2.67	3.19	3.46	3.32	1.32	3.25	2.53	2.61	3.04	2.68	2.77	2.48	1.14	1.42	2.8	2.85	1.58	1.32	1.92	1.05	2.02	0.82	0.88	0.87	1.55	1.89
Andradita	41.9	41.2	40.1	49.1	60.9	47	53.7	52.5	49	49.3	29.6	56.3	68.3	67.5	41.3	58	59.6	62.3	57.4	72.5	66.9	80.5	76.8	68.8	59.9	60.7

Tabla 5-16. Composición química de los piroxenos, del exoskarn intermedio asociado al plutón granítico.

Muestra	2711 I3	2711 I4	2711 I5	2711 I6	2711 I7	2711 I8	2711 I9	2709-A1				2709-A2											
Mineral	px	px	px	px	px	px	px	piroxeno				piroxeno											
Posición												b	c	n	n	c	b	b	b	c	c	c	n
%																							
SiO ₂	53.7	54.1	59.7	54.3	54.2	54.2	54.3	48.5	48.8	48.5	46.1	49.0	48.1	49.9	49.7	49.2	48.9	48.9	48.4	49.0	50.0	49.8	47.4
TiO ₂	0.04	0.05	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.03	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.0	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.38	0.49	0.23	0.36	0.15	0.34	0.35	0.25	0.06	0.08	0.23	0.05	0.07	0.05	0.0	0.04	0.05	0.06	1.73	1.08	0.12	0.09	2.59
CaO	25.4	25.9	22.2	25.7	25.3	25.3	25.4	22.3	22.6	22.5	22.6	23.1	22.4	23.0	23.3	23.0	22.7	22.7	11.4	11.4	11.2	10.7	11.3
MgO	15.4	17.0	14.3	16.8	15.1	15.9	16.3	3.32	0.71	0.3	3.16	1.74	0.63	3.69	3.4	2.22	1.10	1.20	2.4	2.3	1.7	1.2	2.0
FeO	4.2	1.7	2.7	1.5	4.59	3.28	2.22	23.8	28.9	28.8	22.7	26.6	28.4	22.7	23.5	25.6	27.0	27.1	33.4	34.2	34.9	37.4	33.6
Fe ₂ O ₃	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
MnO	1.08	0.56	0.67	1.07	1.19	0.53	0.63	2.14	0.67	1.41	1.92	1.03	0.77	1.34	1.2	0.72	1.10	0.94	0.94	0.83	0.63	0.86	0.59
Na ₂ O	0	0.02	0.01	0.00	0.06	0.01	0.02	0.08	0.06	0.05	0.13	0.09	0.03	0.03	0.0	0.16	0.10	0.09	0.36	0.23	0.07	0.10	0.39
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.07	0.00	0.02	0.02	0.0	0.01	0.00	0.00	0.26	0.11	0.02	0.11	0.30
Total	100	99	99	99.3	100	98.7	98.2	100	101	101	96.6	101	99.6	101	101	100	101	99.9	97.4	98.0	97.9	99.1	96.7
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 6 oxígenos																							
Si	1.98	1.98	2.13	1.99	1.99	1.99	2	1.96	1.98	1.98	1.94	1.98	1.98	1.99	1.986	1.99	1.99	1.99	2	2.02	2.07	2.06	1.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0	0	0.01	0	0	0	0.001	0	0	0	0.08	0.05	0.01	0	0.13
Ca	1.00	1.01	0.85	1.01	1.00	1.00	1.00	0.97	0.98	0.98	1.02	1.00	0.99	0.98	0.996	0.99	0.99	0.99	0.51	0.5	0.5	0.47	0.50
Mg	0.85	0.92	0.76	0.92	0.83	0.87	0.89	0.20	0.04	0.02	0.2	0.1	0.04	0.22	0.203	0.13	0.07	0.07	0.15	0.14	0.11	0.07	0.12
Fe ⁺²	0.13	0.05	0.08	0.05	0.14	0.1	0.07	0.81	0.98	0.98	0.8	0.9	0.98	0.76	0.784	0.86	0.92	0.92	1.15	1.18	1.21	1.29	1.17
Fe ⁺³	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.07	0.02	0.05	0.07	0.04	0.03	0.05	0.041	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0	0.002	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
Diópsido	83.9	93.2	88.4	92.0	82.3	88.2	91.0	18.5	4.1	1.7	18.6	10.1	3.7	21.5	19.7	13.1	6.5	7.1	11.2	10.5	8.1	5.2	9.3
Hedembergita	12.8	5.12	9.24	4.63	14	10.2	6.98	74.7	93.7	93.6	75	86.5	93.7	74.1	76.31	84.5	89.8	89.7	86.4	87.3	90.3	92.6	89.1
Johansenita	3.35	1.73	2.35	3.34	3.70	1.65	2.00	6.79	2.19	4.62	6.4	3.38	2.56	4.42	3.951	2.42	3.7	3.17	2.46	2.14	1.65	2.16	1.60

Tabla 5-17. Composición química de los anfíboles del exoskarn asociado al plutón granítico. El cálculo de la fórmula fue realizado en base a 23 oxígenos, siguiendo el criterio de [Leake et al., 1997](#).

Muestra	2709-A3							
Mineral	ferroactinolita							
%								
SiO ₂	50.06	48.9	48.9	48.64	49.52	49.74	50.13	49.96
TiO ₂	0.073	0	0.027	0.018	0.007	0.002	0.097	0.035
Al ₂ O ₃	0.091	0.03	1.222	0.06	0.947	0.48	0.514	0.166
CaO	23.02	22.72	11.49	23.18	11.36	11.31	11.33	11.52
MgO	3.673	1.768	3.183	1.902	3.464	2.341	2.918	3.276
FeO	24.07	25.58	32.82	24.31	31.88	34.65	33.38	32.75
MnO	0.753	1.636	0.798	2.706	0.575	0.887	0.691	0.934
K ₂ O	0.027	0	0.11	0	0.071	0.069	0.051	0.064
Na ₂ O	0.151	0.066	0.204	0.049	0.119	0.116	0.108	0.096
H ₂ O	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Total	101.9	100.7	98.76	100.9	97.94	99.6	99.21	98.8
Cationes en base a 23 oxígenos con estimación del factor de corrección límite inferior del Fe								
Si	7.467	7.538	7.732	7.541	7.846	7.862	7.898	7.903
AlIV	0.017	0.006	0.229	0.012	0.176	0.09	0.096	0.031
Ti	0.008	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.007	0.004
Sitios T	7.5	7.5	8.0	7.6	8.0	8.0	8.0	7.9
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.005	0.000
Mg	0.817	0.406	0.750	0.440	0.818	0.552	0.685	0.773
Fe ⁺²	2.017	2.398	4.123	2.264	4.146	4.444	4.355	4.222
Fe ⁺³	0.986	0.899	0.218	0.888	0.079	0.137	0.043	0.112
Sitios C	4	4	5	4	5	5	5	5
Mn	0.010	0.000	0.000	0.004	0.005	0.000	0.000	0.003
Fe ⁺²	0.000	0.000	0.094	0.000	0.067	0.133	0.095	0.110
Ca	1.990	2.000	1.906	1.996	1.928	1.867	1.905	1.887
Na	0.043	0.02	0.062	0.015	0.036	0.035	0.033	0.029
Sitios B	2.0	2.0	2.1	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
Ca	1.690	1.753	0.040	1.854	0.000	0.049	0.007	0.066
Na	0.043	0.02	0.062	0.015	0.036	0.035	0.033	0.029
K	0.005	0.000	0.022	0.000	0.014	0.014	0.010	0.013
Sitios A	1.738	1.773	0.125	1.869	0.051	0.098	0.050	0.108
<u>Mg Mg+Fe²</u>	0.288	0.145	0.154	0.163	0.165	0.11	0.136	0.155

Tabla 5-18. Continuación

Muestra	2694-3								2694-4								2694-5															
Mineral	granate								granate								granate															
posición	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
%	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	36.9	37.2	18.1	39.7	37.1	38	36.6	36.2	36.4	35.9	33.7	35	36.7	35.7	34.4	34.9	36.2	35.7	36	36.2	37.1	36.8	37.6	37.5	37.4	36.9	37.2	37.9	37.2			
TiO ₂	0.45	0.28	0.29	0.29	0.15	0.52	1.01	0.70	0.37	0.52	0.83	1.01	0.86	0.83	0.71	0.56	0.33	0.01	0.03	1.00	0.63	0.25	0.60	0.52	0.40	0.42	0.47	0.45	0.48			
Al ₂ O ₃	9.02	8.99	7.19	7.09	12.8	8.30	7.09	7.66	6.14	6.41	5.33	5.49	6.25	6.02	5.93	6.00	5.99	6.57	7.75	6.69	13.2	16.4	13.9	13.5	13.8	14.6	13.7	15.7	12.9			
CaO	34.7	34.5	45.6	25.2	34.8	34.1	34.5	34.6	34.3	34.5	33.8	34.4	34.4	33.0	33.3	34.6	34.5	34.6	34.7	34.4	35.9	35.3	35.5	35.7	36.1	35.3	35.6	36.0	35.6			
MgO	0.2	0.2	0.1	0.6	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1			
FeO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a			
Fe ₂ O ₃	15.9	15.8	5.64	16.0	11.0	16.4	17.3	17.2	19.0	18.5	18.7	18.4	18.5	18.4	18.3	18.6	19.4	18.9	17.1	17.8	10.6	6.40	9.20	9.95	9.67	8.38	10.0	7.84	10.9			
MnO	0.51	0.54	0.25	0.35	0.55	0.4	0.48	0.49	0.33	0.37	0.35	0.44	0.39	0.35	0.3	0.44	0.39	0.41	0.42	0.33	0.19	0.33	0.25	0.19	0.28	0.34	0.33	0.37	0.21			
Total	97.6	97.5	77.1	89.3	96.5	97.9	97.2	96.9	96.8	96.4	93.1	95.2	97.5	94.6	93.3	95.4	97.1	96.3	96.2	96.6	97.7	95.6	97.2	97.5	97.7	96.1	97.4	98.4	97.4			
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos																																
Si	2.99	3.01	2.06	3.39	2.99	3.06	2.99	2.97	3.01	2.97	2.91	2.96	3.00	3.00	2.95	2.94	2.98	2.97	2.98	2.99	2.96	2.96	2.99	2.99	2.97	2.96	2.97	2.96	2.97			
Ti	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.06	0.04	0.02	0.03	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.02	0.00	0.00	0.06	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03			
Al	0.86	0.86	0.96	0.71	1.22	0.79	0.68	0.74	0.6	0.63	0.54	0.55	0.6	0.6	0.6	0.6	0.58	0.64	0.76	0.65	1.24	1.55	1.31	1.26	1.3	1.38	1.29	1.45	1.22			
Ca	3.01	2.99	5.55	2.30	3.01	2.94	3.02	3.04	3.03	3.06	3.13	3.11	3.01	2.97	3.06	3.12	3.05	3.08	3.08	3.04	3.06	3.04	3.03	3.05	3.07	3.04	3.04	3.02	3.05			
Mg	0.02	0.02	0.02	0.08	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01			
Fe ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Fe ⁺³	1.08	1.07	0.54	1.14	0.74	1.1	1.19	1.18	1.31	1.29	1.36	1.3	1.27	1.3	1.32	1.31	1.34	1.31	1.19	1.22	0.7	0.43	0.61	0.66	0.64	0.56	0.67	0.51	0.73			
Mn	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01			
Grosularita	44.0	44.7	59.0	46.2	61.1	44.3	38.5	38.8	32.8	33.3	27.4	31.4	34.4	32.9	30.7	30.8	30.8	32.4	38.9	36.8	63.2	76.6	68.1	65.8	66.5	70.2	64.9	72.8	62.4			
Pyraspyta	1.9	1.86	1.93	3.09	1.55	1.62	2.01	1.71	1.71	1.87	2.78	2.65	2.29	2.32	2.35	2.29	1.9	1.33	1.43	1.75	1.08	1.54	1.13	0.9	1.02	1.39	1.24	1.33	0.94			
Andradita	54.1	53.5	39.1	50.7	37.3	54.1	59.4	59.5	65.5	64.8	69.8	66.0	63.3	64.7	66.9	66.9	67.3	66.3	59.7	61.5	35.7	21.8	30.7	33.3	32.4	28.5	33.9	25.9	36.7			

Tabla 5-18. Continuación

Muestra	2694-5								2694-6																			
Mineral	granate								granate																			
posición	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
%	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	37.7	37.8	37.5	37.6	37.3	36.3	32.2	32.7	24.5	35.8	35.6	63.4	37.4	37.3	37.6	37.3	37.5	38.4	35.4	37.8	36.2	34.9	37.5	37.6	37.7	37.7	36.2	36.4
TiO ₂	0.47	0.43	0.42	0.41	1.40	0.50	0.48	0.20	0.05	0.89	1.35	0.78	0.45	0.61	0.51	0.50	0.50	0.33	0.62	0.29	0.55	0.39	0.44	0.35	0.38	0.58	0.91	0.10
Al ₂ O ₃	13.7	14.0	13.9	14.3	15.7	12.6	10.5	11.2	3.97	6.51	5.72	2.86	13.2	13.5	13.4	12.9	13.4	19.4	12.4	18.3	13.3	15.0	14.0	13.0	13.6	12.6	6.41	6.77
CaO	35.6	35.8	35.9	35.9	36.6	35.8	32.8	33.6	32.9	34.8	34.3	20.5	35.8	35.9	35.8	35.7	36.1	37.0	34.6	36.6	35.7	35.1	35.7	35.9	36.0	36.0	34.4	34.4
MgO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1
FeO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Fe ₂ O ₃	9.76	9.84	9.89	9.39	6.62	10.6	9.92	9.99	16.2	18.2	18.6	12.6	11.0	10.1	10.3	10.7	10.2	3.22	9.65	4.30	9.59	5.89	9.76	10.6	10.5	11.3	18.4	19.3
MnO	0.25	0.3	0.3	0.34	0.27	0.27	0.29	0.35	0.37	0.42	0.31	0.18	0.22	0.28	0.29	0.18	0.16	0.34	0.25	0.34	0.23	0.28	0.31	0.16	0.27	0.22	0.39	0.37
Total	97.6	98.3	98.0	98.0	98.0	96.3	86.5	88.3	78.3	96.7	96.2	100	98.2	97.8	98.0	97.4	98.0	98.9	93.1	97.9	95.8	91.9	97.9	97.8	98.5	98.5	96.9	97.3
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos																												
Si	3.00	2.98	2.97	2.97	2.93	2.95	2.93	2.92	2.62	2.96	2.96	4.45	2.97	2.97	2.98	2.97	2.96	2.96	2.95	2.94	2.94	2.97	2.99	2.97	2.98	2.98	2.98	
Ti	0.03	0.03	0.02	0.02	0.08	0.03	0.03	0.01	0.00	0.06	0.08	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.01	
Al	1.28	1.3	1.3	1.33	1.46	1.21	1.12	1.18	0.5	0.64	0.56	0.24	1.23	1.27	1.25	1.21	1.26	1.76	1.22	1.69	1.28	1.49	1.31	1.22	1.26	1.17	0.62	0.65
Ca	3.03	3.02	3.05	3.05	3.08	3.11	3.20	3.21	3.77	3.08	3.06	1.54	3.04	3.06	3.04	3.05	3.07	3.05	3.10	3.07	3.12	3.17	3.03	3.06	3.05	3.06	3.03	3.02
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01
Fe ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺³	0.65	0.65	0.66	0.62	0.44	0.72	0.75	0.74	1.45	1.26	1.3	0.74	0.73	0.67	0.68	0.72	0.67	0.21	0.68	0.28	0.65	0.41	0.65	0.71	0.69	0.75	1.27	1.32
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03
Grosularita	66.5	66.3	65.8	67.5	76.3	62.2	59.0	60.0	14.2	34.6	32.5	74.6	62.1	65.0	64.7	62.9	65.0	88.0	64.3	84.2	65.5	77.2	66.3	63.7	64.1	61.5	34.1	32.3
Pyraspyta	1.06	1.1	1.05	1.13	1.43	1.24	2.29	1.76	2.68	1.58	1.86	0.54	0.92	1.15	1.03	1	0.95	1.48	1.44	1.49	1.24	1.67	1.09	0.82	1.05	1.03	1.98	1.27
Andradita	32.4	32.6	33.1	31.4	22.3	36.5	38.7	38.3	83.1	63.8	65.7	24.8	36.9	33.8	34.3	36.1	34.1	10.5	34.2	14.3	33.2	21.2	32.6	35.5	34.9	37.5	63.9	66.4

Tabla 5-18. Continuación

Muestra	2694-7						2694-8						2694-9													
Mineral	granate				granate		granate																			
posición	c	b	b	c	b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
%																										
SiO ₂	35.5	35.4	37	40.5	35.5	37.5	37.1	37.4	36.2	37.7	31.7	37.1	37.6	36.8	36.2	36.5	36.4	36.1	38.8	37.9	36.8	33.5				
TiO ₂	0.61	0.38	0.17	0.30	3.74	0.23	0.41	0.40	0.33	0.57	0.38	0.55	0.52	0.69	0.56	0.13	0.71	0.65	0.57	0.72	0.36	0.45				
Al ₂ O ₃	6.78	7.78	9.09	7.97	3.56	13.2	12.9	13.3	12.6	13.5	17.1	12.4	14.8	13.2	8.9	7.7	6.5	12.4	17.4	12.6	11.6	6.8				
CaO	34.4	34.0	34.9	32.7	33.8	35.9	36.0	35.4	34.3	35.0	29.7	35.4	35.4	35.5	30.0	34.4	34.3	34.8	33.6	35.9	35.7	32.8				
MgO	0.2	0.2	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.4	0.6	0.1	0.2	0.3	1.5	0.2	0.1	0.3				
FeO	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a				
Fe ₂ O ₃	17.8	16.3	15.5	14.2	19.2	10.7	10.3	10.9	10.2	10.2	10.6	11.3	8.42	9.99	13.2	17.2	18.1	10.4	5.79	11.4	12.5	16.6				
MnO	0.35	0.38	0.55	0.37	0.23	0.25	0.29	0.67	0.5	0.38	0.36	0.43	0.73	0.37	0.28	0.45	0.37	0.24	1.18	0.21	0.33	0.33				
Total	95.7	94.5	97.4	96.2	96.4	97.9	97.1	98.2	94.4	97.4	90.0	97.4	97.6	96.9	89.7	96.4	96.6	94.9	98.9	98.9	97.4	90.8				
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 12 oxígenos																										
Si	2.97	2.98	3.00	3.26	2.96	2.98	2.98	2.97	2.99	3.00	2.72	2.97	2.98	2.96	3.13	3.00	3.00	2.97	2.99	2.98	2.97	2.95				
Ti	0.04	0.02	0.01	0.02	0.23	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03				
Al	0.67	0.77	0.87	0.76	0.35	1.24	1.22	1.24	1.23	1.26	1.73	1.18	1.39	1.25	0.91	0.75	0.64	1.2	1.58	1.17	1.1	0.71				
Ca	3.08	3.07	3.04	2.82	3.02	3.06	3.10	3.01	3.04	2.98	2.73	3.04	3.01	3.05	2.78	3.03	3.03	3.06	2.77	3.03	3.08	3.09				
Mg	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.04	0.08	0.01	0.03	0.03	0.18	0.02	0.02	0.04				
Fe ⁺²	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Fe ⁺³	1.25	1.15	1.05	0.96	1.34	0.71	0.69	0.72	0.71	0.68	0.76	0.76	0.56	0.67	0.95	1.18	1.25	0.72	0.37	0.75	0.84	1.22				
Mn	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.08	0.01	0.02	0.02				
Grosularita	35.5	40.5	45.5	54.7	29.9	63.2	64.1	61.5	62.8	64.8	55.9	60.2	69.9	63.6	51.2	39.4	35.9	62.1	72.8	61.0	56.2	35.6				
Pyraspyta	1.48	1.84	1.79	1.29	2.16	0.88	1.06	1.88	1.77	1.31	2.04	1.5	1.95	2.33	3.06	1.54	1.76	1.61	8.5	1.2	1.28	2.15				
Andradita	63.0	57.7	52.7	44.0	68.0	35.9	34.8	36.6	35.5	33.9	42.0	38.3	28.1	34.0	45.8	59.1	62.3	36.3	18.7	37.8	42.5	62.2				

Tabla 5-19. Composición química de los piroxenos, del exoskarn distal asociado al plutón granítico

Muestra	2694-1			2694-2			2694-3	
Mineral	piroxeno			piroxeno			piroxeno	
Posición								
%								
SiO ₂	52.8	54.4	56.1	50.7	42	52	52.53	54.43
TiO ₂	0.39	0.00	0.08	0.07	0.69	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	7.21	0.34	1.74	0.59	5.7	0.31	0.07	0.088
CaO	20.5	25.1	21.2	25.5	32	25.5	26.3	25.89
MgO	3.73	16.8	11.3	15.8	5	15.7	16.2	16.35
FeO	6.22	0.85	1.98	1.74	12	1.92	1.454	1.159
Fe ₂ O ₃								
MnO	0.36	0.39	0.41	0.71	0.5	1.08	1.216	1.182
Na ₂ O	0.12	0.11	0.11	0.18	0.1	0.04	0.037	0.024
K ₂ O	0.21	0.08	0.15	0.03	0	0.01	0.007	0.014
Total	91.5	98.1	93.1	95.4	97	96.6	97.81	99.14
Número de cationes por fórmula unidad, calculados en base a 6 oxígenos								
Si	2.08	2.01	2.14	1.95	1.71	1.98	1.97	2.00
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al	0.34	0.01	0.08	0.03	0.3	0.01	0.003	0.004
Ca	0.87	0.99	0.87	1.05	1.4	1.04	1.058	1.02
Mg	0.22	0.93	0.64	0.91	0.3	0.89	0.907	0.896
Fe ⁺²	0.2	0.03	0.06	0.06	0.4	0.06	0.046	0.036
Fe ⁺³								
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0	0.03	0.039	0.037
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Diópsido	50.3	96.0	89.4	92	43	90.3	91.49	92.52
Hedembergita	47	2.74	8.77	5.68	55	6.21	4.607	3.681
Johansenita	2.79	1.27	1.84	2.37	2.6	3.53	3.904	3.802

BIBLIOGRAFÍA

- Arrospide, A., 1972. Depósitos Minerales de Hierro de Vegas Peladas Mina "Nenche" Dep. de Malargue- Mendoza, República. Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología. Tomo III-N 1-2: 117-131.
- Bailey, S. W., 1980. Summary and recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. Clays and Clays Minerals, 28: 73-78.
- Bayliss, P., 1975. Nomenclature of trioctahedral chlorites. Canadian Mineralogist, 13: 178-180.
- Bowman, J. R., 1998. Basic Aspects and applications of phase equilibria in the analysis of metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si skarns. Mineralogical Association of Canada short courses series vol 26: Mineralized Intrusion-related skarn system: 1-49. Ed. D. R., Lenz, Quebec.
- Boynton, N. V., 1989. Cosmochemistry of the rare earth elements: condensation and evaporation processes. En: Lipin, B. R., MacKay, G. A., (Eds.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earths, Review in Mineralogy 21, Mineralogical Society of America, 1-24
- Burnham, C. W. y Ohmoto, H., 1980. Late-Stage Processes of Felsic Magmatism. Mining Geology Special Issue, 8: 1-11.
- Busek, P., 1966. Contact metasomatism and ore deposition: Concepción del Oro, México. Economic Geology, v. 61: p. 97-136.
- Chartrand, F. y Cattalant, S., 1990. Massive sulfide deposits in north-western Quebec. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume, 43: p. 77-91.
- Ciobanu, C. L y Cook, N. J., 2004. Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. Ore Geology Reviews, 24: p. 315-370.
- Clayton, R. y T. Mayeda, 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. Geochimica et Cosmochimica, Actas 27: p. 43-52.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1962. An Introduction to the Rock-Forming Minerals, Ortho- and Ring Silicates. Eighth Impression, Fifth impression, 1967, Longman Group, London, 1: p. 1-332.
- Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1975. An Introduction to the Rock-Forming Minerals, Part 5, Non-Silicates, Eighth Impression, Longman Group, London, p. 403-519.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. y Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits: Economic Geology, 75th Anniversary v. 1981: p. 317-391.

- Ettlinger A. D., y Ray, G. E., 1988. Gold-enriched skarn deposits of British Columbia: B. C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork 1987, Paper 1988-1: p. 263-279.
- Ettlinger, A. D., 1990. A Geological Analysis of Gold Skarns and Precious Metal Enriched Iron and Copper Skarns in British Columbia, Canada. Inédito, Ph D Tesis from Washington State University Department of Geology, 249 pp.
- Franchini, M. B., Meinert, L. D. y Montenegro, T. F., 2000. Skarn related to porphyry-style mineralization at Caicayen Hill, Neuquén, Argentina: Composition and Evolution of hydrothermal fluids: *Economic Geology*, v. 95: p. 1197-1213.
- Forster, M. D., 1962. Interpretation of the composition and classification of the chlorites. U. S. Geological Survey Prof. paper 414-A: p. 1-33.
- Gresens, L. D., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical geology*, v. 2: p. 47-65.
- Gross, G. A., 1991. Genetic concepts for iron-formation and associated metalliferous sediments. *Economic Geology Monograph* 8: p. 51-81.
- Hemley, J.J., Cygan, G.L, Fein, J.B., Robinson, G.R., and D'Angelo, W.M., 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: I. Iron-Copper-Zinc-lead Sulfide Solubility Relations: *Economic Geology*, v. 87, p. 1-22.
- Hemley, J.J., y Hunt, J.P., 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General geologic Applications: *Economic Geology*, v. 87, p. 23-43.
- Han, T. M., 1988. Origin of magnetite in the Precambrian iron-formations of low metamorphic grade. IAGOD Quadrilateral Symposium, 7th, Proceedings, 641-656.
- James, H. I., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, v. 49: 235-293.
- Jahns, R. H. y Burnham, C. W., 1969. Experimental studies of pegmatite genesis: A model derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, v. 64: 843-864.
- Keary, P., 1996. *The New Penguin Dictionary of Geology*. Ed Penguin Groups, London.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v. 68, p. 277-279.
- Kübler, B., 1964. Les argyles, indicateurs de metamorphisme. *Institut Francais du Petrole Revue*, v. 19: p. 1093-1112.
- Lapham, D. M., 1968. Triassic magnetite and diabase at Cornwall Pennsylvania, En Ridge, J. D., Ed. *Ore deposits of the United States, 1933-1967 (Craton-Sales vol.)*, New York, AIME, v. 1: 72-94.

- Llambías, E. J., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 27, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: pp. 182, Buenos Aires.
- Leake B. E., Woolley, A., Arps C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, D. J., Hawthorne, C. F., Kato A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith, D. C., Stphenson, N. C. S, Ungaretti L., Whittaker, E. J. W. y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, v. 82, p. 1019-1037.
- MacLane Michael, 1995. *Sedimentology*: Oxford University Press, Inc. New York.
- MackLean, W. H y Kranidiotis, P., 1987. Immobile elements as a monitor of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. 83: 951-962.
- McLeod, R. L. y Stanton R. L., 1984. Phyllosilicates and associated minerals in some Paleozoic stratiform sulfide deposits of Southwestern Australia. *Economic Geology*, v. 79: 1-23.
- Meinert, L. D., 1984. Mineralogy and Petrology of Iron Skarn in Western British Columbia, Canada: *Economic Geology* v. 79, N° 5 p. 869-882.
- Meinert, L. D., 1992. Skarn and skarn deposits: *Geoscience Canada*, v. 19, p. 145-162.
- Meinert, L. D., 1998. A review of skarns that contain gold: Mineralogical Association of Canada short courses series: Mineralized Intrusion-related skarn system. v. 26 p. 359-414, Ed. D. R., Lenz, Quebec.
- Meinert, L. D., Dipple G. y Nicolescu, S., 2005. World Skarn Deposits. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 299-336.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert F. A., Zussman, J., Aoki, K., y Gottardi, 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, v. 73 p. 1123-1133.
- Morris, R. C., 1993. Genetic modeling for banded iron-formation of the Hamersley Group, Pilbara craton, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 60. 243-286.
- Ohmoto, H., 2003. Non redox transformation of magnetite-hematite in hidrothermal systems. *Scientific Communications, Economic Geology*, v. 98: 157-161.
- Purtov, V. K., Kholodnov, V. V., Anfilogov, V. N., y Nechkin, G. S., 1989. The role of chlorine in the formation of magnetite skarns. *International Geology Rev.* 31. p. 63-71.

- Ray, G. E., Dawson, G. L., y Webster, I.C.L., 1996. The stratigraphy of the Nicola Group in the Hedley district, British Columbia and the chemistry of its intrusion and Au skarns: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 33, p. 1105-1126.
- Rickwood, P. C., 1968. On recasting Analyses of Garnet into End-Member Molecules. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 18, p. 175-198.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions: Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, v 12, p. 644.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Produced by Longman Singapore Publishers (Pte) Ltd., Singapore, 352 p.
- Sidder, G. B., 1985. Ore genesis at the Monterrosas deposit in the Coastal Batholit, Ica, Peru. Ph. D., Thesis, Oregon State University, Corvallis, Or.
- Sillitoe, R. H., 1985. Ore-Related Breccias in Volcanoplutonic Arcs. *Economic Geology* v. 80: 1467-1514.
- Trendall, A. F. y Blockley, J. G., 1970. The iron formation of the Precambrian Hamersley Group. *Western Australia: Geological Survey of Western Australia Bulletin*, 119: 366 p.
- Westendorp, R. W., Watkinson, D. H. y Jonasson, J. R., 1991. Silicon bearing zoned magnetite crystals and the evolution of hydrothermal fluids at the Ansil Cu-Zn mine, Rouyn-Noranda, Quebec. *Economic Geology*, v. 86: 1110-1114.
- Xu, J.H., y Zhang, X.F., 1998. Mineralogic, isotopic, and fluid inclusion study of the Qinglongshan iron skarn deposit at the south margin of the Binjiang granite, south Anhui, China: Ninth Quadrennial IAGOD Symposium, Beijing 1994: Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagshandlung, Proceedings, p.427-439.
- Zaw, K. y Zingoyi, B., 2000. Formation of Magnetite-Sheelite Skarn Mineralization at Kara, Northwestern Tasmania: Evidence from Mineral Chemistry and Stable Isotopes. *Economic Geology*, v. 95: 1215-1230.
- Zhao, Yiming, Lin, Wenwei, Bi, Chensi, Li, Daxin y Jiang, Chongjun, 1990. *Skarn Deposits of China*. Chinese Academy Geological Sciences, Beijing, China.

CAPÍTULO VI

GEOQUÍMICA DE LOS FLUIDOS HIDROTERMALES

Superficie de

IV-A

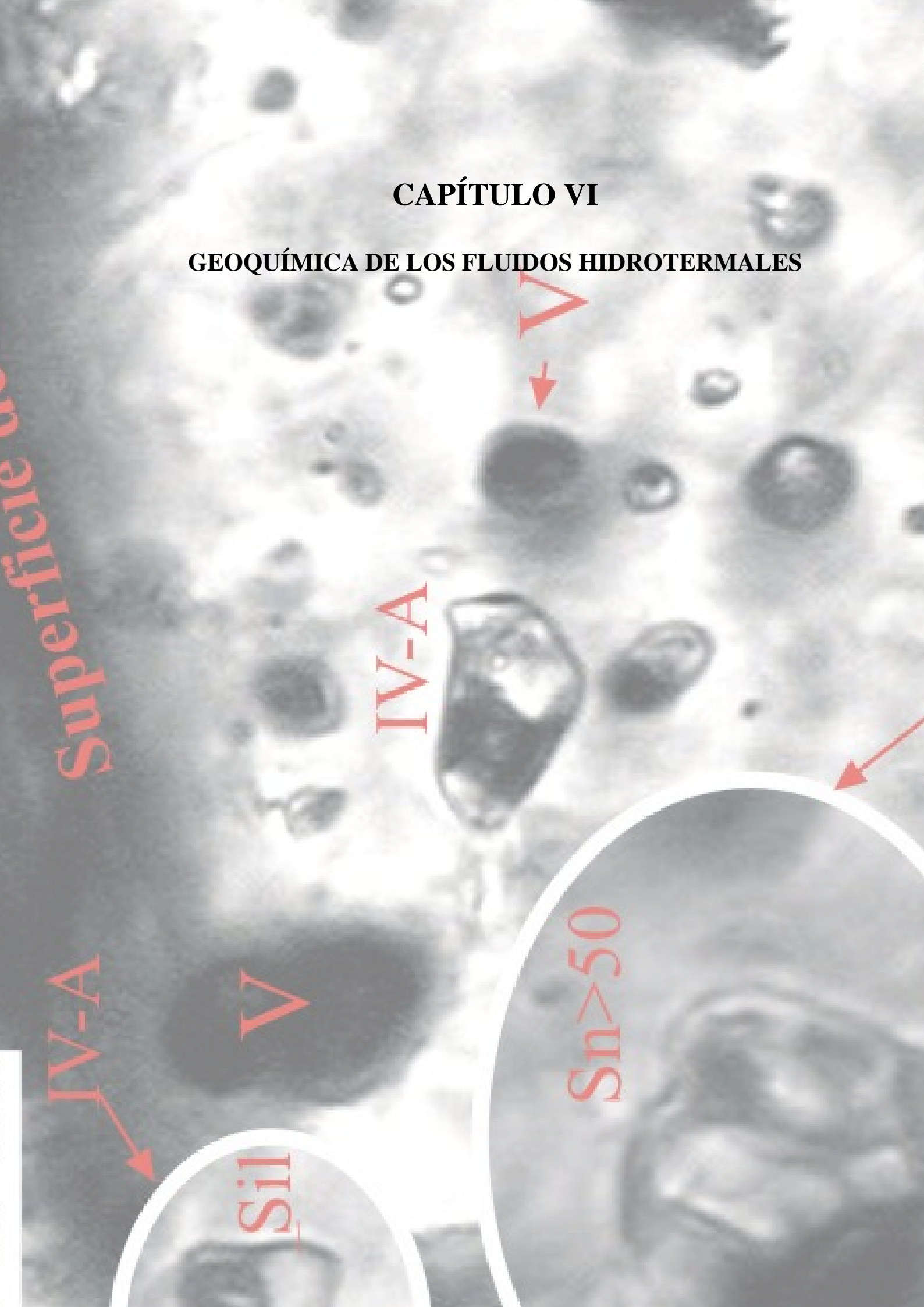
V

IV-A

V

Sil

Sn > 50



INTRODUCCIÓN

En este capítulo se brindan las características de los fluidos hidrotermales que formaron los skarns de Fe en el prospecto Vegas Peladas. Los datos se obtuvieron a través del análisis microtermométrico de las inclusiones fluidas hospedadas en silicatos y carbonatos de los skarns y de los isótopos estables O, H, S y C de silicatos, óxidos, sulfuros y carbonatos seleccionados de los skarns y mineralización de Fe (Tablas 6-1 a 6-4).

ANÁLISIS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Los cristales de cuarzo intersticiales de las rocas ígneas (plutón diorítico, granodiorítico y granítico) y de la alteración de ORT y del epidoto del endoskarn (EP) asociados al plutón diorítico, hospedan numerosas inclusiones fluidas (IF), pero sus tamaños reducidos ($< 10 \mu\text{m}$) impidieron analizarlas.

En los hornfels I y II, el cuarzo presenta un aspecto cribado debido a los múltiples trenes de inclusiones fluidas que lo atraviesan y que dificultan la determinación de sus orígenes.

Las inclusiones fluidas se preservan también en varios minerales (granate, piroxeno, cuarzo, calcita) que forman los dos skarns de Fe estudiados. En el skarn de Fe asociado al stock diorítico, las inclusiones fluidas primarias (Roedder, 1984) en granate y en piroxeno (zonas interna e intermedia del exoskarn) son más abundantes que las secundarias (Roedder, 1984). Sin embargo, las inclusiones fluidas pseudosecundarias (Roedder, 1984) y secundarias son más abundantes que las primarias en el cuarzo que acompaña a estos silicatos. Esto es coherente con el amplio rango de estabilidad del cuarzo a diferentes condiciones de temperatura, presión y composición química de los fluidos hidrotermales (T-P-X), de allí que este mineral pueda registrar los eventos tempranos y los tardíos sin alterarse (Shepherd *et al.*, 1985; Meinert, 1992). Todas estas inclusiones fluidas presentan tamaños ($> 10 \mu\text{m}$) que permitieron su análisis microtermométrico. La combinación de los datos obtenidos de las IF alojadas en cuarzo con los datos microtermométricos de las IF hospedadas en los minerales con rangos de estabilidad (T-P-X) más restringidos (tales como granate y piroxeno tempranos y calcita tardía; ver capítulo V), ha permitido conocer la evolución de los fluidos hidrotermales en el espacio y en el tiempo. Sin embargo, en el skarn asociado al granito, estos minerales contienen inclusiones fluidas muy pequeñas ($< 10 \mu\text{m}$). Sólo pudieron analizarse las IF hospedadas en el cuarzo de la paragénesis de las venas de QTZ-FLD-CLPX, en la zona distal del exoskarn (ver capítulo V, Tabla 5-1).

Descripción de las Inclusiones Fluidas

Para su clasificación se siguieron los criterios genéticos de [Roedder \(1984\)](#) (Primarias-P, Seudo-secundarias-SS y Secundarias-S) y los de [Nash \(1976\)](#), basados en la composición de la IF a temperatura ambiente. En las inclusiones fluidas saturadas, la identificación de los distintos sólidos se realizó utilizando el criterio de [Shepherd et al., \(1985\)](#).

De acuerdo a la composición de las inclusiones fluidas estudiadas ([Nash, 1976](#)), se identificaron 5 tipos y para facilitar sus descripciones se han denominado de la siguiente manera (Tablas 6-1 a 6-3):

- I- bifásicas acuosas ricas en líquido
- II- bifásicas acuosas ricas en vapor
- III- trifásicas
- IVA- multisólidas
- IVB- multisólidas ricas en vapor
- V- monofásicas de Vapor

Inclusiones fluidas en las rocas ígneas

Cerca del contacto con la roca de caja, el cuarzo intersticial tanto del plutón diorítico como del granodiorítico, ha sido repetidamente fracturado y presenta múltiples arreglos planares de inclusiones fluidas regulares. En estos trenes de inclusiones fluidas secundarias coexisten inclusiones salinas (III y IVA-B) (entre los minerales hijos y sólidos se distinguen halita ± silvita ± hematita ± FeCl_n) con inclusiones acuosas ricas en vapor (II > 40%) y monofásicas de vapor (V) (Fig. 6-1, muestra Vp 27-G). El cuarzo de la granodiorita rica en xenolitos dioríticos presenta esta misma asociación de IF, pero allí son más abundantes (Fig. 5-1 y 6-1, muestra Vp Bx1). En contacto con el exoskarn (Fig. 5-9), el cuarzo del granito también presenta varios trenes de IF regulares de tipo II y III con cristal hijo de halita (Fig. 6-1, muestra Vp 10).

Inclusiones fluidas en el exoskarn vinculado al plutón diorítico (I)

Exoskarn, zona interna. En el granate se identificaron inclusiones fluidas primarias del tipo I, II, III, IV-A y V y otro grupo tardío de IF seudo-secundarias debido a que se asocian a microfisuras que atraviesan las zonas de crecimiento del cristal (Fig. 6-1, muestra 2651-Grt). Las inclusiones fluidas primarias III y IV-A presentan formas regulares, las IF ricas en vapor (II-

V) tienen formas arriñonadas y algunas inclusiones del tipo V presentan formas tubulares con su alargamiento paralelo a las zonas de crecimiento del cristal. Entre los minerales hijos y sólidos hallados en las inclusiones trifásicas y multisólidas ($S > 50\%$), se identificaron halita, silvita y hematita. Las IF pseudosecundarias clasificadas como tipo I tienen menor tamaño y formas muy variables.

En el cuarzo incluido en granate, las asociaciones de inclusiones son más complejas pero se pudieron distinguir inclusiones fluidas primarias aisladas, de gran tamaño, pseudo-secundarias y secundarias, éstas dos últimas asociadas a fracturas (Fig. 6-2, muestra 2651-Qtz). En las primarias y pseudo-secundarias abundan las inclusiones fluidas de tipo II, III, IV-A y V; los sólidos más frecuentes identificados son halita \pm silvita \pm hematita \pm FeCl_n . Hay inclusiones fluidas que contienen otros sólidos transparentes y opacos no identificados y tantos sólidos dentro de la cavidad que comprimen y deforman la burbuja de gas (Fig. 6-2, muestra 2651-Qtz). La mayoría de las IF secundarias son bifásicas con $F > 90\%$.

Exoskarn, zona intermedia. Las inclusiones fluidas primarias son abundantes y se concentran en los núcleos isótropos de los cristales de granate (Figs. 5-6 y 6-2, muestra 2702-B; Fig. 5-7 muestras Vp 19-T y Vp 24-F). Son inclusiones bifásicas (I), trifásicas (III), multisólidas (tipo IV-A y B) y monofásicas ricas en vapor (V) de formas ovoides, irregulares y arriñonadas. Las multisólidas de tipo A son las más abundantes y los sólidos presentes ($> 50\%$) comprimen a la burbuja de vapor (Tabla 6-1, muestra 2702-B). Hay escasas inclusiones fluidas secundarias bifásicas acuosas (I). Las inclusiones fluidas halladas en piroxeno son primarias, de formas regulares, multisólidas (IV-A y B) y monofásicas (V) (Fig. 6-2; Tabla 6-1, muestra 2702-B). Muchas de ellas se orientan con su alargamiento paralelo a los lados del cristal o líneas de clivaje. Los minerales hijos y sólidos más frecuentes reconocidos en las inclusiones de ambos minerales son halita \pm silvita \pm FeCl_n \pm hematita.

En el granate de las venas de GRT-PX de la zona intermedia del exoskarn (Fig. 5-3, muestra 2642), se hallaron asociaciones de inclusiones fluidas pero en este caso son en su mayoría bifásicas primarias de tipo I y II, muchas con formas facetadas y lados de las cavidades paralelos a las zonas de crecimiento del cristal (Fig. 6-2; Tabla 6-1 muestra 2642-Gr). También se hallaron algunas IF tipo III con cristal hijo de halita. En esta zona, la calcita intersticial y en vetillas que cortan al granate y al piroxeno, presenta también excelentes inclusiones fluidas primarias bifásicas con formas triangulares y regulares (Fig. 6-2, muestra 2642-Ca).

El cuarzo de la paragénesis MSH-QTZ que reemplaza a la zona intermedia de GRT-CLPX, contiene alta densidad de inclusiones fluidas muy variables. Son de tipo I, II, III y IV-A, con cristales hijos de halita \pm silvita y menos común, sólidos de $\text{FeCl}_n \pm \text{CO}_3^{=}$; sus disposiciones en trenes anastomosados dificultan las interpretaciones cronológicas y genéticas (Figs. 5-7, 5-10 y 6-3; Tabla 6-1, muestra Vp 19-U y Vp 11). En contacto con mushketovita, el cuarzo contiene inclusiones fluidas alineadas junto con inclusiones sólidas de minerales opacos (magnetita-hematita?).

Inclusiones fluidas en el skarn vinculado al plutón granítico (II)

El piroxeno de la zona interna de GRT-CLPX contiene inclusiones fluidas primarias saturadas y ricas en vapor, pero son muy pequeñas para ser analizadas. El cuarzo de la paragénesis QTZ-FLD-CLPX de las venas de la zona distal del exoskarn (Fig. 5-7; Tabla 6-1, muestra Vp 24C), presenta abundantes y excelentes inclusiones fluidas primarias de tipo III, IV-A y V, con cristales hijos y sólidos de halita \pm opaco (silvita) y, menos común, bifásicas de tipo I y II.

Temperatura de Homogeneización y Salinidades de las Inclusiones Fluidas

Metodología

Los cambios de fases a bajas temperaturas se midieron en primer lugar para minimizar la posibilidad de decrepitación de IF. Todas las muestras fueron inicialmente enfriadas a $-120\text{ }^\circ\text{C}$, luego lentamente calentadas para medir las temperaturas de la primer fusión (T_e) y de fusión final del hielo (T_m) (Reodder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985) y con ellas poder determinar el sistema salino al cual pertenece el fluido (Ej. $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ o $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$) y su salinidad utilizando la ecuación de Bodnar (1992). En este estudio se emplearon las T_e teóricas determinadas por Borisenko (1977) y Crawford (1981), éstas últimas se señalan con paréntesis.

Se continuó con el calentamiento para determinar las temperaturas de homogeneización líquido-vapor (T_h) y de fusión de los minerales hijos (T_m). Las salinidades de las inclusiones que contenían halita y silvita fueron determinadas por las temperaturas de disolución de halita y de silvita usando el diagrama de fases $\text{NaCl-KCl-H}_2\text{O}$ (Sterner *et al.*, 1988). Para las inclusiones multisólidas, el cálculo de salinidad se determinó en porcentaje en peso (%) de NaCl equivalente (eq.) a partir de la temperatura de disolución del último cristal hijo, utilizando la ecuación de Sterner *et al.* (1988). De aproximadamente 150 IF cartografiadas en granate y piroxeno, sólo 11

IF hospedadas en piroxeno cumplieron con los requisitos de nitidez y tamaño ($> 50 \mu\text{m}$) para ser analizadas con la platina de alta temperatura (Leitz Heating Stage 1350).

Los cálculos de las isocoras y la estimación de las presiones mínimas y presiones de entrapamiento se realizaron a través del programa PVTX ([Software Modelling for Fluid Inclusions, Linkam, Scientific Instrumens ltd., 1995](#)).

Resultados

Los resultados obtenidos se resumen en la tabla 6-3 y se representan en los diagramas de frecuencia de temperaturas de homogeneización ($^{\circ}\text{C}$) y de salinidades (% peso NaCl eq.) y en diagramas bivariantes de temperaturas de homogeneización ($^{\circ}\text{C}$) versus salinidades (% peso NaCl eq.) de las Figs 6-4 a 6-9.

Exoskarn I. En las inclusiones fluidas del granate de la zona interna se midieron Th a líquido superiores a 550°C . Los cambios de fases durante el enfriamiento no se pudieron detectar debido al tamaño reducido de las inclusiones. Sin embargo, la presencia de cristales hijos y sólidos en algunas de ellas permitió asignarlas al sistema NaCl-KCl-óxidos de hierro- H_2O , con salinidades variables y comprendidas entre 39 y 41 % (Fig. 6-4; Tablas 6-1 y 6-3). Estas inclusiones saturadas homogeneizaron a líquido por desaparición de la burbuja de vapor.

Algunas inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias de tipo III y IV-A del cuarzo incluido en el granate poiquilítico, homogeneizaron a líquido por desaparición de la burbuja de vapor en un amplio rango de Th comprendido entre $265\text{-}579^{\circ}\text{C}$. Otras inclusiones homogeneizaron por disolución del cristal de halita (T_m) entre $324\text{-}550^{\circ}\text{C}$ y en dos inclusiones las temperaturas de desaparición de la burbuja fueron iguales a las temperaturas de disolución del cristal de halita. Sólo tres IF tipo II homogeneizaron a vapor: dos a los 575°C y una a los 335°C . Estas IF presentan salinidades variables entre 39,7 y 67 %; de acuerdo a los cristales hijos y sólidos presentes en las IF saturadas se deduce que estos fluidos pertenecen al sistema NaCl-KCl- $\text{FeCl}_n\text{-H}_2\text{O}$ y óxidos de hierro (Fig. 6-4; Tablas 6-1 y 6-3).

La mayor parte de las inclusiones fluidas primarias alojadas en granate y en piroxeno de la zona intermedia homogeneizaron a líquido por disolución de halita (T_m) y por la desaparición de la burbuja de vapor (ThL) a temperaturas superiores a los 550°C , como las IF del granate de la zona interna, pero con salinidades bastante más altas ($38\text{-}60\%$) (Fig. 6-5; Tablas 6-1 y 6-3). Un grupo de IF en el granate presentó menores ThL , por desaparición de la burbuja de vapor y

variables entre 304 y 400°C. Varias inclusiones fluidas del piroxeno de esta zona intermedia fueron medidas con una platina de calentamiento de mayor temperatura y se obtuvieron Th a líquido por desaparición de la burbuja de vapor y salinidades comprendidas entre 570 y 580°C y 64 y 68.2 %, respectivamente (Fig. 6-5; Tablas 6-1 y 6-3). Otro grupo de IF en piroxeno homogeneizó a líquido por disolución del cristal de halita a temperaturas variables entre 532-670°C y salinidades variables entre 64 y 70% de NaCl eq. El tamaño y la nitidez inadecuados de las IF hospedadas en el granate, no permitieron su estudio con esta platina. Muchas inclusiones fluidas pseudo-secundarias y secundarias tipo I en granate homogeneizaron a líquido en un rango comprendido entre 180 y 268°C y sus salinidades fueron inferiores (7,8-23 % peso NaCl eq.) (Fig. 6-5; Tablas 6-1 y 6-3). Valores más altos que en estas inclusiones secundarias, se obtuvieron en las IF primarias hospedadas en el granate de las venas GRT-CLPX de la zona intermedia del exoskarn, con Th a líquido por desaparición de la burbuja de vapor comprendidas entre 216 y >550°C y salinidades entre 19,5 y 34 % (Fig. 6-5; Tablas 6-1 y 6-3 14). En este granate se midieron T_e variables: -30, -48 y -52 °C, correspondientes a sistemas de fluidos químicamente complejos tales como (Shepherd *et al.*, 1985):

- H₂O-NaCl-KCl, eutéctico teórico -23.5 °C, (-22.9 °C) y H₂O-MgCl₂, eutéctico teórico:-33.6 °C
- H₂O-CaCl₂, eutéctico teórico: -49.5 °C
- H₂O-MgCl₂-CaCl₂, eutéctico teórico: -52.2 °C
- H₂O-NaCl-CaCl₂, eutéctico teórico:-55 (-52 °C)

Las IF secundarias del cuarzo incluido en el granate de la zona interna homogeneizaron a temperaturas comprendidas entre 148 y 288°C por desaparición de la burbuja de vapor y una IF saturada homogeneizaron a 277°C por disolución del cristal hijo con una salinidad de 36,5 % de NaCl eq. (Fig. 6-4; Tablas 6-1 y 6-3). Una IF bifásica acuosa alineada con las IF salinas homogeneizó a vapor a 282°C. En las venas de GRT-CLPX también se identificaron inclusiones fluidas secundarias tipo I y en ellas se midieron las temperaturas de homogenización más bajas de todo el sistema (113°-130°C).

La gran variedad de IF que se hallaron en el cuarzo asociado a la mineralización de hierro (MSH-QTZ), dieron rangos de Th y salinidades de 215-436°C y 24,3-48,5 % de NaCl eq., respectivamente (Figs. 6-6 y 6-7; Tablas 6-1 y 6-3). Todas las IF tipo I presentes y la mayoría de las tipo III y IV-A, homogeneizaron a líquido y en las saturadas, las temperaturas de disolución de los cristales hijos fueron inferiores a la Th de la burbuja de vapor (excepto en una IF en la que T_m>Th). Dos IF tipo II espacialmente asociadas a las anteriores homogeneizaron a vapor a

temperaturas similares (320 y 420°C) (Tablas 6-1 y 6-3). Probablemente fueron entrampadas durante la ebullición del fluido y en este caso las temperaturas de homogeneización obtenidas corresponderían a las verdaderas temperaturas de entrampamiento del fluido. La composición química de estas IF ($\text{NaCl-KCl-FeCl}_n\text{-H}_2\text{O-CO}_3^-$, deducida de los sólidos reconocidos) es similar a la definida para las IF alojadas en granate y piroxeno. Sin embargo, es la primera vez que se detecta un cristal hijo carbonático y ausencia de sólidos opacos. Las T_e medidas en varias inclusiones bifásicas se hallan entre -43 y -55°C, temperaturas eutécticas similares a los eutécticos de los siguientes sistemas acuosos salinos (Borisenko, 1977):

- $\text{H}_2\text{O-CaCl}_2\text{-ClK}$, eutéctico teórico: - 50.5 °C

- $\text{H}_2\text{O-CaCl}_2$, eutéctico teórico: -49.8 °C

-Las desviaciones de estas T_e teóricas puede obedecer a la presencia de otras sales (NaCl , FeCl_2 , Na_2CO_3 y Na_2CO_3) en proporciones variables.

Las salinidades más bajas (8,4-13,51 % NaCl eq.) de todo el sistema investigado se midieron en las IF bifásicas primarias hospedadas en calcita con rangos de T_h variables entre 165 y 315°C (Fig. 6-5; Tablas 6-1 y 6-3). Sus T_e arrojaron dos grupos de valores: -15° a -22°C y -29° a -35°C que se correlacionan con las IF de menor temperatura y mayor temperatura respectivamente. Las temperaturas de la primera fusión del hielo que dieron por encima del T_e del sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ (-21.2°C), estarían indicando la presencia de sales de KCl y las que están por debajo de este valor, estarían indicando la presencia de otras sales disueltas en proporciones variables tales como (Shepherd *et al.*, 1985):

- $\text{H}_2\text{O- NaCl-KCl}$, eutéctico teórico:-23,5 (-22,9)

- $\text{H}_2\text{O - MgCl}_2$, eutéctico teórico:-33,6

- $\text{H}_2\text{O - FeCl}_2$, eutéctico teórico:-35

Las características de los fluidos hidrotermales que formaron las distintas zonas del skarn de Fe vinculado genéticamente al plutón diorítico se representan en el gráfico de salinidades versus temperaturas de homogeneización finales (T_{hL} o T_m) de la figura 6-9.

Skarn II. Las IF primarias tipo III y IV-A hospedadas en cuarzo de las venas de QTZ-FLD-CLPX de la zona distal del exoskarn, presentan salinidades variables entre 30,3 y 45,3 % NaCl eq.. En la mayoría de estas inclusiones la burbuja de vapor homogeneizó a líquido a mayor temperatura que la fusión de los cristales hijos, con T_h desde 289 a >550°C. Las IF tipo II homogenizaron a líquido entre los 469 y > 550°C (Fig. 6-8; Tablas 6-1 y 6-3). Dos inclusiones ricas en vapor asociadas con IF saturadas, homogenizaron a vapor a ~ 450°C y otras dos a

~550°C (Fig. 6-8, Tablas 6-1 y 6-3). Sobre la base de los minerales hijos y sólidos identificados, estos fluidos pertenecen al sistema H₂O-NaCl- FeCl. En el diagrama de la figura 6-10 se muestran las salinidades versus las temperaturas de homogeneización medidas en estas inclusiones.

Estimación de las Temperaturas y las Presiones de Entrampamiento

Skarn I

Hay evidencias de ebullición en el cuarzo incluido en el granate de la zona interna del exoskarn, en la calcita de la alteración retrógrada y en el cuarzo de la alteración MSH-QTZ.

En el primer caso, el proceso de ebullición quedó registrado en las IF secundarias y tuvo lugar a temperaturas comprendidas entre 280 y 320°C y salinidades promedio de 40 % NaCl eq., correspondiendo presiones de vapor de 150-160 bares (Fig. 6-11, muestra 2651-Qtz). Sólo dos IF primarias tipo IV-A con salinidades de 43-56 %, presentaron homogeneización simultánea del cristal hijo y del vapor a los 358-468°C, correspondiendo en este caso presiones mínimas de vapor de 180 y 510 bares (Fig. 6-11, muestra 2651-Qtz). Un rango de temperaturas de ebullición más bajo (165 a 280 °C) y salinidades entre 8,41 y 13,51 %, se midieron en las IF alojadas en la calcita de las venas más externas de la zona intermedia del exoskarn (Fig. 6-11, muestra 2642-Cal), correspondiendo presiones menores (20 y 75 bares).

En el cuarzo asociado a la mineralización de hierro, las temperaturas de ebullición registradas (320 y 420°C) y las salinidades (24,3 y 41,6 %), corresponden a presiones de vapor comprendidas entre 125 y 325 bares (Fig.6-11, muestras Vp19-U-Qtz y Vp 11-Qtz).

A pesar de la coexistencia de IF primarias ricas en vapor con IF salinas en granate y en piroxeno de las zonas interna e intermedia, no fue posible determinar si hubo un proceso de ebullición. Esto obedeció a que las IF tipo III homogeneizaron a temperaturas mayores de 550°C y en el caso de las IF de tipo III hospedadas en piroxenos -cuyas ThL pudieron ser obtenidas con la platina de mayor temperatura- su pequeño tamaño imposibilitó obtener ThV. En consecuencia, las temperaturas de homogeneización (304-670°C) obtenidas para ambos minerales son consideradas temperaturas mínimas de entrampamiento. Las presiones para este grupo de inclusiones saturadas y de alta temperatura no se pudieron calcular debido a la complejidad en la determinación de las isocoras para fluidos con salinidades mayores a 60% peso NaCl eq. (Shepherd *et al.*, 1985).

Para el resto de las IF saturadas (IV-A) pero con salinidades menores (50%) y $ThL = 220 - 550^{\circ}C > TmS$ (Fig. 6-11, muestras 2651-Qtz, 2642-Grt, Vp19-U-Qtz, Vp11-Qtz), corresponden presiones mínimas de entrapamiento entre 47 y 937,5 bares. De este amplio rango de presiones calculadas, las mayores (> 275 bares) se correlacionan con las IF primarias hospedadas en el Qtz y Grt de las zonas progradantes del exoskarn y las menores (< 275 bares), con las IF hospedadas en el Qtz de las zonas retrógradas del exoskarn. Para las IF con $ThL = 240 - 400^{\circ}C < TmS$, corresponden las presiones mínimas de entrapamiento entre 152 y 205 bares. Para las IF tipo I primarias hospedadas en granate de las venas GRT-CLPX, que presentaron temperaturas mínimas de entrapamiento entre $363 - 400^{\circ}C$, corresponden presiones mínimas de entrapamiento variables entre 280 y 300 bares. Para las inclusiones secundarias hospedadas en el granate de la zona de GRT-CLPX que presentaron temperaturas mínimas de entrapamiento entre 180 y $268^{\circ}C$, corresponden presiones mínimas de entrapamiento de 47 a 94 bares (Fig 6-11, muestra 2702-B-Grt).

La máxima presión hidrostática de 325 bares determinada para los fluidos responsables de la alteración retrógrada del skarn, corresponde a una profundidad de emplazamiento de al menos 3,3 km. Es probable que las inclusiones fluidas en el cuarzo (MSH-QTZ) y la calcita (EP-CAL-CLO-PY) de la alteración retrógrada que mostraron evidencias de ebullición, hayan sido entrapadas en la curva líquido-vapor y por lo tanto sus temperaturas de homogeneización son iguales a las temperaturas de entrapamiento. Sin embargo, no se encontraron evidencias de ebullición en el resto de los silicatos cálcicos (granate, piroxeno), hecho que sugiere que en los estadios iniciales de formación del skarn prevalecieron las condiciones litostáticas. En condiciones litostáticas, suponiendo una profundidad de formación del skarn de 3,3 km (estimada a partir de los fluidos en ebullición) y una densidad promedio para la columna rocosa sobreyacente de $2,7 \text{ gr/cm}^3$, corresponde una presión litostática de 877,5 bares.

Skarn II. Hay evidencias de inmiscibilidad en el cuarzo de las venas QTZ-FLD-CLPX de la zona distal del exoskarn a los $\sim 450^{\circ}C$ y $\sim 550^{\circ}C$ (con salinidades de 41 % NaCl eq.), por lo que esta temperatura de homogeneización se pueden interpretar como la temperatura de entrapamiento del fluido en la IF, correspondiendo una presión litostática de 450 bares (Fig. 6-11, muestra Vp24C).

ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES

Los análisis de los isótopos estables se realizaron sólo en los minerales del skarn asociado al plutón diorítico, debido a que es de mayor magnitud y hospeda la mineralización de hierro más importante del distrito. Con fines comparativos se analizaron los isótopos del oxígeno de la biotita y de la plagioclasa del plutón diorítico (muestra 2685) y del feldespato del plutón granítico (muestra Vp 10).

Los minerales del skarn seleccionados sobre los cuales se realizaron los análisis del $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ fueron: 1) el cuarzo de alteración (ORT) de la diorita (muestra 2653-C); 2) epidoto del endoskarn (EP, muestra, 2653-C); 3) granate del exoskarn intermedio (GRT-PX, muestra 2692); 4) epidoto, cuarzo y magnetita de la alteración retrógrada (EP-MAG) superpuesta al exoskarn interno (muestras 2684, 2702 y 2704-C; Figs. 5-3, 5-5 y 5-6); 5) anfíbol de las venas en las zonas intermedias y externas (EP-PAR y MSH-HBL-ACT, muestras 2642 y 2656-3; Figs. 5-3 y 5-4) y 6) epidoto y calcita de la alteración retrógrada tardía (EP-CAL-CLO-PY, muestra 2692; Fig. 5-2). También se realizaron los análisis del δD del epidoto y de $\delta^{34}\text{S}$ de la pirita intersticial, ambos minerales del endoskarn (EP, muestra 2653-C; Figs.5-4), del $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita de la alteración retrógrada tardía (EP-CAL-CLO-PY, muestra 2692; Fig. 5-2) y $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita del banco de mármol (muestra 2711-F; Fig. 5-10). La elevada proporción de inclusiones micrométricas de cuarzo, feldespato y piroxeno en los cristales de granate de la zona interna del exoskarn, imposibilitó la separación manual de este silicato cálcico y su posterior análisis.

Resultados

Los resultados de los análisis realizados se muestran en la tabla 6-4. La biotita y el feldespato de la diorita presentan valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 5,4 y 6,9 ‰ respectivamente. El cuarzo y el epidoto de la alteración de la diorita tienen valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de 8,3 y 2,8-3,1 ‰, respectivamente. En el granate de la zona intermedia del exoskarn el valor $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ es de 5,6 ‰ y en el epidoto de la zona interna retrógrada del exoskarn es de 2,6 a 2,8 ‰. El anfíbol de las venas externas del exoskarn presenta valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ variables entre 2,9 a 5,6 ‰. La magnetita de esta misma zona presenta valores variables entre -2,7 y 4,6 ‰. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del epidoto y de la calcita tardíos son de 0,9 - 1,4 ‰ y de 8,06, respectivamente. Finalmente, el valor $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de la calcita del banco de mármol es de 11,73 ‰.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de la calcita del estadio retrógrado y del banco de mármol son -9,332 y -12,504, respectivamente. Los valores $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ y $\delta^{34}\text{S}_{\text{DT}}$ del epidoto y de la pirita del endoskarn son -92 ‰ y 4,1 ‰, respectivamente.

Composición del agua y termometría

Se obtuvo la temperatura (638°C) de equilibrio isotópico entre los minerales ígneos de la diorita -plagioclasa (anortita) y biotita- utilizando la ecuación de Zheng (1993a) (Tabla 6-4). Los cálculos de temperaturas realizados con los pares minerales epidoto-magnetita (569-634°C) y magnetita-cuarzo (768°C) (Zheng, 1993b; Zheng, 1991; Zheng y Simon, 1991; Cole *et al.*, 2004) de las zonas retrógradas del exoskarn, arrojaron valores extremadamente altos, indicando que estos minerales no alcanzaron a equilibrarse isotópicamente (Tabla 6-4). Para el par calcita-epidoto, no se cuentan con los datos termodinámicos apropiados para obtener resultados de temperaturas.

Las composiciones $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y $\delta^{34}\text{S}_{\text{DT}}$ del agua en equilibrio con los minerales analizados fueron calculadas usando los rangos de temperaturas estimadas a partir de los datos de las inclusiones fluidas y de las temperaturas obtenidas a partir de los datos isotópicos de los pares de minerales en equilibrio, usando las ecuaciones que se presentan en la última columna de la tabla 6-4. Las temperaturas mínimas de formación utilizadas para el cálculo de valores isotópicos de los fluidos de la magnetita, epidoto y cuarzo de la zona interna del exoskarn, se estimaron a partir de las temperaturas obtenidas de las IF del cuarzo (215 y 436°C) en contacto con la mena de hierro (MSH-QTZ). Teniendo en cuenta que la alteración rica en anfíbol y mushketovita se superpone a las zonas de GRT-PX y a los hornfels en posiciones distales, se estimó que sus temperaturas mínimas de formación fueron semejantes a las temperaturas de homogeneización de las IF secundarias de las zonas intermedias de GRT-PX (180-268°C). En el caso del epidoto de la paragénesis EP-CAL-CLO-PY, se asumió como temperatura de formación las de las IF (165-315°C) de la calcita que está en equilibrio con este mineral. Si bien no hay registros de temperaturas mínimas de formación de IF para el epidoto del endoskarn y la calcita del banco de mármol, los cálculos de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, δD y $\delta^{13}\text{C}$ del fluido se realizaron asumiendo las temperaturas de formación del cuarzo del exoskarn retrógrado de la zona interna (MSH-QTZ) (215-436°C) y del exoskarn progradante (580-670°C), respectivamente. En los párrafos siguientes, siempre el primer valor ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{34}\text{S}$ ‰) se refiere a los cálculos realizados con las temperaturas mínimas y el segundo al realizado con las temperaturas máximas.

Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del agua en equilibrio con el cuarzo y el epidoto de la alteración de la diorita son 6,2-7,1 y (-0,49)-3,47 ‰, respectivamente. Los valores de $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ y $\delta^{34}\text{S}_{\text{DT}}$ del agua en equilibrio con el epidoto y la pirita del endoskarn son (-75,83)-(-48,6) ‰ y 2,42-3,3 ‰,

respectivamente. Para el agua en equilibrio con el granate de las venas de la zona intermedia del exoskarn se determinaron valores $\delta^{18}\text{O}$ de 7,23-8,53 ‰. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con los minerales de alteración retrógrada de la zona interna (EP-MAG), son los siguientes: (-0,49)-3,47 ‰ con el epidoto, (-2,54)-4,31 ‰ con el cuarzo y, con la magnetita rangos variables entre 5,9 y 13 ‰ para las temperaturas mínimas y 4,91 y 12,21 ‰ para las temperaturas máximas. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con los minerales retrógrados de las zonas intermedia y externa (EP-PAR y MSH-HBL-ACT) son: 4,67-6,69 ‰ con la ferropargasita y (-0,55)-3,67 ‰ con la actinolita y del agua en equilibrio con los minerales retrógrados tardíos (EP-CAL-CLO-PY) son: (-4,66) - (-0,19) ‰ con el epidoto y (-3,9)-2,68 con la calcita ‰. El valor $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del agua en equilibrio con la calcita del banco de mármol es 9,9-10,45 ‰. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para el agua en equilibrio con la calcita de la paragénesis EP-CAL-CLO-PY es de (-10,1)-(-7,7) ‰ y para la calcita del mármol (-9,86)-(-10,1) ‰.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ y $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ de las aguas meteóricas locales se obtuvieron de la página web www.Water,Isotopes.org, para las coordenadas geográficas promedio de 35,5° S y 69,93° O y altitudes variables entre 2600 y 3100 m.s.n.m., y corresponden a $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de -9.23 a -10.19 y $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ de -55.94 a -63.05, respectivamente.

DISCUSIÓN

Fuente de los Fluidos

De acuerdo a los registros de IF, los minerales de las zonas interna e intermedia del exoskarn progradante se formaron a partir de la interacción de los protolitos sedimentarios con fluidos hidrotermales de temperaturas elevadas (>550-670°C), muy salinos (entre 38 y 70 % NaCl eq), saturados en KCl, NaCl, ClFe, sin CaCl₂ y bajo un régimen de presión litostática de 877 bares. Si bien no hay datos isotópicos de estos minerales del skarn, las altas temperaturas y salinidades obtenidas de las IF, con KCl y sin CaCl₂, son características exclusivas de los fluidos hidrotermales de origen magmático (Roedder, 1971; Moore y Nash 1974; Gustafson y Hunt, 1975; Chivas y Wilkins, 1977; Eastoe, 1978; Bodnar y Beane, 1980; Wilson et al., 1980; Kwak y Tan, 1981; Shelton, 1983; Reynolds y Beane, 1985; Hendenquist y Lowenstern, 1994; Bodnar, 1995; Hendenquist y Richard, 1998; Meinert *et al.*, 2005). Temperaturas de homogeneización y salinidades (216-550°C y 19,5-35 NaCl eq.) inferiores a las previas se midieron en las IF alojadas en el granate de las venas de GRT-PX de la zona intermedia del exoskarn, las menores Th podrían deberse a que estos datos no fueron corregidos por presión (Roedder y Bodnar,

1980). Sin embargo, en estas venas el valor del $\delta^{18}\text{O}$ (7,23-8,53 ‰) del agua en equilibrio con el granate a 216-550 °C (Th), es similar a los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la plagioclasa (8,2 ‰) y de la biotita (7,93 ‰) del plutón diorítico (Fig. 6-12). Estos datos isotópicos también indican que las aguas de composición magmática predominaron en estos fluidos (Taylor, 1986; Meinert *et al.*, 2003).

Menores temperaturas de homogeneización, salinidades (215-436°C y 23-41 % NaCl eq.) y el pasaje a un régimen hidrostático (325 bares), quedaron registrados en los minerales de las zonas retrógradas del exoskarn en equilibrio con los óxidos de hierro. La ausencia de burbujas inmiscibles de gas CO_2 en las IF analizadas, sugiere que el CO_2 originado durante la formación del skarn fue eficientemente removido del sistema y que la concentración de CO_2 en los fluidos fue uniformemente baja, por lo que el CO_2 en el fluido tuvo poco efecto en los valores $\delta^{18}\text{O}$ de los minerales de skarn (Bowman, 1998). En consecuencia, la dispersión en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua en equilibrio con los minerales retrógrados del skarn (Fig. 6-12) se reduce al efecto de la interacción de uno o más de los siguientes factores: 1) disminución de la temperatura, 2) mezcla con aguas meteóricas, 3) influencia de las aguas magmáticas, e 4) interacción con la roca carbonática. Los dos primeros factores disminuyen y los dos últimos (3 y 4) aumentan el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de los fluidos (Bowman, 1998).

Los valores $\delta^{18}\text{O} \sim 12$ ‰ tan elevados determinados para la magnetita, podrían obedecer a la interacción de los fluidos hidrotermales con la roca de caja carbonática (Fig. 6-12). La similitud de los valores $\delta^{18}\text{O}$ del epidoto de la zona retrógrada interna (-0,49 a 3,47 ‰) y de la actinolita de la zona retrógrada distal (-0,55 a 3,67, ‰) del exoskarn, con los valores $\delta^{18}\text{O}$ del epidoto del endoskarn (-0,19 a 3,77 ‰), estaría indicando que estos minerales se formaron a expensas de fluidos similares (Fig. 6-12). Dado que sólo se cuenta con valores de δD del epidoto del endoskarn y que los valores δD de las aguas meteóricas locales caen en el centro del campo de las aguas magmáticas, estos valores no tienen una firma clara en cuanto al origen de los fluidos (Bowman, 1998) (Fig. 6-13). El valor $\delta\text{S}^{34}\text{S}_{\text{DT}}$ para la pirita del endoskarn, está dentro del rango de valores del δS^{34} de granitoides derivados de magmas con escasa a nula contaminación cortical (-1 y 8 ‰) (Hoef, 1987), coherente con un predominio de fluidos magmáticos aún en el skarn retrógrado. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ ‰ del epidoto del endoskarn y actinolita y epidoto de la alteración retrógrada del exoskarn, todos inferiores a los definidos para los fluidos magmáticos (< 5 ‰; Taylor, 1986) puede obedecer a la presencia de aguas meteóricas en los fluidos y/o a la disminución de la temperatura (Bowman, 1998) (Figs. 6-12 y 6-13).

Los valores muy bajos de $\delta^{18}\text{O}$ (9,98-10,45 ‰) y $\delta^{13}\text{C}$ (-9,86 y -10 ‰) de la calcita del banco de mármol, inferiores a los determinados para los fluidos en equilibrio con una calcita proveniente de la recristalización de un carbonato de origen marino ($\delta^{18}\text{O} > 21$ ‰ y $\delta^{13}\text{C} > 1$ ‰), podría explicarse por el intercambio isotópico entre calcita y grafito durante el metamorfismo térmico (Bowman, 1998). A pesar de que no se halló grafito en las metasedimentitas, no se descarta su presencia debido a que ciertos niveles del protolito sedimentario (F. Calabozo) son ricos en materia orgánica (Dessanti, 1973; 1978). Otra posible causa de estos valores del ^{18}O y del ^{13}C en la calcita del mármol puede ser el intercambio isotópico entre las rocas de caja carbonáticas y los fluidos magmáticos con valores de $X(\text{CO}_2)$ significativamente diferentes (Bowman, 1998).

Por último, los bajos valores del $\delta^{18}\text{O}$ registrados para el agua en equilibrio con el epidoto (-4,66 a 0,69 ‰) y con la calcita (-3,9 a 2,68 ‰) de las zonas retrógradas tardías del exoskarn formadas a menores temperaturas (165-315°C) y salinidades (8,41 y 13,51 % de NaCl eq.), junto con los valores bajos de $\delta^{13}\text{C}$ (-10,25 y -7,17 ‰) para la calcita, indican el incremento en la cantidad y eventualmente preponderancia de aguas meteóricas en los fluidos hidrotermales tardíos (Bowman, 1998; Fournier, 1999; Meinert, *et al.*, 2005).

Si bien no hay datos de isótopos estables ni de inclusiones fluidas en los cristales de cuarzo de los hornfels I y II, los múltiples trenes de IF fluidas observados en ellos probablemente representen el entrampamiento de las aguas de formación de la F. Puchenque, durante la recristalización isoquímica del metamorfismo térmico. Para esta unidad rocosa existen datos de saturación de agua (hasta 50%) y salinidades de formación (3 a 10 % NaCl eq) obtenidas en registros de perforaciones de petróleo en diferentes sectores de la cuenca Neuquina (Comunicación personal, Lic. D. T. Licitra).

Las altas temperaturas de homogeneización (289->550 °C) y salinidades (30-45,3 % NaCl eq.) observadas en las inclusiones fluidas hospedadas en el cuarzo de las venas de QTZ-FLD-CLPX del exoskarn asociado al plutón granítico, sugieren que estos fluidos hidrotermales fueron predominantemente magmáticos, con tres poblaciones de IF: 1) IF que homogeneizaron por disolución del cristal de halita con un tren de menor salinidad con la disminución de la temperatura (Fig. 6-10); 2) IF que homogeneizaron por desaparición de la burbuja de vapor a mayor temperatura que las anteriores pero presentan salinidades similares y 3) un grupo de IF que también homogeneizaron por desaparición de la burbuja de vapor a temperaturas algo mayor que las anteriores pero sus salinidades son inferiores. Esta tendencia es opuesta a la observada en las IF del exoskarn I (Fig. 6-9 y 6-10).

CONCLUSIONES

Las temperaturas de homogeneización y salinidades (216 a > 670 °C y 19,5 a 70 % de NaCl eq.) de las inclusiones hospedadas en cuarzo, granate y piroxeno del exoskarn interno e intermedio y sus características isotópicas, indican que el exoskarn progradante vinculado al plutón diorítico se formó a partir de fluidos magmáticos con altas temperaturas, muy altas salinidades y a presiones litostáticas \cong 877 bares. La ausencia de CO₂ líquido en las IF, indica que la XCO₂ fue menor a 0,1, tal como ha sido sugerido para la mayoría de los depósitos metálicos asociados a skarn (Einaudi *et al.*, 1981). Los cristales hijos y sólidos identificados en las IF y las temperaturas de fusión del hielo obtenidas en este trabajo, indican que estos fluidos transportaron Na, K, Fe, Mg, y Cl. Estas características sugieren que durante la formación del exoskarn progradante, en los fluidos predominaron condiciones de alta solubilidad del Fe (Hemley *et al.*, 1992a y b). De acuerdo a la petrografía de las IF (saturadas en NaCl, KCl y FeCl_n) y a las características isotópicas (con valores de $\delta^{18}\text{O}$ del fluido, entre 6,19-7,10 ‰) del cuarzo de la alteración temprana de la diorita (ORT), esta alteración también se formó a partir de fluidos salinos de origen magmático.

Las evidencias de ebullición entre los 320 y 420°C observadas en las IF del cuarzo de la alteración retrógrada, señalan el pasaje de un régimen litostático y comportamiento dúctil de la columna rocosa, de altas temperaturas (> 400 °C) y presiones (\cong 877 bares) (Fournier, 1999), a un régimen hidrostático y comportamiento frágil, de menores temperaturas (< 400) y presiones (< 500 bares). Las temperaturas de homogeneización y salinidades inferiores (215-436 °C y 24,3-48,5 % de NaCl eq.) de las IF en el cuarzo que acompaña al óxido de hierro en equilibrio con epidoto, se correlacionan con una menor solubilidad del Fe en los fluidos salinos (Hemley *et al.*, 1992; Hemley y Hunt, 1992). Si bien la salinidad de estos fluidos es menor a la de los fluidos del estadio inicial de formación del exoskarn de granate-piroxeno, sigue siendo alta (24,3 a 48,5 % NaCl eq.) y por primera vez se observaron cristales hijos de carbonato en el sistema. Es probable que estas IF hayan registrado la mezcla de los fluidos magmáticos con fluidos externos durante la precipitación de los óxidos de Fe; de allí los valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas en equilibrio con la magnetita. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los silicatos retrógrados que acompañan la mena de hierro, inferiores respecto al determinado para las zonas de granate-piroxeno, podrían obedecer a los cambios en la temperatura y/o a la incursión de aguas meteóricas en los fluidos hidrotermales. Para este estadio del sistema hidrotermal, varios factores parecen haber influido en las composiciones y temperaturas de los fluidos hidrotermales y, en consecuencia, en la

dispersión de los datos isotópicos. Ellos se analizarán en detalle en el próximo capítulo (VII). Las temperaturas (165- 315 °C) y salinidades inferiores registradas en la calcita (8,42-13,51 % NaCl eq.) y los bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ del epidoto y de la calcita de la alteración retrógrada tardía, indican la preponderancia de aguas meteóricas en los fluidos hidrotermales de este estadio tardío del sistema hidrotermal.

Los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, δD y $\delta^{34}\text{S}$) de los minerales del endoskarn de EP indican que se formaron a partir de fluidos similares a los de las zonas retrógradas EP-MAG, EP-PAR y MSH-HBL-ACT del exoskarn. Si bien no hay información de IF o de isótopos estables de las venas y venillas de la paragénesis ANF-MAG del endoskarn, su yacencia tapizando las paredes de diaclasas, fracturas y stockwork de magnetita, sugieren un ambiente de formación bajo condiciones de presión hidrostática. En consecuencia, es muy posible que los procesos que favorecieron la precipitación del Fe hayan sido similares a los que precipitaron los óxidos de hierro en las zonas con alteración retrógrada del exoskarn, en un régimen frágil y bajo presiones hidrostáticas.

Como se desprende del análisis petrográfico de las IF del cuarzo de la granodiorita y del granito, de estos cuerpos también exolvieron fluidos hidrotermales hipersalinos, capaces de transportar Na, Fe y Cl. El estadio progradante del segundo evento metasomático, también estuvo dominado por fluidos magmáticos (salinos y con altas temperaturas), características que favorecen la solubilidad del Fe en el fluido hidrotermal (Hemley *et al.*, 1992; Hemley Hunt, 1992).

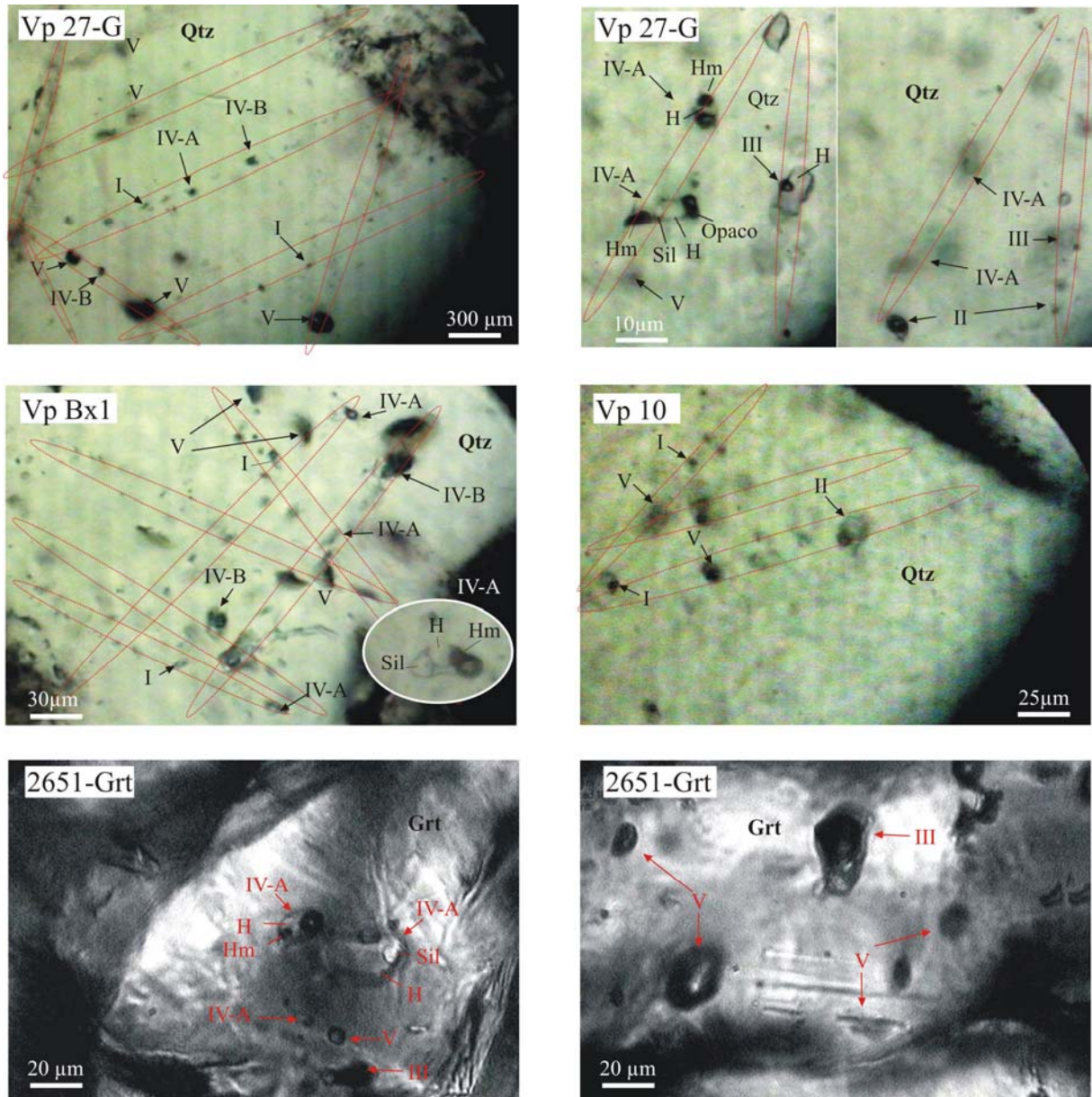


Figura 6-1. Microfotografías de las IF a temperatura ambiente hospedadas en el cuarzo del plutón granodiorítico, muestra Vp 27G; de la granodiorita rica en xenolitos dioríticos, muestra Bx1; del granito, muestra Vp10 y en el granate de la zona interna del exoskarn, muestra 2651-Grt.

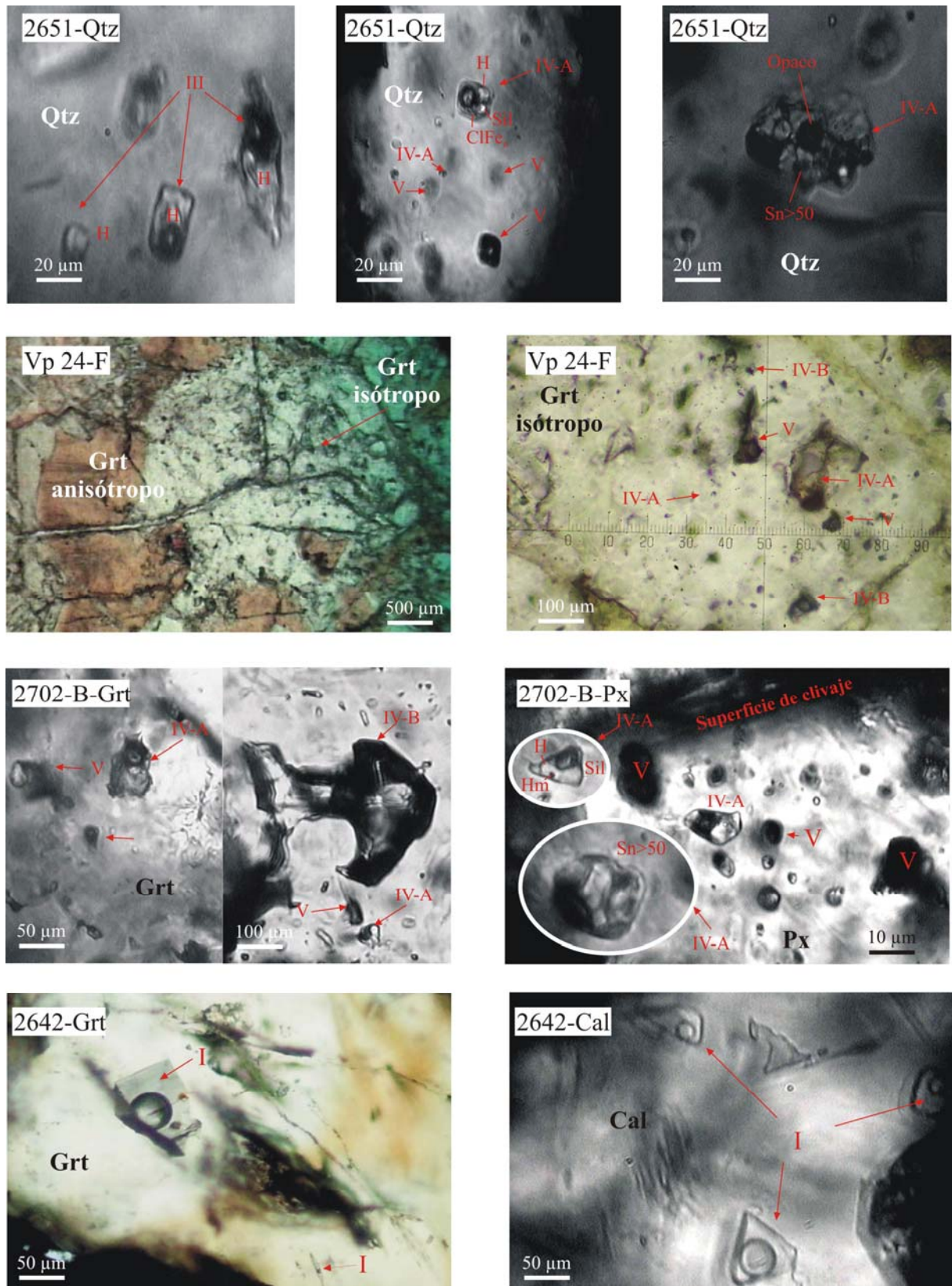


Figura 6-2. Microfotografías de las IF a temperatura ambiente hospedadas en el cuarzo incluido en el granate de la zona interna del exoskarn, muestra 2651-Qtz; en el granate de la zona intermedia del exoskarn, muestras Vp24-F y 2702-B Grt; en el piroxeno de la zona intermedia del exoskarn, muestra 2702-B Px. En el Grt de las venas de exoskarn intermedio y de la Ca intersticial y en venillas que lo alteran, muestra 2642.

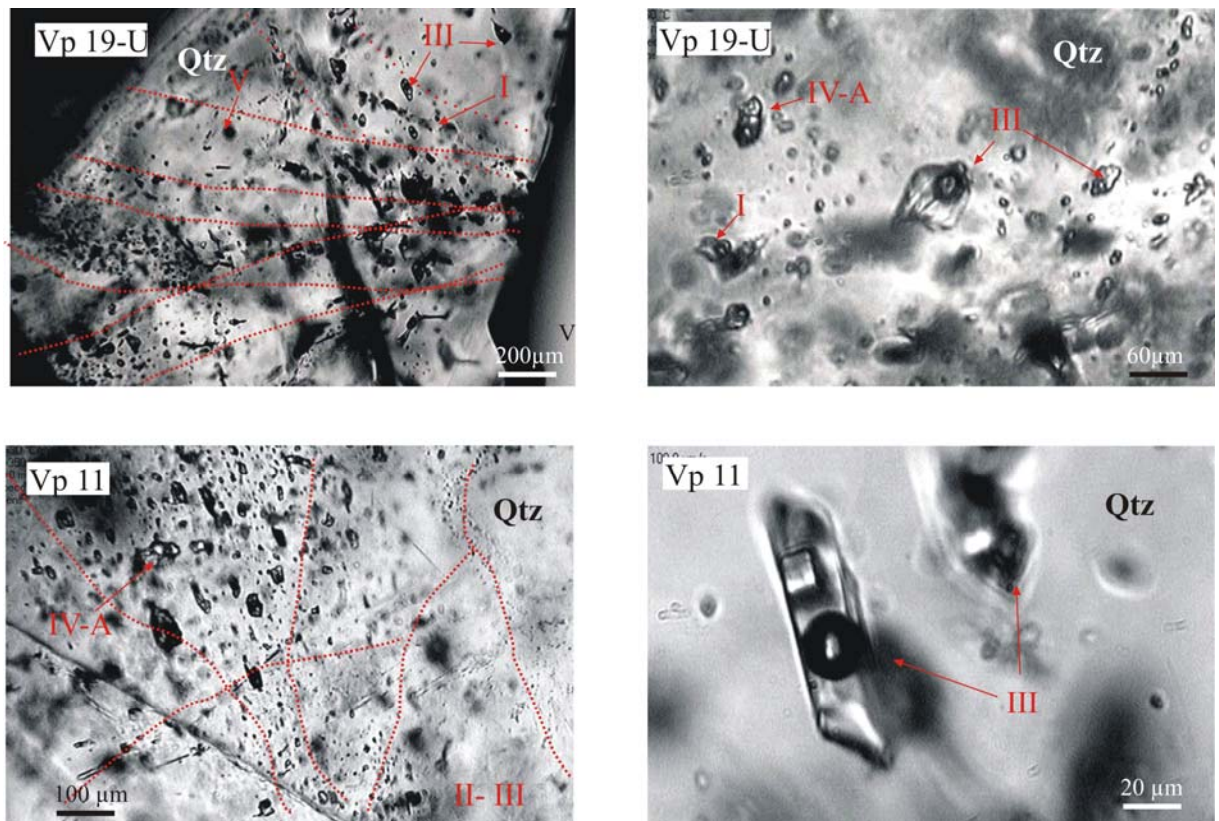


Figura 6-3. Microfotografías de las IF a temperatura ambiente hospedadas en el cuarzo de la zona con alteración retrógrada en contacto con la mena de hierro, muestras Vp 19-U y Vp 11.

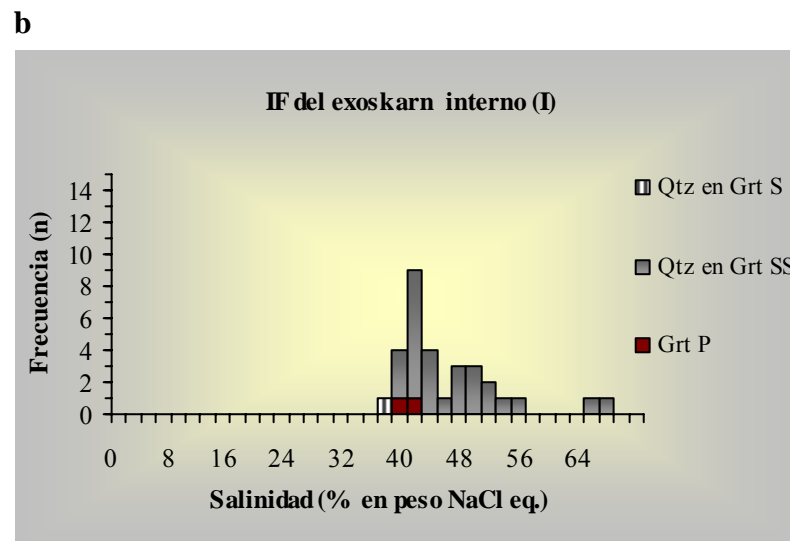
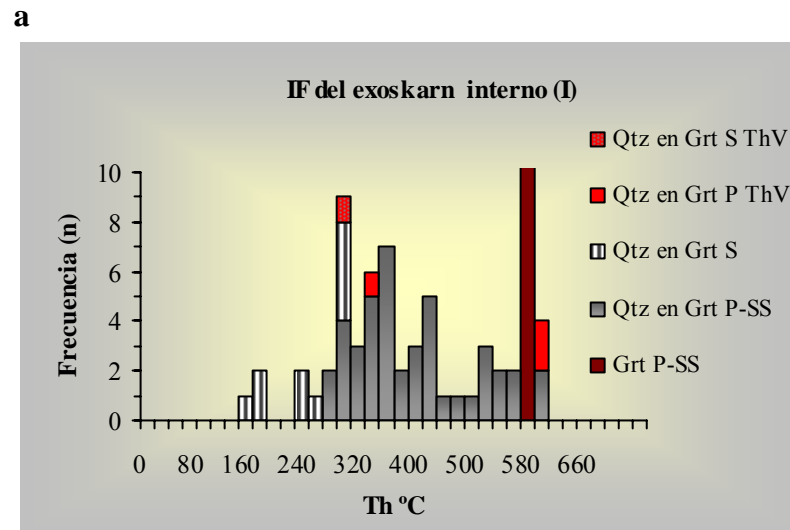


Figura 6-4. Histograma de frecuencias de a- temperaturas de homogeneización y b- salinidades de las IF en los minerales de la zona interna del exoskarn (I).

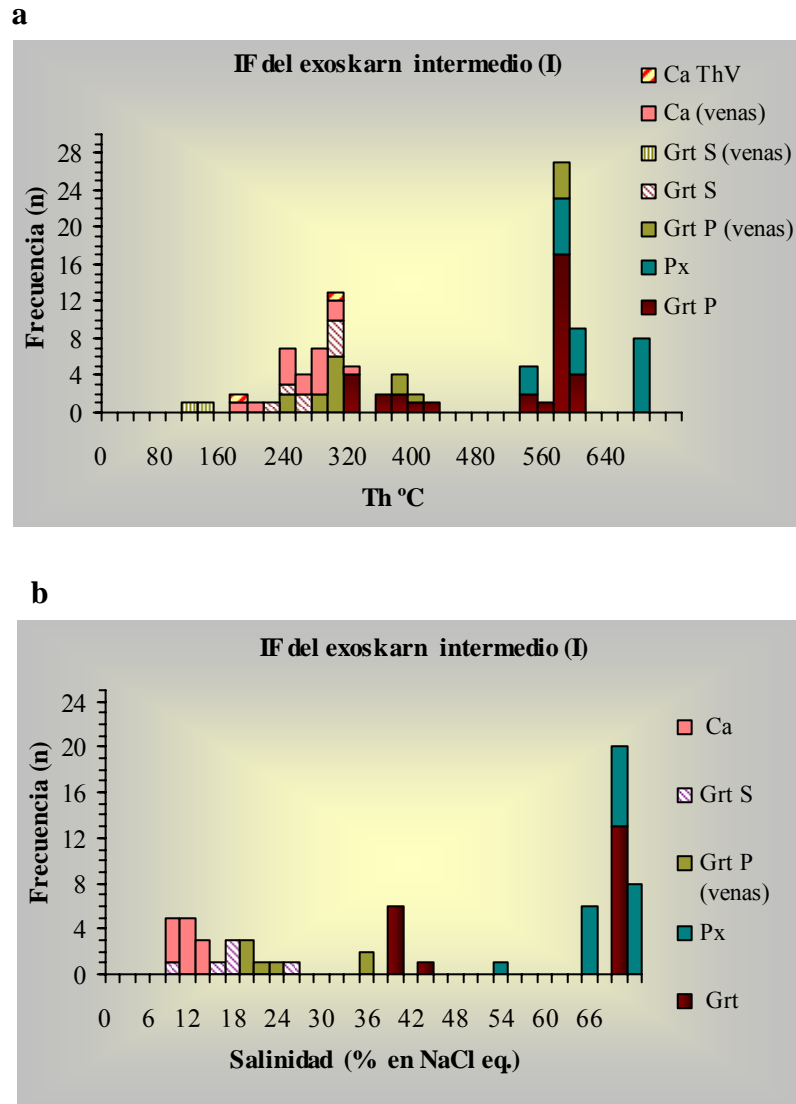
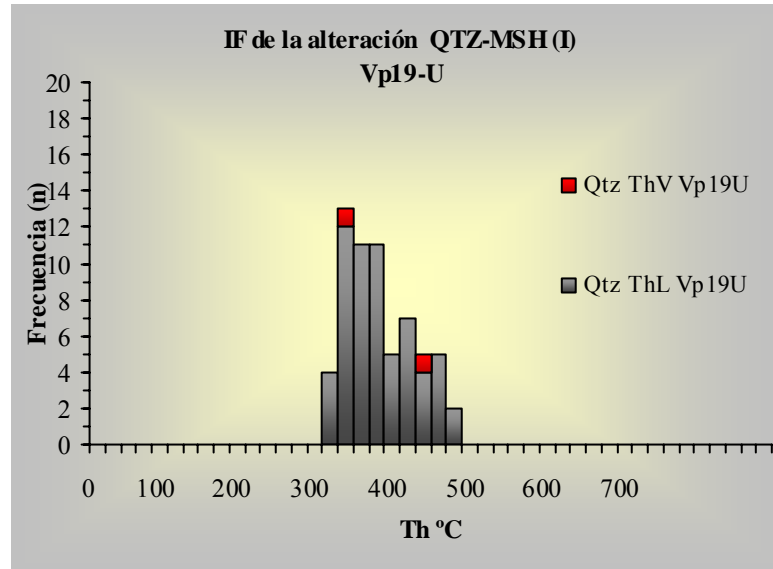


Figura 6-5. Histograma de frecuencias de a- temperaturas de homogeneización y b- salinidades de las IF en los minerales de la zona intermedia del exoskarn (I).

a



b

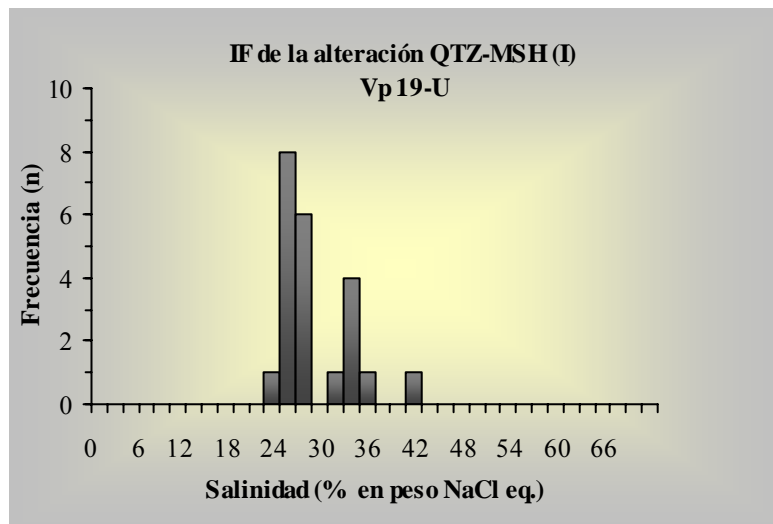


Figura 6-6. Histograma de frecuencias de a- temperaturas de homogeneización y b- salinidades de las IF en el cuarzo en contacto con los óxidos de hierro, muestra Vp 19-U (I).

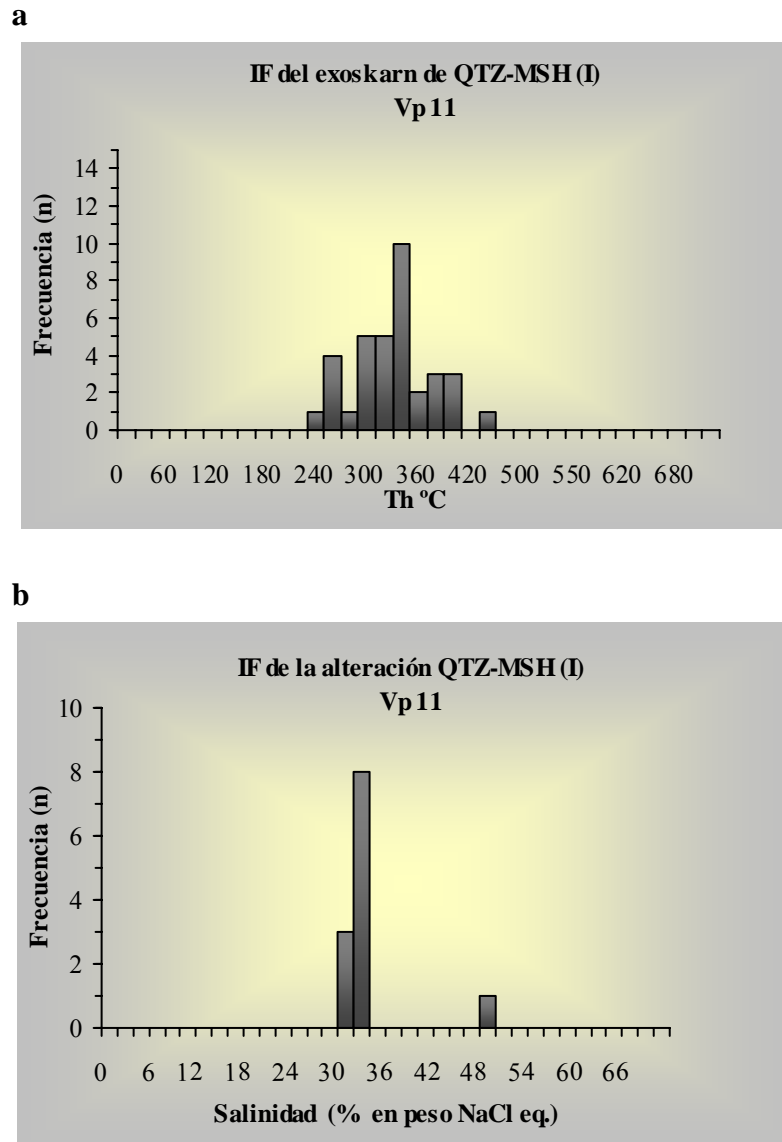
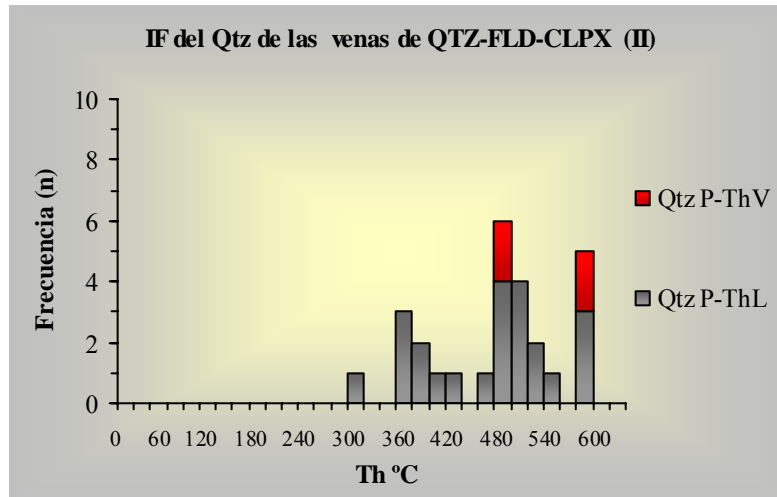


Figura 6-7. Histograma de frecuencias de a- temperaturas de homogeneización y b- salinidades de las IF en el cuarzo en contacto con los óxidos de hierro, muestra Vp 11(I)..

a



b

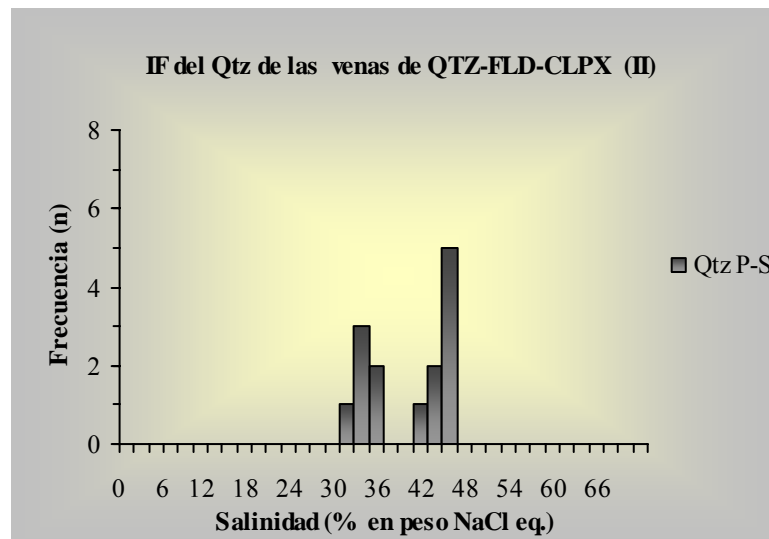
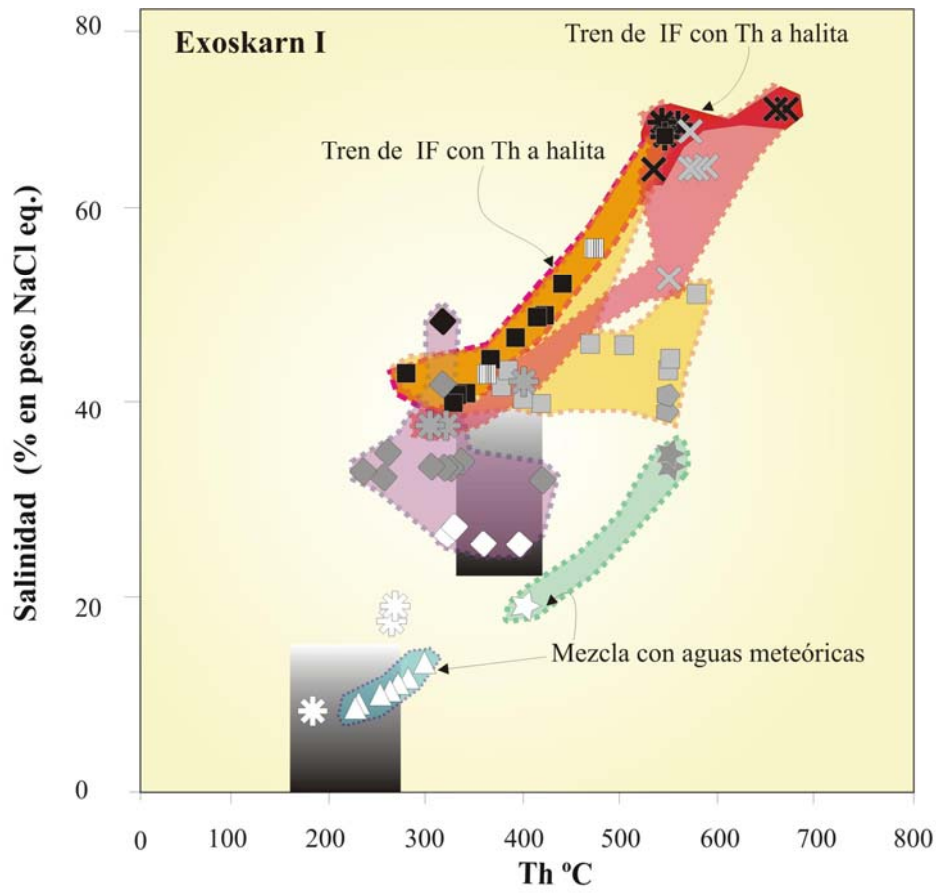


Figura 6-8. Histograma de frecuencias de a- temperaturas de homogeneización y b- salinidades de las IF en el cuarzo de las venas de exoskarn QTZ-FLD-CLPX (II).



- Temperaturas de ebullición
- EXOSKARN RETRÓGRADO EP-CAL-CLO-EP
- △ IF P tipo I Cal ThL
- EXOSKARN RETRÓGRADO MSH-QTZ
- ◇ IF SS-S tipo I Qtz ThL>TmS
- ◆ IF P-SS-S tipo III y IV Qtz ThL>TmS
- ◆ IF P-SS-S tipo III y IV Qtz ThL<TmS
- ZONA INTERMEDIA VENAS GRT
- ☆ IF P tipo I Grt (venas) ThL
- ★ IF P tipo IV Grt (venas) ThL
- ZONA INTERMEDIA GRT-PX
- × IF P tipo IV Px P ThL>TmS
- × IF P tipo IV Px P ThL<TmS
- ⊗ IF S tipo I Grt ThL
- ⊗ IF P-SS tipo III y IV Grt ThL>TmS
- ⊗ IF P-SS tipo III y IV Grt ThL<TmS
- ZONA INTERNA GRT `QTZ
- ▨ IF P-SS-S tipo III y IV Qtz en Grt ThL=TmS
- IF P-SS-S tipo III y IV Qtz en Grt ThL>TmS
- IF P-SS-S tipo III y IV Qtz en Grt ThL<TmS
- ◆ IF P tipo III-IV en Grt P ThL>TmS

Figura 6-9. Diagrama de temperaturas de homogeneización versus salinidades (NaCl % en peso eq.) de las IF del skarn de Fe vinculado al plutón diorítico.

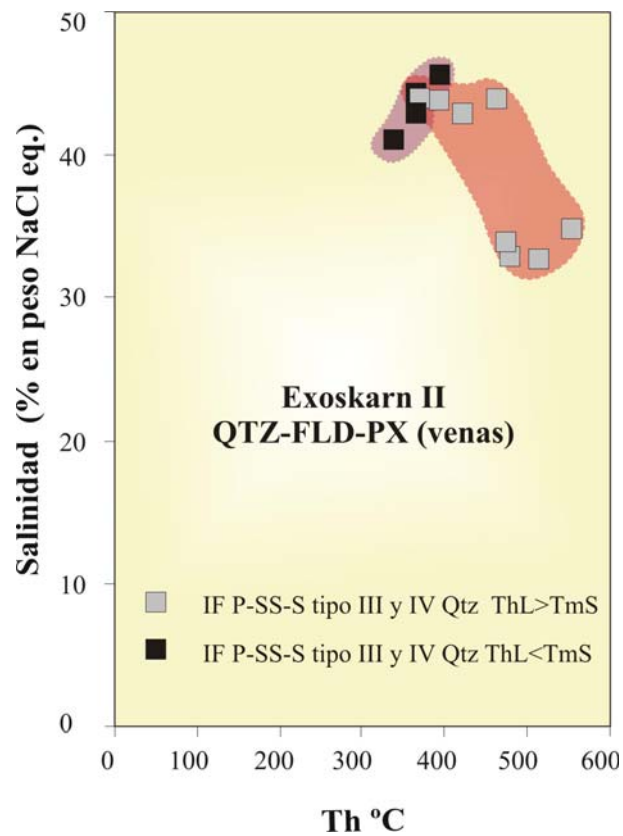


Figura 6-10. Diagrama de temperatura de homogeneización versus salinidades (NaCl% en peso eq.) de las IF del skarn vinculado al plutón granítico.

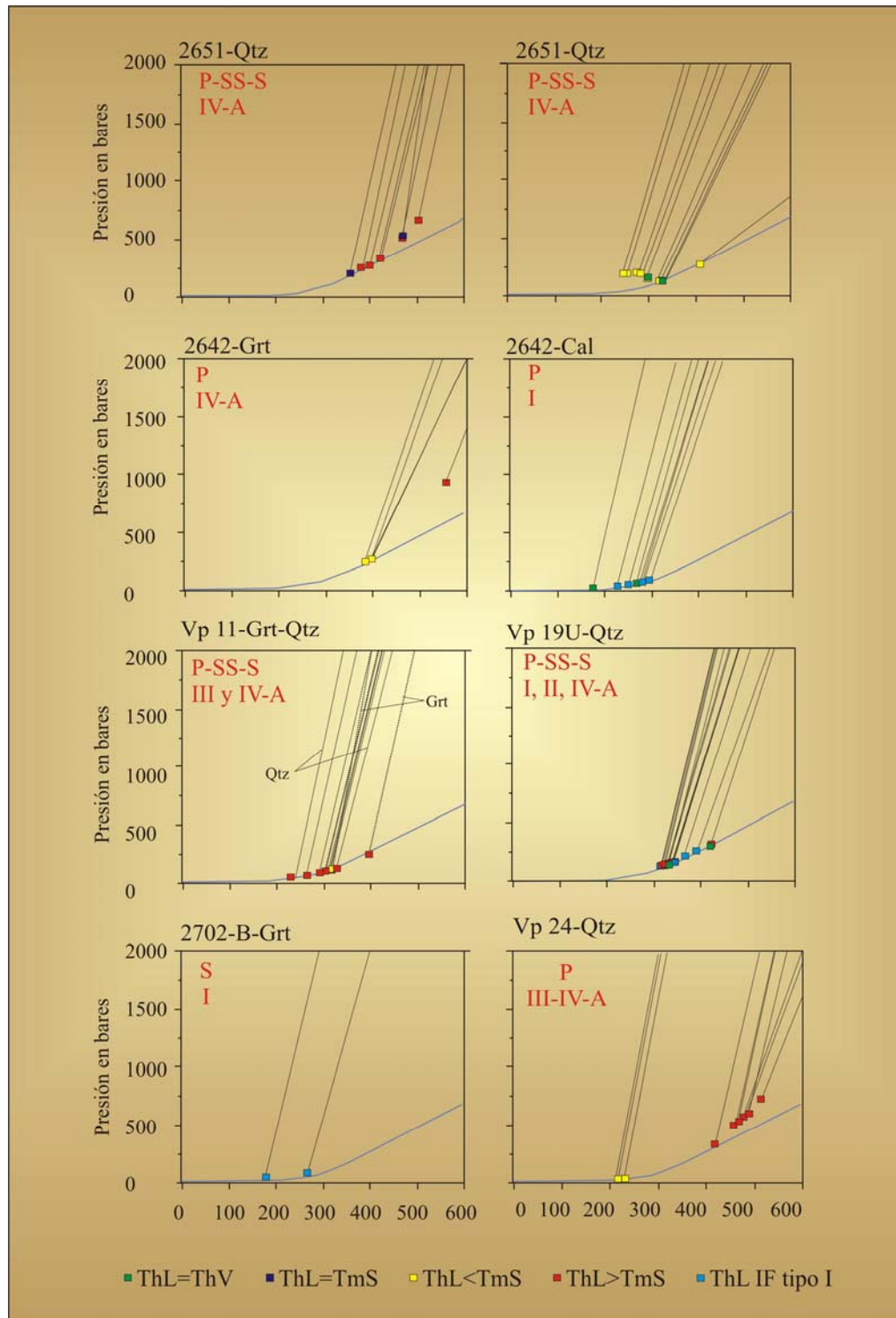
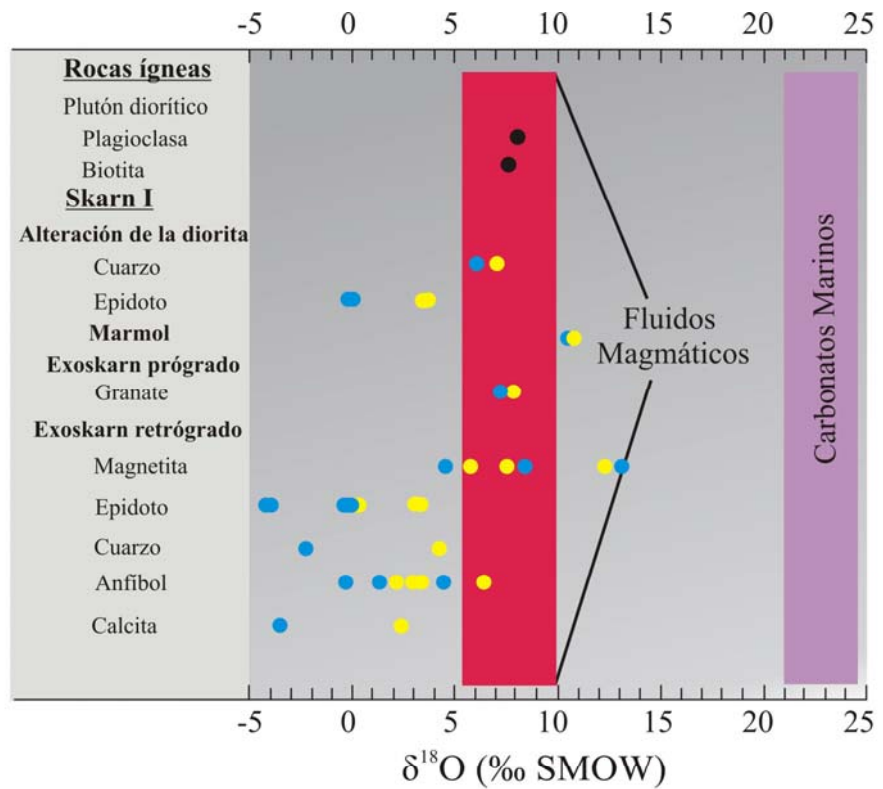


Figura 6-11. Diagramas de presión (bares) versus temperaturas de homogeneización, donde se grafican las isocoras de las IF asociadas a ambos eventos metamórficos (ver texto para explicación).



- Se utilizó la temperatura obtenida según ec. Zheng, 1993a.
- Se utilizaron las temperaturas máximas
- Se utilizaron las temperaturas mínimas

Figura 6-12. Diagrama de composición $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) de los fluidos en equilibrio con los minerales de las rocas ígneas y del skarn asociado al plutón diorítico. En la tabla 6-4 se muestran los datos y fuentes del factor de fraccionamiento. Las composiciones promedio de los fluidos magmáticos y de los carbonatos marinos fueron extraídas de Taylor (1986).

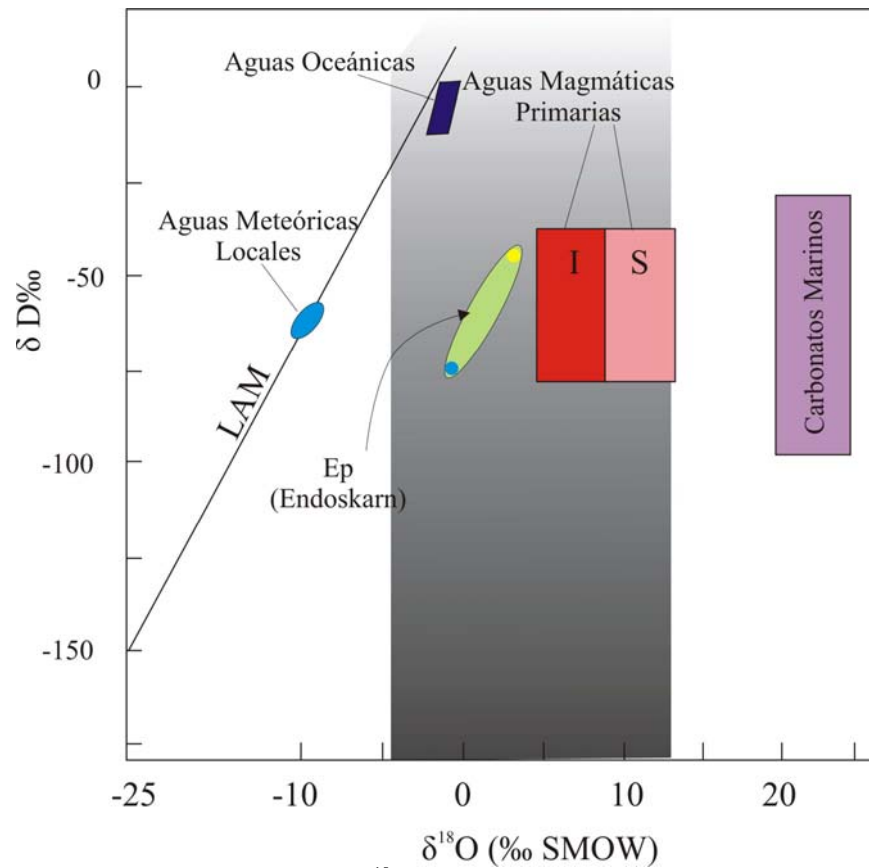


Figura 6-13. Diagrama δD - $\delta^{18}O$ con la Línea de Aguas Meteoricas (LAM), donde se representan los campos de la composición de: las aguas oceánicas, las aguas meteoricas locales, las aguas magmáticas primarias (dividido, el rango de los granitos tipo I y tipo S), rocas sedimentarias carbonáticas (Bowman, 1998), la localización del agua en equilibrio con epidoto del endoskarn (2653-C) y el campos sombreado gris oscuro muestra la amplitud de los valores $\delta^{18}O$ de las aguas en equilibrio con los minerales de las rocas ígneas (diorita-granito) y del agua en equilibrio con los minerales de skarn asociado al plutón diorítico.

Tablas 6-1. Análisis de las inclusiones fluidas en los minerales de los skarns (I y II) asociados al plutón diorítico (muestras 2651, 2642, Vp11, Vp19 U y 2702) y al plutón granítico (muestra Vp24 C).

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° TmS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones
2651-1	1	Qtz	regular-tabular	SS	L + V	0.9-0.1							265					
2651-1	1	Qtz	regular-tabular	SS	L + V	0.9-0.1							270					
2651-1	1	Qtz	regular-tabular	SS	L + V	0.9-0.2							277					
2651-1	1	Qtz	muy irregular	S	L + V	0.85-0.5							148					
2651-1	1	Qtz	muy irregular	S	L + V	0.85-0.5							230					
2651-1	1	Qtz	muy irregular	S	L + V	0.9-0.1							233					
2651-1	1	Qtz	prismáticas	SS	L+H+V	0.8-0.1-0.1	H						249	330			40.6	
2651-1	1	Qtz	prismáticas	SS	L+H+V	0.8-0.1-0.1	H								324		39.8	
2651-1	1	Qtz	prismáticas	SS	L+H+V	0.8-0.1-0.1	H						274		335		40.9	
2651-1	2	Qtz	ovoide alargada	SS	L+H+V	0.8-0.1-0.1	H						317		369		44.2	
2651-1	2	Qtz	regular bipiramidal	SS-S	V	1												
2651-1	2	Qtz	irregular	S	L+V	0.95-0.05							288					
2651-1	2	Qtz	irregular	P	L+V	0.7-0.3						478						Se expandió el vapor homogeneizo y decrepitó
2651-1	2	Qtz	regular bipiramidal	P	L+V+H	0.6-0.2-0.2	H						330					
2651-1	2	Qtz	regular bipiramidal	P	L+V+H	0.6-0.2-0.2	H						308					
2651-1	2	Qtz	regular bipiramidal	P	L+V+H	0.6-0.2-0.2	H						302					
2651-1	2	Qtz	prismáticas	P	L+V+Sn	0.1-0.4-0.5	H+ Sil + Hem + Op						268		415		49	
2651-1	3	Qtz	prismáticas	SS-S	L+V	0.6-0.4							353					
2651-1	3	Qtz	prismáticas	SS	L+V	0.6-0.4							340					
2651-1	3	Qtz	regular bipiramidal	P	L+V + Sn	0.2-0.4-0.4	H+ Sil						420	201	319		39.7	
2651-1	3	Qtz	ovoide	SS	L+V	0.1-0.9							>550					A 550 °Cse contrajo la burbuja de V
2651-1	3	Qtz	ovoide	SS	L+V	0.3-0.7							>550					
2651-1	3	Qtz	regular	SS	L+V+Sn	0.4-0.2-0.4	H+Sil+Hem						400	330			40.6	
2651-1	3	Qtz	regular	SS	L+V+S	0.6-0.2-0.2	H						320	>550			66.7	
2651-1	3	Qtz	regular	SS	L+V	0.9-0.1							288					
2651-1	3	Qtz	regular	SS	L+V	0.4-0.6							320					
2651-1	3	Qtz	regular	S	L+V	0.1-0.9							280					Está alineada con IF ricas en vapor y otras salinas acuosas A los 530 °C la burbuja de V se contrajo
2651-1	4	Grt	regular	P	L+V+ S	0.3-0.4-0.3	H+Hem						>550		314		39.1	
2651-1	4	Grt	regular	P	L+V	0.5-0.5							>550					
2651-1	4	Grt	regular c/extremo de huso	P	L+V	0.4-0.6							>550					
2651-1	4	Grt	regular c/extremo de huso	P	L+V	0.3-0.7							>550					
2651-1	4	Grt	regular	SS	L+V	0.3-0.7							>550					
2651-1	4	Grt	regular facetada	SS	L+V	0.95-0.05							>550					
2651-1	4	Grt	regular facetada	P	L+V	0.7-0.3							>550					
2651-1	4	Grt	prismáticas	P	L+V	0.85-0.15							>550					

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° TmS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones
2651-1	4	Qtz	regular	SS	L+V	0.95-0.05							>550					
2651-1	4	Qtz	irregular	SS	L+V+S								>550					
2651-1	5	Qtz	ovoide c/ extremo de huso	P	V+L+H	0.8-0.15-0.05	H						>579	435			51	
2651-1	5	Qtz	ovoide	SS	V+L+Sn	0.3-0.2-0.5	H+Hem						378	441			52.1	
2651-1	5	Qtz	tabular	SS	L+V+Sn		muy chicas						>579					
2651-1	5	Qtz	tabular	SS	L+V+S	0.5-0.3-0.2	H						>579					
2651-1	5	Qtz	ovoide	SS	L+V	0.05-0.95							>579					
2651-1	5	Qtz	rectangular, tabular	P	L+V+Sn	0.1-0.5-0.4	H+Sil+Hem						468	421-471			55.9	Tm del Op >471
2651-1	5	Qtz	regular ovoide	SS	L+V+S	0.4-0.3-0.3	H						326	390			46.4	
2651-1	5	Qtz	regular ovoide	SS	L+V+S	0.4-0.3-0.3	H						317	410			48.5	
2651-1	5	Qtz	ovoide arriñonada	SS	V + L	0.8-0.2				575								
2651-1	5	Qtz	regular	P	L+V+S	0.80-0.1-01	H								529		64	
2651-1	5	Qtz	prismáticas	P	L+V	0.4-0.6							>579					
2651-1	5	Qtz	ovoide	SS	V+L+S	07-01-02	H						575					
2651-1	5	Qtz	irregular	P	L+V+Sn		> 50% cristales transparentes + Op						>579					
2651-1	6	Qtz	ovoide	P	S+L+V)	0.4-0.1-0.3	H						333	340			41.5	
2651-1	6	Qtz	ovoide	P	S+L+V	0.2-0.6-0.2	H						330	338			41	
2651-1	6	Qtz	globosa	S	V+L+Sn	0.1-0.4-0.5	H+Sil + FeCl _n						293	328			40	
2651-1	6	Qtz	ovoide	P	V	1												
2651-2	7	Grt	prismáticas (facetada)	P	L+V	90-10							>550					
2651-2	7	Grt	ovoide	P	V	1												
2651-2	7	Qtz	ovoide	SS	S+V+L	0.3-0.3-0.4	H						504	389			46	
2651-2	7	Qtz	ovoide	SS	S+V+L	0.4-0.3-0.3	H						467	385			45.7	
2651-2	7	Qtz	ovoide	SS	S+V+L	0.2-0.1-0.7	H						381	355			42.8	
2651-2	7	Qtz	ovoide	SS	S+V+L	0.3-0.1-0.6	H						381	355			42.8	
2651-2	7	Qtz	tabular	SS	L+S+V	0.6-0.2-0.2	H						381	342			41.6	
2651-2	7	Qtz	lenticular	SS	L+S+V	0.6-0.2-0.2	H						380	341			41.6	
2651-2	7	Qtz	ovoide	SS	V+L	0.6-0.4												Se contrajo la burbuja de vapor a 360 °C y no volvió a expandirse a T ambiente. Seguramente hubo decrepitación parcial.
2651-2	7	Qtz	ovoide	SS	S+L+V	0.3-0.4-0.3	H						382					
2651-2	7	Qtz	ovoide	SS	S+L+V	0.3-0.4-0.3	H						358	358			43	
2651-2	7	Qtz	lenticular	S	L+S+V	0.7-0.2-0.1	H						248					
2651-2	8	Grt	lenticular	SS	L+V	0.9-0.1							>550	329			40.6	
2651-2	8	Grt	lenticular	SS	V+L	0.5-0.5							>550					
2651-2	8	Qtz	prismática	S	V+S+L	0.3-0.2-0.5	H+Sil						241	277			36.5	
2651-3		Qtz												344			41.2	
2651-2	8	Qtz	regular	P	V+S+L	0.4-0.2	H+Sil						>550	365			43.8	
2651	9	Grt	irregular	S	L+V	0.8-0.2							209					
2651	9	Grt	lanceolada	S	L+V	0.9-0.1							160					
2642-2	1	Grt	regular (facetada)	P	L+V	0.95-0.5		-54.6		-52								

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° TmS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones	
2642-2	1	Grt	regular	P	L+V	0.95-0.5				?									
2642-2	2	Grt	regular	P	L+V	0.9-0.1		-71.6	-41.6	-69	-39								
2642-2	3	Grt	regular (facetada)	P	L+V	0.9-0.1			-40.6		-38								
2642-2	3	Grt	regular (3 IF paralelas)	SS	L+V	0.95-0.05			-31.7		-29.1								
2642-2	1	Ca	prismática	P	L+V	0.85-0.15			-10	-34	-7.4						10.98		
2642-2	4	Grt	regular	P	L+V	0.85-0.15													
2642-2	5	Grt	regular	P	L+V	0.9-0.1			-46.6		-44	?							
2642-2	6	Grt	regular	P	L+V	0.9-0.1			-31.3		-28.7	?							
2642-2	2	Ca	rómbica	P	L+V	0.85-0.15		-25.1	-12.2	-22.5	-9.6							13.51	
2642-2	2	Ca	prismática	P	L+V	0.9-0.1			-9.6		-7							10.49	
2642-2	7	Grt	prismática	P	V+L	0.3-0.6		-62.6		-60									
2642-2	3	Ca	ovoide	P	L+V	0.9-0.1		-19.6	-9.3	-17	-6.7							10.11	
2642-3	4	Ca	prismática	P	L+V	0.85-0.15		-17.6	-9.2	-15	-6.6							9.98	
2642-3	5	Ca	rómbica	P	V+L	0.2-0.8		-31.6	-8.7	-29	-6.1							9.34	
2642-3	5	Ca	rómbica	P	L+V	0.1-0.9			-8.6		-6							9.21	
2642-3	6	Ca	prismática	P	L+V	0.1-0.9		-37.6	-8	-35	-5.4							8.41	
2642-3	7	Ca	regular	P	L+V	0.1-0.9		-35.6	-9.8	-33	-7.2							10.73	
2642-3	8	Ca	regular	P	L+V	0.1-0.9		-32.6	-9.6	-30	-7							10.49	
																		> de 5 IF tuvieron el mismo comportamiento	
																		> 6 IF tuvieron el mismo comportamiento durante el enfriamiento. En una de ellas la Burbuja de vapor decrepitó a 460 °C	
2642-1	8	Grt	regular (6 IF)	P	L+V	0.4-0.6		-42.6	-18.6	-40	-16			~400				19.45	
2642-1	8	Grt	regular	P	L+V				-19.6		-17								20.22
2642-1	9	Grt	regular	P	L+V			-32.6	-22.6	-30	-20								22.38
2642-1	10	Grt	prismática	P	L+V			-50.6	-39.6	-48	-37								??
2642-1	1	Grt	prismática	P	L+V	0.95-0.5								250					
2642-1	1	Grt	prismática	P	L+V	0.95-0.5								251					
2642-1	1	Grt	prismática	S	L+V	0.95-0.5								113					
2642-1	1	Grt	regular ovoide	S	L+V	0.95-0.5								130					
2642-1	1	Grt	regular	P	L+V	0.95-0.5								361					
2642-1	1	Grt	regulares ovoides // a la zonación	P	L+V									283					
2642-1	1	Grt	regulares ovoides // a la zonación	P	L+V									300					
2642-1	1	Grt	regulares ovoides // a la zonación	P	L+V														
2642-2	2	Ca	regulares (triangulares)	P	L+V	0.85-0.15								252					
2642-2	2	Ca	regulares (triangulares)	P	L+V	0.9-0.1								276					

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° T mS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones		
2642-2	2	Ca	regulares (triangulares)	P	L+V	0.9-0.1							247							
2642-2	2	Ca	regulares	P	L+V	0.8-0.2														
2642-2	2	Ca	regulares	P	L+V	0.4-0.6						282								
2642-2	2	Ca	regulares (triangulares)	P	L+V	0.9-0.1							222							
2642-3	3	Grt	irregular	P	L+V	0.6-0.4							363							
2642-3	3	Grt	irregular (lanceolada)	P	L+V	0.95-0.5							>550°C							
2642-3	3	Grt	prismática	P	L+V	0.9-0.1							>550°C							
2642-3	3	Ca	triangular	P	L+V	0.9-0.1							276							
2642-3	3	Ca	prismática	P	L+V	0.9-0.1							271							
2642-3	3	Ca	triangular	P	L+V	0.9-0.1							223							
2642-3	3	Ca	triangular	P	L+V	0.9-0.1							224							
2642-3	3	Ca	triangular	P	L+V	0.9-0.1							226							
2642-3	3	Ca	ovoide	P	L+V	0.4-0.6						165								
2642-3	3	Ca	ovoide	P	L+V	0.9-0.1							260							
2642-3	3	Ca	subtriangular	P	L+V	0.8-0.2							315							
2642-3	3	Ca	triangular	P	V	1														
2642-3	3	Ca	subtriangular	P	L+V	0.85-0.15							267							
2642-3	3	Ca	subtriangular	P	L+V	0.85-0.15							294							
2642-2	2	Grt	irregular	P	L+V	0.85-0.15							285							
2642-2	2	Grt	irregular	P	L+V	0.9-0.1							287							
2642-2	2	Grt	irregular	P	L+V	0.9-0.1							288							
2642-2	2	Grt	irregular	P	L+V	0.9-0.1							216							
2642-2	2	Grt	irregular	P	L+V	0.9-0.1							289							
2642-2	2	Grt	irregular	P	L+V	0.7-0.3														
2642-2	2	Grt	irregular	P	L+V	0.7-0.3													Se expandió el vapor, y decrepitaron a 382° y 450°C	
2642-2	2	Grt	lenticular	P	L+V + S	0.7-0.2-0.1	H						Th >550°C		243		34.2		Th >550°C	
2642-2	2	Grt	lenticular	P	L+V + S	0.7-0.2-0.1	H						Th >550°C		229		33.4			
2642-2	2	Grt	lenticular	P	L+V	0.8-0.2							395							
2642-2	2	Grt	facetada	P	L+V	0.85-0.15													Decrepitó a 287°C	
VP11	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.65 -0.15-0.2	H (2°)+Sil(1°) + FeCl _n						259		200		31.9		La H, luego de su disolución por calentamiento no volvió a formarse a T ambiente	
VP11	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.65 -0.15-0.2	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						248							
VP11	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.85-0.1-0.05	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						235		220	220	32.9			
VP11	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.85-0.1-0.05	H (2°) +Silv (1°)						260							
VP11	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.85-0.1-0.05	H (2°) +Silv (1°)						260							La H, luego de su disolución por calentamiento no volvió a formarse a T ambiente
VP11	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.85-0.1-0.05	H (2°) +Silv (1°)						267							

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° T mS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones
VP11	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.85-0.1-0.05	H (2°)+Silv (1°)						265					La H, luego de su disolución por calentamiento no volvió a formarse a T ambiente
VP11	2	Grt	prismática	SS	L+V+Sn	0.85-0.1-0.05	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						304		226		>38.2	La H disolvió parcialmente a 304 °C. Tres IF tuvieron el mismo comportamiento
VP11	2	Grt	prismática	SS	L+V+Sn	0.85-0.1-0.05	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						315		226		>38.2	La H disolvió parcialmente a 304 °C. Tres IF tuvieron el mismo comportamiento
VP11	2	Grt	lanceolada	SS	L+V	0.80-0.2												A 380°C el V ocupó > 3/4 partes de la IF, y luego decrepitó.
VP11	2	Grt	irregular	S	L+V+S	0.6-0.3-0.1	H										42	ThL o V>400°C
VP11	3	Qtz	subrectangular	S	L+V	0.85-0.25							357					
VP11	3	Qtz	surectangular	S	L+V	0.30-0.7							350					
VP11	3	Qtz	irregular	S	L+V	0.85-0.15							353					
VP11	3	Qtz	subrectangular	S	L+V	0.9-0.1							351					
VP11	3	Qtz	lanceolada	S	L+V	0.9-0.1												
VP11	3	Qtz	lanceolada	S	L+V+S	0.65-0.2-0.15	H						300		231			33.5
VP11	3	Qtz	lanceolada	S	L+V+S	0.65-0.2-0.15	H						310		230			33.5
VP11	3	Qtz	lanceolada	S	L+V+S	0.65-0.2-0.15	H						305		230			33.5
VP11	4	Qtz	subrectangular	S	L+V+S	0.8-0.15-0.1	H muy chico						340					
VP11	4	Qtz	subrectangular	S	L+V	0.8-0.2							297					
VP11	4	Qtz	rectangular, tabular	S	L+V+S	0.7-0.2-0.1	H						290					
VP11	4	Qtz	rectangular, tabular	S	L+V+S	0.7-0.2-0.1	H						287					
VP11	4	Qtz	irregular	S	L+V	0.8-0.2							243					
VP11	4	Qtz	irregular	S	L+V+S	0.8-0.15-0.1	H											
VP11	5	Qtz	lanceolada	S	L+V+Sn	0.65-0.15-0.2	H+Silv						316		220			T2°mS>316°C
VP11	5	Qtz	irregular	S	L+V+S	0.65-0.15-0.2	H						305		218			32.9
VP11	5	Qtz	irregular	S	L+V+S o Sn	0.7-0.2-0.1	H						307		218			32.9
VP11	5	Qtz	irregular grande	S	L+V	0.8-0.2							309					
VP11	5	Qtz	irregular grande	S	L+V	0.9-0.1							317					
VP11	5	Qtz	lanceolada	S	L+V + S	0.85-0.1-0.5	H						315					T2°mS>315°C
VP11	5	Qtz	irregular	P o SP	L+V								415					Se produjo la decrepitación de la mayoría de las IF.
VP11	5	Qtz	irregular grande	P o SP	L+V+S	0.65-0.2-0.15	H						316					T2°mS>415°C, T a la cual decrepitó la IF
VP11	6	Qtz	irregular grande	S	L+V+S	0.85-0.1-0.05	H						323		216			32.7
VP11	6	Qtz	irregular	S	L+V	0.85-0.15							258					

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° T _{mh} corregida (°C)	2° T _{mh} corregida (°C)	1° T _m (°C)	2° T _m (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° T _{mS} (°C)	2° T _{mS} (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones
VP11	6	Qtz	prismática	S	L+V+Sn		H+indiferenciados						366					Ambas IF tenía H y luego de su disolución por calentamiento no volvieron a formarse a T ambiente
VP11	6	Qtz	irregular	S	L+V+Sn		H+indiferenciados						366					
VP11	6	Qtz		S	L+V+Sn								302					
VP11	6	Qtz		S	L+V+Sn								303					
VP11	6	Qtz		S	L+V+Sn		H+CO ₃ ⁼						300	194				Varios cristales que no se disolvieron y se distinguieron mejor al calentar (CO ₃ Ca?)
VP11	6	Qtz		S	L+V+Sn		H+CO ₃ ⁼						215	195				
VP11	4	Qtz		S	L+V+S	0.8-0.1-0.1	H						<364					
VP11	7	Grt	Prismática	P	L+V	0.6-0.4							358					
VP11	7	Grt	triangular	S	L+V	0.9-0.1							246					Varias IF homogenizaron a Líquido simultáneamente
VP11	7	Grt	irregular	S	L+V	0.9-0.1							249					Varias IF homogenizaron a Líquido simultáneamente
VP11	7	Grt	irregular	S	L+V	0.9-0.1							246					
VP11	7	Grt	irregular	S	L+V	0.9-0.1							202					
VP11	7	Grt	irregular	S	L+V+S	0.35-0.5-0.6	H											
VP19U	1	Qtz	irregular	S	L+V	0.6-0.4		-60.6	-29.6	-58	-27		326				26.8	El primer congelamiento se dio a -70 y 105. Decrepitó a 353 °C
VP19-U	1	Qtz	irregular	S	L+V	0.65-0.3-0.05		-56.6	-28.6	-54	-26		323				26.19	
VP19-U	1	Qtz	irregular elongada	S	L+V	0.7-0.3		-57.6		-55			300					
VP19-U	1	Qtz	irregular tipo estrella	S	L+V	0.8-0.2							341					
VP19-U	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.7-0.25-0.5							362					
VP19-U	1	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.7-0.25-0.5							349					
VP19-U	2	Qtz	irregular	S	L+V	0.75-0.25												T1° congelamiento -99 °C
VP19-U	2	Qtz	lanceolada	S	L+V+Sn	0.4-0.4-0.2	H+Sil	-55.8	-27.8	-53.2	-25.2		388				25.57	T 1° cong elamiento -94 °C. Decrepitó a 420 °C
VP19-U	2	Qtz	triangular	S	L+V+Sn	0.4-0.4-0.2	H+Sil?						315					
VP19-U	2	Qtz	rectangular, tabular	S	L+V	0.85-0.15		-49.6	-27.4	-47	-24.8		357				25.57	
VP19-U	2	Qtz	ovoide	S	L+V	0.7-0.15-0.15	H+Sil											
VP19-U	2	Qtz	lanceolada	S	L+V+S?	0.5-0.3-0.2	H	-51.6	-26.6	-49	-24							
VP19-U	3	Qtz	irregular alargada	S	L+V+S	0.75-0.25		-46.6	-28.7	-44	-26.1						26.19	
VP19-U	3	Qtz	irregular	S	L+V	0.75-0.25		-35.6	-28.6	-33	-26						26.19	T1° congelamiento -74 °C
VP19-U	3	Qtz	irregular	S	L+V	0.75-0.25												
VP19-U	3	Qtz	irregular	S	L+V (40-60)													Decrepitó a 390°C
VP19-U	4	Qtz	irregular	S	L+V	0.7-0.3							411					Ubicación 4: Trenes de IF bifásicas (con semejantes proporciones L/V, alineadas con inclusiones sólidas de mag

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° T mS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones
VP19-U	4	Qtz	irregular	S	L+V	0.75-0.25							419					
VP19-U	4	Qtz	irregular	S	L+V	0.75-0.25						420						
VP19-U	4	Qtz	ovoide	S	L+V	0.5-0.5						320						
VP19-U	4	Qtz	irregular	S	L+V	0.8-0.25							400					
VP19-U	4	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.85-0.1-0.5	H(2°) + Sil(2°)						311		222		33	La T2°mS>ThL
VP19-U	4	Qtz	prismática	S	L+V	0.95-0.05							338					
VP19-U	4	Qtz	ovoide	S	L+V	0.8-0.2							380					
VP19-U	4	Qtz	ovoide	S	L+V	0.9-0.1							376					
VP19-U	4	Qtz	triangular	S	L+V	0.95-0.05							321					
VP19-U	4	Qtz	ovoide	S	L+V	0.9-0.1							338					
VP19-U	4	Qtz	ovoide	S	L+V	0.9-0.1							359					
VP19-U	4	Qtz	lanceolada	S	L+V	0.85-0.15							355					
VP19-U	4	Qtz	ovoide	S	L+V	0.9-0.1							340					
VP19-U	5	Qtz	irregular	S	L+ V	0.7-0.3		-43.6	-27.3	-41	-24.7							T 1° congelamiento a -84. Las IF de la posición 5 alineada con mag?
VP19-U	5	Qtz	irregular	S	L+ V	0.7-0.3		-47.6	-27.6	-45	-25							25.38
VP19-U	5	Qtz	irregular	S	L+V	0.7-0.3												25.57
VP19-U	5	Qtz	irregular	S	L+V	0.7-0.3		-44.6	-25.8	-42	-23.2							25
VP19-U	5	Qtz	irregular	S	L+V	0.30-0.7		-47.6	-26.6	-45	-24							24.33
VP19-U	5	Qtz	irregular	S	L+V	0.30-0.7		-47.6	-26.6	-45	-24							25
VP19-U	6	Qtz	irregular	S	L+V	0.30-0.7		-47.6	-26.8	-45	-24.2							25
VP19-U	6	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.85-0.1-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n											
VP19-U	6	Qtz	irregular	S	L+V	0.85-0.15		-55.1	-28.6	-52.5	-26							26.19
VP19-U	6	Qtz	irregular	S	L+V+S	0.85-0.1-0.05	H											
VP19-U	6	Qtz	irregular	S	L+V	0.6-0.4		-42.6	-29.6	-40	-27							26.8
VP19-U	6	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.8-0.15-0.05	H+S indiferenciados											
VP19-U	6	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.8-0.15-0.05	H											
VP19-U	7	Qtz	irregular	S	L+V+Sn	0.7-0.2-0.1	H+CO ₃ ⁼						353					
VP19-U	7	Qtz	irregular	S	L+ V	0.8-0.2							374					
VP19-U	7	Qtz	irregular	S	L+ V + Sn	0.65-0.15-0.2	H + CO ₃ ⁼						370					
VP19-U	7	Qtz	primática	S	L+ V + Sn	0.4-0.1-0.5	H (1°)+ CO ₃ ⁼						434					
VP19-U	7	Qtz	ovoide	S	L+ V + S	0.6-0.1-0.3	H						286					TmS<ThL
VP19-U	7	Qtz	ovoide	S	L+ V + S	0.6-0.1-0.3	H						318					
VP19-U	7	Qtz	irregular	S	L+ V	0.85-0.15							341					
VP19-U	7	Qtz	lenticular	S	L+ V	0.80-0.2							369					
VP19-U	7	Qtz	irregular	S	L+ V	0.90-0.1							315					
VP19-U	7	Qtz	ovoide	S	L+ V	0.70-0.3								317				
VP19-U	7	Qtz	ovoide	S	L+ V	0.85-0.15								345				
VP19-U	8	Qtz	prismático	S	L+ V + Sn	0.4-0.3-0.3	H+S Indiferenciado						420		200	200	31.9	
VP19-U	8	Qtz	triangular	S	L+ V	0.4-0.6							417					
VP19-U	8	Qtz	ovoide	S	L+ V	0.4-0.6							436					
VP19-U	8	Qtz	ovoide	S	L+ V	0.4-0.6							385					
VP19-U	8	Qtz	ovoide	S	L+ V	0.4-0.6							329					

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° TmS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones
VP19-U	8	Qtz	ovoide	S	L+V	0.4-0.6							333					
VP19-U	8	Qtz	ovoide	S	L+V	0.7-0.3							381					
VP19-U	8	Qtz	ovoide	S	L+V	0.85-0.15							305					
VP19-U	8	Qtz	irregular	S	L+V	0.85-0.15							292					
VP19-U	8	Qtz	irregular	S	L+V	0.85-0.15							314					
VP19-U	8	Qtz	irregular	S	L+V	0.85-0.15							351					
VP19-U	8	Qtz	irregular	S	L+V	0.85-0.15							350					
VP19-U	8	Qtz	irregular	S	L+V	0.85-0.16							357					
VP19-U	8	Qtz	irregular	S	L+V	0.9-0.1							337					
VP19-U	9	Qtz	suprimática	S	L+V Sn	0.6-0.1-0.3	H + Sil + S indiferenciados						314	15	236	>33.7	Hasta 394°C hay cristales sin disolver (CO ₃ Ca?)	
VP19-U	9	Qtz	triangular	S	L+V Sn	0.7-0.2-0.1	S indiferenciados						280					
VP19-U	9	Qtz	primática	S	L+V Sn	0.7-0.2-0.1	S indiferenciados						329					
VP19-U	9	Qtz	ovoide	S	L+V Sn	0.7-0.25-0.05	H+Sil+Op						366					
VP19-U	9	Qtz	ovoide	S	L+V Sn	0.7-0.25-0.05	H+Sil?+Op						311					
VP19-U	9	Qtz	ovoide	S	L+V Sn	0.7-0.25-0.05	H+Sil?+Op						310	237			33.7	
VP19-U	9	Qtz	ovoide	S	L+V Sn	0.7-0.25-0.05	H+Sil?						309					
VP19-U	9	Qtz	ovoide	S	L+V+S	(.7-0.15-0.15)	H						337					Se disolvieron los bordes del cristal solamente.
VP19-U	10	Qtz	irregular	S	L+V+S	0.7-0.15-0.15	H+Sil						329	238			33.8	
VP19-U	11	Qtz	ovoide	S	L+V+S	(0.6-0.3-0.1)	H						317	241			41.6	
2702	1	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.3-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						>550	335	495		52.8	
2702	1	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.3-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						>550	538			64	
2702	1	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.3-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						>550					
2702	1	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.3-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						>550					
2702	1	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.3-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						>550					
2702	2	Grt	irregular	S	L+V	0.75-0.25											23.3	
2702	2	Grt	lanceolada	S	L+V	0.7-0.3		-36.6	-14.6	-34	-12						15.96	
2702	2	Grt	irregular	S	L+V	0.75-0.25		-40.6	-14.1	-38	-11.5						17.87	
2702	2	Grt	arriñonada	P	L+V	0.2-0.8							<550					Al hacer las mediciones de Th en Px, muchas de las IF de granate .decrepitaron
2702	2	Grt	primática	P	L+V	0.5-0.5							<550					
2702	2	Grt	irregular	SS	L+V + Sn	0.5-0.1-0.4	H+Sil+S indiferenciados							<550			>66.7	La burbuja de vapor se expandió
2702	2	Grt	ovoide	SS	L+V + Sn	0.5-0.1-0.4	H+Sil+Op+S indiferenciados						<550				>66.7	Varias IF tuvieron el mismo comportamiento
2702	2	Grt	lanceolada	SS	L+V + S	0.2-0.7-0.1	H						<550				>66.7	

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° TmS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones	
2702	3	Grt	irregular grande	S	L+V					-36	-13		268				16.89	T 1° congelamiento aprox a -72°C. Después de varios calentamientos la burbuja ocupa más del 65% de la inclusión. Hubo decrepitación parcial.	
						0.8-0.2		-41.6	-16.6	-39	-14						17.79		
2702	4	Grt	subcúbica	S	L+V	0.85-0.15		-40.6	-7.6	-38	-5		180				7.86	T 1° congelamiento -58 °C	
2702	5	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.3-0.2-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						>550						
2702	5	Px	ovoide c/ extremo de huso	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ FeCl _n						>551						Se disolvieron los cristales de Sil y H. La Daw se disolvió parcialmente y la burbuja de vapor se contrajo
2702	5	Px	ovoide c/ extremo de huso	P	L+V+Sn	0.3-0.2-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Hem+ FeCl _n						>570	562			>68.2		
2702	5	Px	ovoide	P	L+V+Sn	(.3-0.2-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Hem+ FeCl _n						>570	562			>68.2		
2702	5	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.3-0.2-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Hem+ FeCl _n						>570	562			>68.2		
2702	5	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.2-0.6	H (2°)+Sil(1°)+ Hem+ FeCl _n						>570	562			>68.2		
2702	5	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.3-0.2-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n						>570	562			>68.2		
2702	5	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.3-0.2-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Hem+ FeCl _n						>570	562			>68.2		
2702	6	Grt	ovoide	P	L+V	0.6-0.4							>580					La burbuja de vapor se achicó más de un 50% de su volumen total	
2702	6	Grt	ovoide	P	L+V	0.7-0.3							510						
2702	6	Grt	ovoide	P	L+V + S	0.85-0.1-0.05	H?						521						
2702	6	Grt	ovoide	P	L+V + S	0.85-0.1-0.05	H?						520						
2702	7	Grt	ovoide	P	L+V + Sn	0.2-0.5-0.03	H + Sn indiferenciados						>561						
2702	7	Grt	ovoide	P	L+V	0.9-0.1							>561						
2702	7	Grt	ovoide	P	L+V + S	0.85-0.1-0.05	H + Sn indiferenciados						560				>68.2		
2702	7	Grt	ovoide	P	L+V + S	0.2-0.5-0.03	H + Sn indiferenciados						560				>68.2	Los Sn no disolvieron	
2702	7	Grt	ovoide	P	L+V + S	0.2-0.5-0.03	H + Sn indiferenciados						560				>68.2		
2702	7	Grt	ovoide	P	L+V	0.9-0.1							548				>68.2		
2702	8	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.3-0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Hem+ FeCl _n						582	498	532		64		
2702	8	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.2-0.6	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n						582	498	532		64		
2702	8	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.2-0.6	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n						580	498	532		64		

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° TmS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones
2702	8	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.2-0.6	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n						581		498	532	64	
2702	8	Px	ovoide	P	L+V+Sn	0.2-0.2-0.6	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n						580		498	532	64	
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								498	532	64	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								498	532	64	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								498	532	64	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								460	660	70	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								480	670	70	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								460	660	70	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								480	670	70	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								460	660	70	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								480	670	70	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								660	70	70	ThL<T2°mS
2702	10	Px	ovoide	P	L+V+Sn	Sn>0.5	H (2°)+Sil(1°)+ Op+ FeCl _n								670	70	70	ThL<T2°mS
2702	9	Grt	irregular	P	L+V	0.85-0.15							>580					La burbuja de vapor se achicó
2702	9	Grt	irregular	P	L+V	0.85-0.15							>580					
2702	9	Grt	irregular	P	L+V	0.85-0.15							>580					
VP24-c	1	Qtz	irregular	P	L+V	0.30-0.7							~450					Coexisten con trenes de IF saturadas
VP24-c	1	Qtz	ovoide	P	L+V	0.30-0.7							~450					
VP24-c	1	Qtz	primática	P	L+V + S	0.3-0.4-0.3	H						215		386		45.3	Coexisten con trenes de IF, polisólidas ricas en vapor.
VP24-c	1	Qtz	irregular	P	L+V + S	0.3-0.4-0.3	H						201					Decrepararon a 480 °C
VP24-c	1	Qtz	ovoide	P	L+V + S	0.3-0.4-0.3	H						203					
VP24-c	1	Qtz	irregular	P	L+V + S	0.3-0.4-0.3	H						478	224			33	
VP24-c	1	Qtz	irregular	P	L+V + S	0.3-0.4-0.3	H						511	224			33	
VP24-c	1	Qtz	ovoide	S	L+V + S	0.3-0.4-0.3	H						470	230			34	
VP24-c	2	Qtz	ovoide	P	L+V+S	0.4-0.5-0.1	H						460	376			44	
VP24-c	2	Qtz	irregular	P	L+V+S	0.8-0.1-0.1	H						418	354			43	
VP24-c	2	Qtz	ovoide	P	L+V+Sn	0.85-0.05-0.1	H+Op						216	360			43	
VP24-c	2	Qtz	prismática	P	L+V+Sn	0.75-0.1-0.15	H+Op						457	369			44	
VP24-c	2	Qtz	ovoide	P	L+V	0.9-0.1							469					

Tabla 6-1. Continuación.

Número de Muestra	Campo	Mineral	Forma	Origen	Tipo	Proposiciones de cada fase	Fases Hijas	1° Tmh corregida (°C)	2° Tmh corregida (°C)	1° Tm (°C)	2° Tm (°C)	ThV (°C)	ThL (°C)	ThC (°C)	1° TmS (°C)	2° TmS (°C)	Salinidad % eq. NaCl	Observaciones	
VP24-c	2	Qtz	ovoide	P	L+V	0.4-0.6							>550						
VP24-c	3	Qtz	ovoide	P	L+V + S	0.45-0.4-0.15	H						>550		260		35		
VP24-c	3	Qtz	ovoide	P	L+V + Sn	0.4-0.4-0.2	H+Op						289						
VP24-c	3	Qtz	ovoide	P	L+V	0.7-0.3							340						
VP24-c	3	Qtz	ovoide	P	L+V+S	0.5-0.3-0.2	H						340		365		44		IF, salinas alineadas con ricas en vapor
VP24-c	3	Qtz	ovoide	P	L+V+Sn	0.6-0.2-0.2	H+ Hem						494						
VP24-c	4	Qtz	ovoide	P	L+V+Sn	0.55-0.15-0.3	H+Op						486		365		44		
VP24-c	5	Qtz	ovoide	P	L+V+Sn	0.5-0.2-0.3	H+Op						230		340		41		
VP24-c	5	Qtz	ovoide	P	L+V+Sn	0.5-0.2-0.3							488						
VP24-c	5	Qtz	ovoide	P	L+V+Sn	0.5-0.2-0.3							495						
VP24-c	6	Qtz	ovoide	P	L+V+Sn	0.3-0.6-0.1	H								~550		250	35	Alta desidad de estas IF, en asociación con IF ricas en vapor y monofásicas de vapor. La burbuja se agrandó aunque no llegó a homogeneizar
VP24-c	6	Qtz	ovoide	P	L+V+Sn	0.6-0.3-0.2	H(2°)+ Sil(1°)+S indiferenciados								~550		165	30	

H:halita; Sil: silvita; Ca: carbonato; Op: opaco indiferenciado; Hem: hematita; Dawsonita: Daw; Sn: multisólidos; V: vapor; L: líquido; P:primaria; S: secundaria; SS: seudosecundarias; Tmh: temperatura de fusión de hielo; ThV: temperatura de homogeneización a vapor; ThL: temperatura de homogeneización a líquido; ThC: temperatura de homogeneización en el punto crítico; TmS: temperatura de fusión cristal de halita o silvita; //: paralela

Tabla 6-2. Abreviaturas de los tipos de IF halladas en los minerales del skarns asociados al plutón diorítico y al plutón granítico.

Tipos de las IF	Fases	% líquido	% vapor
I	L + V	L > 0.7	
II	L + V		V > 0.3
III	L + V + S	L > 0.7	
IV-A	L + V + Sn	L > 0.7	
IV-B	L + V + Sn		V > 0.3
V	V		V = 1

Tabla 6-3. Resumen de los resultados de análisis de IF hospedadas en los minerales de las zonas interna, intermedia y distal del exoskarn asociado al plutón diorítico y de las IF hospedadas en el Qtz de las venas ditas del exoskarn vinculado al plutón granítico.

T° hL-V -S IF	Exoskarn Interno I				Exoskarn Intermedio I						Exoskarn retrógrado Msh-Qtz I		Venas Qtz-Grt-Px II
	Qtz P y SS	Grt P	Grt SS	Qtz S	Grt P	Grt S	Px	Grt P venas	Grt S venas	Ca	Qtz	Qtz	Qtz
Mineral													
n	41	9	3	8	31	9	28	14	2	15	54	31	22
Media	412	>550	550	248	482	235	635	359.6	121.2	247.5	346.0	304.1	437
mediana	386	>550	-	262.5	550	246	660	362	-	260	341	305	469
moda	550	>550	-	220-280	550	240-260	660	>550	-	241-260	301-320	320	460-480
desvio	97	0	-	58	103	27.5	63.6	125	-	37	38.0	38.9	77
rango	265->579	>550	550	148-288	304->580	180-268	>580-670	216->550	113-130	165-315	280-436	215-415	289->550
Salinidades IF													
n	25	-	2	1	13	6	22	8	-	12	20	12	14
Media	45.3	-	39.8	36.5	52	17	67	26.7	-	10.9	28	34	38.8
mediana	42.9	-	-	-	42	17.34	68.3	27.85	-	10.49	26.19	32.95	42.135
moda	40.6	-	38-40	-	66.7-68	16-18	68	32-34	-	10	24.0	32.0	42-44
desvio	7.13	-	-	-	15	5	4	6.05	-	1.75	4.6	0.7	5.4
rango	39.7-66.7	-	39.1-40.6	36.5	38-68	7.8-23.3	52.8-70	19.5-34	-	8.41-13.51	24.3-41.6	31.9-48.5	30.3-45.3

Tabla 6-4. Valores de Isótopos estables de O, H, C, S de los minerales del plutón diorítico, granítico y del exokarn asociado al plutón diorítico y de las aguas en equilibrio con estos minerales, los factores de fraccionamiento y las referencias de las ecuaciones utilizadas para su cálculo.

Muestra	Mineral	Valores del Mineral					Temperatura estimada °C		δ 1000 ln α Mineral-fluido								Valores del Fluido				T°C calculada	Ecuación utilizada				
		δ ¹⁸ O _{SMOW} Mineral	δ ^D _{SMOW} Mineral	δ ¹³ C _{PDB} Mineral	δ ¹⁸ O _{PDB} Mineral	δ ³⁴ S _{SDT} Mineral	Min	Max	¹⁸ O _{SMOW}		D _{SMOW}		³⁴ S _{SDT}		¹³ C _{PDB}		¹⁸ O _{SMOW}		D _{SMOW}				¹³ C _{PDB}		³⁴ S _{SDT}	
									T° Min	T° Max	T° Min	T° Max	T° Min	T° Max	T° Min	T° Max	T° Min	T° Max	T° Min	T° Max			T° Min	T° Max	T° Min	T° Max
2685	Plg	6.90							-1.3									8.20						638	Zheng, 1993a.	
2685	Bt	5.40							-2.5									7.93						638	Zheng, 1993b.	
2653-C	Qtz	8.30					580	670	2.11	1.2								6.19	7.10						Sharp y Kirschner, 1994.	
2653-C	Ep	2.80					215	436	3.29	-0.7								-0.49	3.47						Zheng, 1993b.	
2653-C	Ep	3.10	-92				215	436	3.29	-0.7	-16	-43						-0.19	3.77	-75.8	-48.6				Zheng, 1993b; Graham, <i>et al.</i> , 1980; Chacko <i>et al.</i> , 1999.	
2653-C	Py						215	436					1.68	0.8									2.42	3.3		Ohmoto y Rye., 1979.
2711-F	Ca	11.728		-12.504	-18.606		580	670	1.76	1.3					-2.6	-2.4		9.968	10.45				-9.864	-10.1		Zheng, 1999; Ohmoto y Rye, 1979; Bottinga, 1969.
2642	Parg	5.6					180	268	1.03	-1.1								4.57	6.69							Zheng, 1993b.
2656-2	Act	4.5					180	268	3.45	0.8								1.05	3.67							Zheng, 1993b.
2656-2	Act	4.5					180	268	3.45	0.8								1.05	3.67							Zheng, 1993b.
2656-1	Act	2.9					180	268	3.45	0.8								-0.55	2.07							Zheng, 1993b.
2684	Ep	2.8					215	436	3.29	-0.7								-0.49	3.47					634-569	Zheng, 1993b.	
2684	Ep	2.6					215	436	3.29	-0.7								-0.69	3.27					634-569	Zheng, 1993b.	
2684	Mag	-2.7					215	436	-8.6	-7.6								5.9	4.91					634-569	Cole, <i>et al.</i> , 2004; Zheng, 1991; Zheng y Simon, 1991.	
2692	Grt	5.6					216	550	-1.6	-2.9								7.23	8.53							Zheng, 1993a.
2692	Grt	5.6					216	550	-1.6	-2.9								7.23	8.53							Zheng, 1993a.
2692	Ep	0.9					165	315	5.56	0.7								-4.66	0.19					-	Zheng, 1993b.	
2692	Ep	1.4					165	315	5.56	0.7								-4.16	0.69					-	Zheng, 1993b.	
2692	Ca	8.058		-9.332	-22.166		165	315	12	5.4			0.92	-2.2				-3.90	2.68				-10.25	-7.17	-	Zheng, 1999; Ohmoto y Rye, 1979; Bottinga, 1969.
2702	Mag	0					215	436	-8.6	-7.6								8.61	7.61							Cole, <i>et al.</i> , 2004; Zheng, 1991; Zheng y Simon, 1991.
2704-C	Qtz	8.2					215	436	10.7	3.9								-2.54	4.31					768	Zheng, 1993a.	
2704-C	Mag	4.6					215	436	-8.6	-7.6								13.21	12.21					768	Cole, <i>et al.</i> , 2004; Zheng, 1991; Zheng y Simon, 1991.	
VP 10	Plg	7.9						638	-0.2									8.08								Zhao y Zheng, 2003.

BIBLIOGRAFÍA

- Bodnar, R. J., 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, v 23: p. 139-152.
- Bodnar, R. J., 1992. Revised equation and table for freezing point depressions of H₂O-salt fluid inclusions (abstract): PACROFI IV, fourth biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Program and Abstracts, Lake Arrowhead, CA, v. 14: 15.p.
- Bodnar, R. J. y Beane, R. E., 1980. Temporal and spatial variations in hidrothermal fluid characteristics during vein filling in preore cover overlying deeply buried porphyry copper-type mineralization at Red Mountain, Arizona. *Economic Geology*, v. 75: p. 876-893.
- Borisenko A. S., 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics* v. 18: p. 11-19.
- Bottinga, Y., 1969. Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33, p. 49-64.
- Bowman, J. R., 1998. Stable-Isotope systematics of Skarns. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, Ed. D.R. Lentz, Quebec, Canadá, v. 26: p.99-145.
- Chacko T., Riciputi L.R., Cole D.R. & Horita J., 1999. A new technique for determining equilibrium hydrogen isotope fractionation factors using the ion microprobe: Application to the epidote-water system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, p. 1-10.
- Chivas, A. R. y Wilkins, R. W. T., 1977. Fluid inclusión studies in relation to hidrothermal alteration and mineralization at the Koloula porphyry copper prospect Guadalcanal. *Economic Geology*, v. 72: p.153-169.
- Cole DR, Horita J, Eniamin V, Polyakov VB, Valley JW, Spicuzza MJ, Coffey DW., 2004. An experimental and theoretical determination of oxygen isotope fractionation in the system magnetite-H₂O from 300 to 800°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68: p. 3569-3585.
- Crawford M. I., 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Mineralogical Assosiation of Canada Short Course Series Handbook, v. 6: p. 75-100.
- Dessanti, R. N., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 29 b, Bardas Blancas, Pcia de Mendoza. *Bol. Serv. Nac. Min. Geol. (Argentina)*, 139: p.1-70. 1 mapa, Buenos Aires.

- Dessanti, R. N., 1978. Descripción de la Hoja 28b, Malargüe, Pcia. de Mendoza. Bol. Serv. Geol. Nac. (Argentina), 149: p.1-50. 1 mapa, Buenos Aires.
- Eastoe, C. J., 1978. A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology*, v. 73: p. 721-748.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. y Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits: *Economic Geology*, 75th Anniversary, v. 1981: p. 317-391.
- Fournier, R. O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-hydrothermal environment. *Economic Geology*, v. 94. p. 1193-1211.
- Graham, C. M., Sheppard, S. M. F. y Heaton, T. H. E., (1980). Experimental hydrogen isotope studies: I. Systematics of hydrogen isotope fractionation in the systems epidote-H₂O, zoisite-H₂O and AlO(OH)-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44.
- Hedenquist, J. y Richard, J., 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 10: p. 235-256.
- Hedenquist J. W., Arribas, A. Jr. Y Reynolds, T. J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, v. 10: p. 235-256.
- Hedenquist, J. y Lowenstern, J., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, v. 370:p. 518-527.
- Hemley, J.J., Cygan, G.L, Fein, J.B., Robinson, G.R., y D'Angelo, W.M., 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: I. Iron-Copper-Zinc-lead Sulfide Solubility Relations: *Economic Geology*, v. 87, p. 1-22.
- Hemley, J.J., y Hunt, J.P., 1992, Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General geologic Applications: *Economic Geology*, v. 87, p. 23-43.
- Hoef, J., 1987. *Stables Isotopes Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, 241 p.
- Kwak T. A. P. y Tan, T. H., 1981. The importance of CaCl₂ in fluid composition trends – evidence from King Island (Dolphin) skarn deposit. *Economic Geology*, v. 76: 955-960.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh, H. y Matsuhisa, Y., 2003. Formation of Anhydrous and Hydrous Skarn in Cu-Au Ore Deposits by Magmatic Fluids.
- Meinert, L., Dipple, G. y Nicolescu, S., 2005. World Skarn Deposits. *Economic Geology*, 100 th anniversary Volume: p. 299-336.

- Moore, W. J. y Nash, J. T., 1974. Alteration and fluid inclusion studies of porphyry copper orebody at Bingham, Utah. *Economic Geology*, v. 69: p. 631-645.
- Nash J. T., 1976. Fluid inclusion petrology-data from porphyry copper deposits and application to exploration. U. S. Geology Survey Prof. paper 907-D.
- Ohmoto, H. y Rye, R., O. 1979. Isotope of sulfur and carbon, in Barnes, H. L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, John Wiley & Sons, p. 509-567.
- Reynolds, T. J. y Beane, R. E., 1985. Evolution of hydrothermal fluid at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit. *Economic Geology*, v. 80: p. 1328-1347.
- Roedder, E., 1971. Fluid Inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. *Economic Geology*, v. 66: p. 98-120.
- Roedder E., 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, v. 12, 644 pp.
- Roedder E. y Bodnar R. J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 8: p. 263-301
- Sharp, Z. D., y Kirschner, D. L., 1994. Quartz-calcite oxygen isotope thermometry: a calibration based on natural isotopic variations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, p. 4491-4501.
- Shelton, K. L., 1983. Composition and origin of ore-forming fluids in a carbonate-hosted porphyry copper and skarn deposit: A fluid inclusion and stable isotope study of Mines Gaspé, Quebec. *Economic Geology*, v. 78: p. 387-421.
- Shepherd T, J., Rankin A. H y Alderton D. H. M, 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son, New York.
- Sterner M. S., Hall D. L. y Bodnar R. J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52: p. 989-1005.
- Taylor, B.E., 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S: *Reviews in Mineralogy*, v. 16: p. 185-226.
- Zhao, Z. F., & Zheng, Y. F., 2003. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks, *Chemical Geology*, v. 193: p. 59-80.
- Zheng Y. F., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*, 33: p. 109-126.
- Zheng, Y.-F., 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57: p. 1079-1091

- Zheng, Y. F., 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120: p. 247-263.
- Zheng Y. F., 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 55: p. 2299-2307
- Zheng Y.-F. y Simon K.,1991. Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation. *European Journal of Mineralogy*, 3, p. 877-886.
- Wilson, J. W. J., Kesler, S. E., Cloke, P. L., and Kelly, W. C., 1980. Fluid Inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia. *Economic Geology*, v. 75: p. 45-61.

$>P$ y $<T$

CAPÍTULO VII

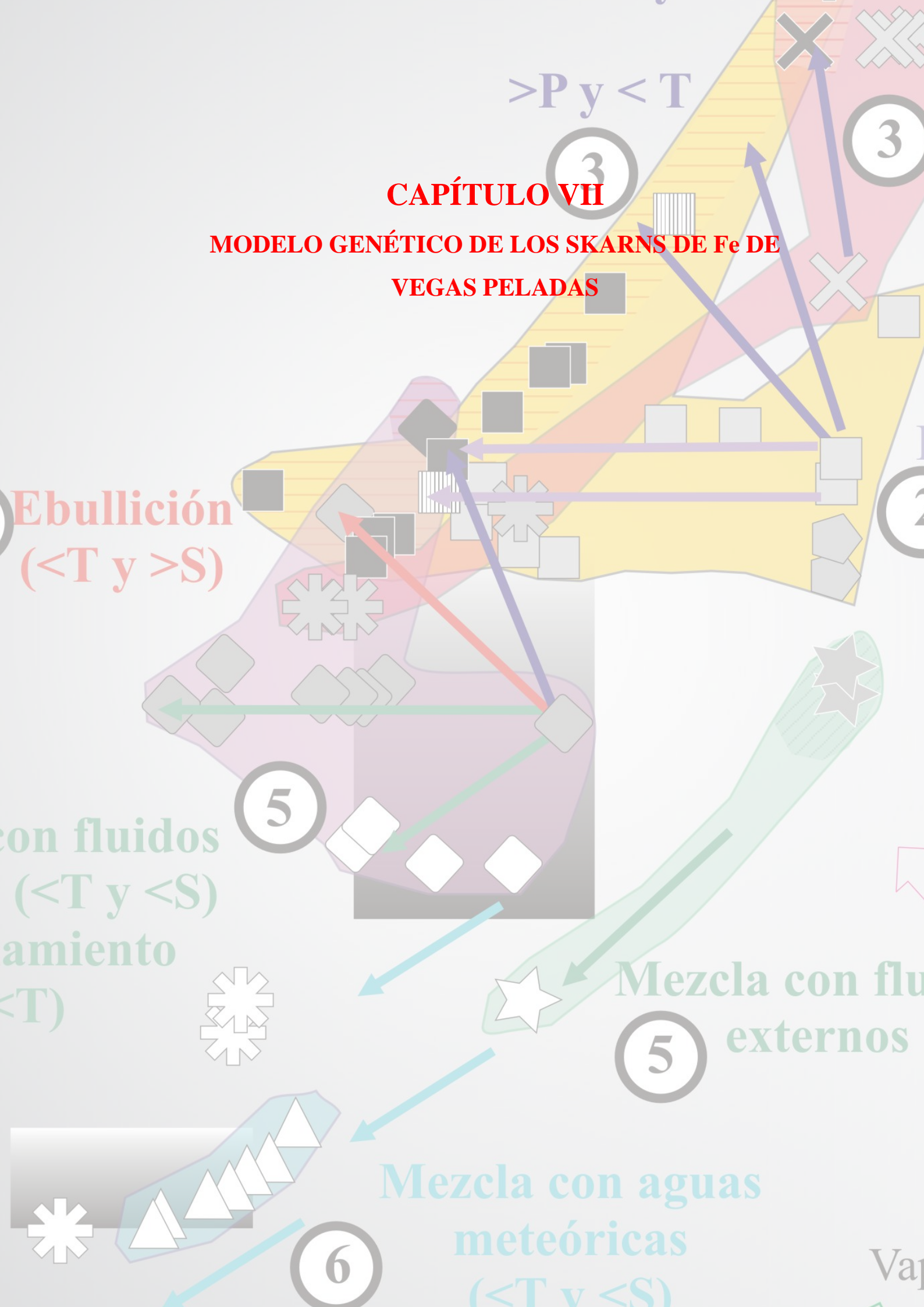
MODELO GENÉTICO DE LOS SKARNS DE Fe DE VEGAS PELADAS

Ebullición
($<T$ y $>S$)

con fluidos
($<T$ y $<S$)
amamiento
($<T$)

Mezcla con flu
externos

Mezcla con aguas
meteóricas
($<T$ y $<S$)



INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analizan los resultados de los estudios geológico, petrológico y mineralógico de las rocas y de las alteraciones-mineralizaciones presentados en los capítulos IV y V, en combinación con los resultados de las análisis de inclusiones fluidas y de los isótopos estables resumidos en el capítulo VI. El objetivo consiste en modelar el sistema hidrotermal de los skarns de Fe de Vegas Peladas, conocer la naturaleza de los fluidos que formaron las paragénesis minerales hidrotermales en cada estadio evolutivo y las condiciones físico-químicas en las que estos fluidos interactuaron con los protolitos ígneos y sedimentarios.

CONDICIONES DE FORMACIÓN DEL SKARN DE Fe VEGAS PELADAS

Teniendo en cuenta la distribución de las alteraciones y el estudio detallado de sus paragénesis minerales, se deduce que, de los cuatro cuerpos ígneos cartografiados en el área, sólo el plutón diorítico y el plutón granítico exsolvieron fluidos hidrotermales capaces de generar skarns con mineralización de hierro (Capítulos IV y V). El evento metasomático más importante y más antiguo registrado en la zona, estuvo genéticamente vinculado al emplazamiento y cristalización del plutón diorítico, que originó hornfels y un skarn de Fe. El segundo evento -de menor envergadura- estuvo asociado a la intrusión del cuerpo granítico y sus diques riolíticos que formaron hornfels y un nuevo skarn con escasa mineralización de Fe.

Relaciones entre las alteraciones-mineralizaciones, los procesos físico-químicos y las fuentes de los fluidos hidrotermales vinculados al plutón diorítico

De acuerdo a las asociaciones de IF descritas en el capítulo VI, en el cuarzo de la diorita coexisten inclusiones fluidas multifásicas con inclusiones acuosas ricas en vapor y monofásicas de vapor (V). También en cristales de granate, piroxeno y cuarzo de las zonas interna e intermedia del exoskarn coexisten ambos tipos de inclusiones fluidas primarias. No pudieron obtenerse registros de temperaturas y salinidades para las IF ricas en vapor. La asociación de ambos tipos de IF primarias en minerales formados durante el estadio inicial de la alteración (skarn progradante) y también en el cuarzo de la roca ígnea (en este caso son secundarias), se interpreta como el resultado de la desmezcla de fluidos magmáticos de salinidad baja a moderada (6-8 % en peso NaCl eq.) que exsolvieron de la diorita, en un fluido salino (*brine*) y en vapor de baja densidad (Burnham, 1979; Bodnar *et al.*, 1985; Cline y Bodnar, 1991; Yang y Bodnar, 1994; Bodnar, 1995). Este proceso de desmezcla comúnmente se produce en los estadios

iniciales de alteración de los pórfidos de Cu, dando lugar a la alteración potásica (Hedenquist *et al.*, 1998) y en los primeros estadios de formación de los depósitos en skarns y origina las zonas progradantes del skarn (Meinert *et al.*, 1997). Sucede cuando en el contacto entre el intrusivo y la roca de caja, dominan condiciones de presión litostática y las rocas se comportan plásticamente debido a que las temperaturas son mayores de 400°C (Fournier, 1999). Este escenario es similar al determinado para Vegas Peladas: las temperaturas de los fluidos iniciales de ~ 670°C y las presiones estimadas de 877,5 bares bajo las que exsolvieron del cuerpo ígneo en condiciones litostáticas, indicarían profundidades de emplazamiento del plutón de 3,3 km. En el diagrama de temperaturas versus salinidades de la figura 7-1, se han dibujado las poblaciones de IF ricas en vapor a las que se les han asignado tentativamente las temperaturas medidas en las IF multifásicas asociadas a ellas (en silicatos de las zonas interna e intermedia del exoskarn), pero en el sector de salinidades bajas dado que representarían al vapor separado del fluido.

Las IF de las zonas interna e intermedia del exoskarn no fueron analizadas en muestras de un único perfil (Figs. 6-9; 7-1), en consecuencia, las diferencias en las temperaturas y las salinidades de las IF en la zona interna de GRT con respecto a las medidas en las IF de la zona intermedia de GRT-CLPX, indicarían variaciones locales en los fluidos exsueles del plutón diorítico. Pero en ambos casos, estas IF registraron los fluidos de la etapa inicial de formación del skarn (fluidos pre-mineralización de hierro) y tienen similares características en cuanto al origen (por inmiscibilidad de fluidos magmáticos en fluidos salinos + vapor) y a la composición química ($\text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{FeCl}_n \pm \text{hematita}$).

En el gráfico de la figura 7-1, las inclusiones salinas (trifásicas, multifásicas) alojadas en el cuarzo de la zona interna y en los silicatos de la zona intermedia (granate, piroxeno) han sido agrupadas en dos poblaciones según homogeneizaron (temperatura de homogeneización final) por la desaparición de la burbuja de vapor (T_h) o por la disolución del cristal hijo de halita (T_m) y por la desaparición de ambos al mismo tiempo ($T_h=T_m$). Este comportamiento sugiere diferentes condiciones de temperatura y / o presión durante el entrampamiento de estos fluidos en las inclusiones. Los trabajos experimentales realizados en otros sistemas hidrotermales (remitirse a Cline y Bodnar, 1994 pág. 1795), han demostrado que las IF salinas que homogeneizan por disolución de la halita y por la disolución y desaparición simultánea de la halita y de la burbuja de vapor, entramparon: a) fluidos salinos directamente exsueles del plutón, en ausencia de vapor y a elevadas presiones, ó b) fluidos salinos que se originaron por inmiscibilidad y que fueron objeto de una disminución isobárica considerable de la temperatura ó bien disminución de la temperatura acompañada de un aumento de la presión, previo a su entrampamiento.

De acuerdo a lo planteado en párrafos previos, en el sistema investigado hay evidencias del origen de los fluidos salinos por inmiscibilidad a elevadas temperaturas (580-670°C). La disminución isobárica de la temperatura de estos fluidos tempranos al interactuar con la roca de caja dúctil, quedó registrada en las IF del cuarzo de la zona interna del exoskarn. Estas IF tienen similares salinidades pero diferencias en las Th finales de hasta ~ 250°C (Fig. 7-1). La continua exsolución de volátiles del magma y el sellado de los conductos y cavidades (disolución previa de carbonatos, ver ejemplos en [Meinert et al, 1997](#) y [Franchini et al., 2000](#)) de circulación de los fluidos por la precipitación de los silicatos en un ambiente aún dúctil (temperaturas mayores de 400°C; [Fournier 1999](#)), también provocaron el aumento de la presión (sobrepresiones locales) y consecuente salinidad de los fluidos, tal como quedó registrado en las IF del piroxeno y del granate de la zona intermedia del exoskarn, con diferencias en las salinidades de 5 a 30% NaCl eq.

Las sobrepresiones ocasionaron el fracturamiento del exoskarn y la ebullición del fluido, la disminución de la temperatura y precipitación de minerales. Esta compleja historia de la exsolución de los fluidos magmáticos cuyas T y P fluctuaron entre un sistema cerrado y abierto, quedaron registradas en las IF alojadas en el cuarzo de las zonas interna e intermedia. La población de IF en el cuarzo asociado a la mineralización de hierro proviene de dos muestras localizadas en la zona intermedia del exoskarn. En ambas muestras hay registros de los siguientes procesos y cambios físico-químicos de los fluidos: a) sobrepresiones, con disminución de temperaturas y aumentos de presión, b) ebullición de los fluidos, con la disminución de la temperatura (y de la presión) y el incremento de la salinidad, c) enfriamiento, con la disminución de la temperatura y d) mezcla con fluidos externos, con la disminución de la temperatura y de la salinidad (Fig. 7-1). Estas IF contienen carbonatos además de las sales y opacos presentes en las IF de los silicatos tempranos. Además, el rango de valores $\delta^{18}\text{O}$ (~5 -13‰) determinados para el fluido en equilibrio con magnetita, indica cierta influencia de fluidos externos, entre ellos aguas de formación con altos valores $\delta^{18}\text{O}$ de la secuencia sedimentaria local ([Bowman, 1998](#)) (Fig. 7-2). Los valores $\delta^{18}\text{O}$ (~ 4,67-6,69 ‰) del fluido en equilibrio con la ferropargasita se encuentran entre los valores obtenidos para los minerales progradantes y para los retrógrados (Fig. 7-2). Este anfíbol que no está en contacto directo con la magnetita y reemplaza al piroxeno de la zona intermedia del exoskarn, es más rico en Al tetraédrico, Ti y Fe que el anfíbol cálcico de las venas distales de ACT-HBL-MSH o HM (Fig. 5-21; Capítulo V). Estos datos isotópicos, texturales y químicos indican que la ferropargasita es temprana entre los minerales de las paragénesis retrógradas (formada a mayor temperatura y/o presión [Hammarstrom y Zen, 1986](#); [Hollister et al., 1987](#); [Blundy y Holland, 1990](#); [Anderson y Smith, 1995](#)).

La tendencia hacia valores de $\delta^{18}\text{O}$ más bajos que los anteriores en el fluido en equilibrio con el epidoto ((-0,55)-3,67‰), con el cuarzo ((-2,54)-4,31‰) y con la actinolita ((-0,55)-3,67‰) de estas zonas retrógradas, puede obedecer a la disminución de la temperatura luego de la ebullición y/o a la mezcla parcial con aguas meteóricas. También el empobrecimiento de ETR totales observado en la zona de MSH-HBL-ACT (Capítulo V), sugiere la dilución gradual de las ETR de los silicatos progradantes por fluidos mezclados con aguas meteóricas. Estas últimas pudieron haberse enriquecido en ^{18}O por la interacción con la roca ígnea, proceso muy común que acompaña la circulación hidrotermal alrededor de los intrusivos ígneos (Taylor, 1986).

La población de IF analizadas en las venas de granate que cortan la zona intermedia de GRT-CLPX, presentan un amplio rango de temperaturas y salinidades y puede separarse en dos grupos: a) uno, definido por inclusiones con Th y salinidades altas y composiciones similares a las IF registradas en las zonas interna de GRT e intermedia de GRT-PX y b) otro grupo de inclusiones acuosas salinas de menor Th que contienen CaCl_2 y posiblemente MgCl_2 , además de otras sales. Este último grupo de inclusiones parece haber registrado fluidos con diferentes composiciones químicas y probablemente con diferentes orígenes (Fig. 7-1). Sin embargo, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ (7,23-8,53 ‰) del agua en equilibrio con el granate es similar al de un fluido de origen magmático (Taylor, 1986; Meinert *et al.*, 2003) (Fig. 7-2). Estas inclusiones se alinean en un tren con la población de IF analizadas en la calcita del estadio tardío y distal de la alteración retrógrada, que corresponde al sector de Th (165-315°C) y salinidades (8,41 y 13,51 % de NaCl eq.) más bajas (Fig. 7-1). Los valores $\delta^{18}\text{O}$ registrados para el agua en equilibrio con el epidoto (-4,66) - (-0,19) ‰ y con la calcita ((-3,9)(-2,68)‰), sugieren la mezcla y dilución de los fluidos magmáticos con aguas meteóricas (con dominancia de las últimas) (Fig. 7-2) durante el enfriamiento y el colapso del sistema hidrotermal (Bowman, 1998; Fournier, 1999; Meinert *et al.*, 2005).

Los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ (-0,49)-3,47 ‰) del agua en equilibrio con el epidoto del endoskarn, indican que esta zona se formó bajo similares condiciones físico-químicas que el epidoto, el cuarzo y la actinolita-hornblenda de las zonas retrógradas del exoskarn (Fig. 7-2). En la etapa retrógrada de un ciclo, las zonas externas inician su colapso hacia abajo y el interior del sistema, en una secuencia inversa a la que siguen las zonas progradantes durante su formación (Einaudi *et al.*, 1982, Meinert, 1992, Meinert *et al.*, 2005). En el skarn de Vegas Peladas los fluidos que generaron las zonas retrógradas en el exoskarn, gradualmente invadieron el corazón del sistema hidrotermal, alterando la diorita y esto explica las similitudes isotópicas entre el epidoto del endoskarn y los minerales retrógradados del exoskarn. Si bien no hay datos de IF o de isótopos estables para las venas y venillas de la paragénesis ANF-MAG del endoskarn, su

yacencia tapizando las paredes de diaclasas, fracturas y los stockwork de magnetita, sugieren similares condiciones de formación que el endoskarn de epidoto.

Condiciones redox, fugacidad del azufre y composiciones de los fluidos hidrotermales

La mineralogía de las alteraciones descritas en el capítulo V permite inferir las condiciones redox de estos fluidos y sus composiciones. El granate es el silicato cálcico anhidro más abundante en el skarn y su composición química (serie grosularia-andradita) señala mayores concentraciones de hierro hacia los bordes de los cristales individuales y a escala del depósito, hacia las zonas externas del exoskarn. También otras características del skarn de Fe indican un ambiente químico (fluido y protolito) en el que imperaron condiciones de alta fugacidad del oxígeno y la precipitación cada vez más abundante del hierro con la disminución de la temperatura (Einaudi *et al.*, 1981; Rollinson, 1993; Meinert, 1992; Meinert *et al.*, 2005): a) la presencia de cuerpos masivos de magnetita en las zonas internas del exoskarn en asociación con silicatos cálcicos hidratados y de hematita hipogénica en las zonas más externas del exoskarn, en asociación con los minerales hidratados epidoto y actinolita-hornblenda, b) las anomalías positivas de Eu registradas en los patrones de tierras raras de las zonas con alteración retrógrada y c) los resultados del balance de masas que indican ganancias de Fe_2O_3 en las paragénesis retrógradas (411-434 %; Capítulo V).

Si bien el piroxeno de las venas del exoskarn GRT-PX intermedio tiene un amplio rango en su composición química ($\text{Hd}_{40-74}\text{Jo}_{2-9}$), dato que sugiere condiciones redox más reductoras, está en equilibrio con un granate rico en la molécula andradita. Esta paragénesis mineral señala elevadas temperaturas de formación (Burton y Taylor, 1982), como las medidas en el granate de la zona intermedia, y no es necesaria una reducción de la fugacidad del oxígeno en el sistema para su coexistencia.

La mayoría de los silicatos son ricos en Ca (piroxenos, andradita, anfíboles Ca, epidoto, calcita, titanita), indicando alta actividad del Ca en los fluidos durante la formación del skarn. Sin embargo, el Ca y las fases sólidas carbonáticas no fueron encontrados en los fluidos de los minerales tempranos, recién se detectaron en los minerales del estadio de alteración retrógrada vinculados a la mineralización de Fe (Capítulo VI). Esto probablemente obedezca a la apertura del sistema con la consecuente disminución de la presión y mezcla con aguas de formación en equilibrio isotópico con el carbonato de la caliza (también incorporación del Ca disuelto previamente de la caliza y no incorporado en la estructura de los silicatos anhidros), tal como se explicó en párrafos previos. La presencia de calcita acompañando las paragénesis retrógradas

indica un incremento de la $X(\text{CO}_2)$ y de la actividad del Ca en el fluido desde el estadio progradante, donde la ausencia de CO_2 líquido en las IF indica $X(\text{CO}_2) < 0,1$, al estadio retrógrado tardío.

Este skarn presenta muy bajas concentraciones de sulfuros (1%). La presencia de magnetita u otra fase rica en hierro en los fluidos es de crítica importancia al analizar esta variable porque los óxidos de hierro tienden a suprimir la $f\text{S}_2$, dando lugar a fluidos salinos muy deficientes en complejos con el azufre elemental (Hemley *et al.*, 1992). La escasa pirita está en las zonas distales del skarn y en el endoskarn acompañando a minerales retrógrados tardíos, pero el valor del $^{34}\text{S}_{\text{DT}}$ (4,1 ‰) (Capítulo VI) de la pirita del endoskarn indica que proviene del magma. La escasa concentración de S en el fluido debió permanecer en solución hasta que precipitaron los óxidos de Fe y luego, a menor temperatura, precipitó como pirita.

Cambios físico-químicos y condiciones que favorecieron la precipitación del hierro

Los fluidos salinos iniciales que formaron el skarn progradante, no depositaron las concentraciones más importantes de hierro, si bien la presencia de hematita y FeCl_n en las IF, las altas salinidades (hasta 70 % NaCl eq.) y altas temperaturas de estos fluidos (hasta 670°C Th final), claramente señalan que fueron capaces de transportar abundante hierro en solución (Fig. 7-4; Hemley *et al.*, 1992; Hemley y Hunt, 1992).

Luego de la sobre presión en el sistema, el fracturamiento de las rocas y la ebullición de los fluidos (condiciones de presión hidrostática), precipitó la mayor concentración de magnetita en venas y diaclasas del endoskarn y zonas internas del exoskarn y de hematita en las zonas intermedias y externas del exoskarn. Sin embargo, de acuerdo a lo establecido en los párrafos previos, otros cambios físico-químicos sucedieron en el sistema hidrotermal, además de la disminución de la presión, que pudieron haber ocasionado la precipitación de los óxidos de hierro, ellos son: a) disminución de la temperatura, b) pérdidas de volátiles, c) variaciones del pH o de la fugacidad del oxígeno, d) dilución, o e) la combinación de ellos. En los párrafos siguientes se analizan cada una de estas variables.

Las IF del cuarzo asociado a la mena de hierro, registraron la ebullición de fluidos salinos (23-41,6 % NaCl eq.) a temperaturas variables entre 320° y 420°C, correspondiendo a presiones hidrostáticas de 125 a 325 bares. En el diagrama experimental de solubilidad del Fe versus temperatura (Fig. 7-4; Hemley *et al.*, 1992), se puede analizar la influencia que tuvieron estos cambios de P y T en la solubilidad del Fe durante la ebullición. A temperatura constante (p. ej. 400 °C) y disminución de la presión de 1 kb a 0,5 kb, valores similares al sistema investigado (de

0,87 a 0,32 kb), aumenta la solubilidad del Fe de ~ 657 a ~ 2760 ppm. Sin embargo, a presión constante (p. ej. 1 kb) la disminución de la temperatura desde 670°C al rango de ebullición (420°-320°C), provoca una disminución mucho mayor de la solubilidad del Fe (de >15000 ppm a ~ 657 ppm) que su incremento por la disminución de la presión.

Con la ebullición y consecuente separación del fluido en una fase vapor y otra líquida, se produjo el aumento de la salinidad (concentración de cloruros) en la fase líquida, cambio que favorece la solubilidad del hierro en el fluido (Hemley *et al.*, 1992); simultáneamente, la gran cantidad de volátiles que se generaron y escaparon del sistema, también disminuyeron proporcionalmente la masa de líquido y aumentaron su pH. Por lo tanto, en términos generales este proceso favorece la precipitación del hierro (Hemley *et al.*, 1992).

La mezcla del fluido salino con aguas de formación (en equilibrio con el carbonato) registrada en este estadio retrógrado, ocasionó cambios en la composición del fluido (sales de CaCl₂ y CaCO₃ identificadas por primera vez) que también generó el aumento del pH. La mezcla parcial del fluido con aguas meteóricas es otro de los procesos ocurridos en el sistema investigado que favorece la precipitación del Fe al provocar la dilución y el enfriamiento del sistema (Hemley *et al.*, 1992).

De acuerdo con lo analizado en párrafos previos, la fugacidad del oxígeno permaneció alta durante la evolución del sistema hidrotermal. Por lo tanto, si hubo pequeñas fluctuaciones en la condiciones redox, éstas no debieron influir en la precipitación de los óxidos de hierro como tampoco en la distribución de sus variedades: la yacencia de magnetita en el endoskarn y zona interna del exoskarn y de hematita (especular) en las zonas intermedia y externa del exoskarn, probablemente también sea consecuencia de la disminución de la temperatura (Fig. 7-1), más que de variaciones en la fugacidad de oxígeno (Ohmoto, 2003).

La disminución isobárica de la temperatura en los fluidos salinos tempranos pudo haber ocasionado la precipitación gradual y localizada de magnetita en equilibrio con piroxeno diopsídico en el skarn interno que reemplaza al hornfels (Hemley *et al.*, 1992).

Características de los fluidos hidrotermales vinculados al plutón granítico y sus relaciones con las alteraciones-mineralización de Fe

Tal como se planteó en el capítulo VI, la mayoría de las muestras analizadas de este skarn carece de IF propicias para su análisis microtermométrico. Por lo tanto, tentativamente se

esbozan algunas características de los fluidos de este nuevo sistema hidrotermal y sus relaciones con las alteraciones que ellos generaron.

Los cristales de cuarzo del plutón granítico y de las venas (QTZ-FLD-CLPX) del estadio progradante del skarn, hospedan inclusiones fluidas multifásicas (>30 % NaCl eq.) asociadas a inclusiones acuosas ricas en vapor y monofásicas de vapor (Capítulo VI). Las IF multifásicas homogeneizaron a temperaturas moderadas a altas (>340°C). Del mismo modo que en el sistema anterior, esta asociación de IF indica que los fluidos se originaron por la desmezcla de fluidos magmáticos de baja salinidad (<6 % en peso NaCl eq.) que exsolvieron del granito (Fig. 7-4). La coexistencia de dos poblaciones de IF que homogeneizaron por disolución del cristal de halita y por desaparición de la burbuja de vapor, respectivamente (Fig.7-4), sugiere que los fluidos fueron objeto de una disminución isobárica considerable de la temperatura ó bien disminución de la temperatura acompañada de un aumento de la presión, previo a su entrapamiento (Cline y Bodnar, 1994).

Con estas altas temperaturas y salinidades los fluidos pudieron reaccionar con los minerales de hierro del skarn previo, disolverlos, incorporar el Fe y transportarlo en solución (Hemley *et al.*, 1992) (Fig. 7-3). Este argumento favorecería la hipótesis planteada en el capítulo V. La presencia de mushketovita junto a calcita en las venas tardías de la alteración retrógrada indica que el enfriamiento también fue un factor importante en la precipitación del hierro (Hemley *et al.*, 1992).

La composición de los minerales del skarn progradante ricos en albita, escapolita marialítica, granate (And₃₈₋₁₀₀) y piroxeno Di₍₂₄₋₁₀₀₎ que reemplazan a la roca ígnea, al mármol y a los hornfels previos, indican que los fluidos que exsolvieron de este cuerpo fueron ricos en Cl, Na, Fe y Mg y que dominaron condiciones de alta fugacidad de oxígeno (Purtov *et al.*, 1989; Meinert, *et al.*, 2005). Esto es coherente con las composiciones de las IF salinas analizadas (QTZ-FLD-PX), que contienen cristales de halita, hematita y fases sólidas opacas. Una excepción es el piroxeno rico en Fe (Hd₇₄₋₉₄) de la paragénesis ESCP-HD que se superpone a los hornfels, hecho que sugiere condiciones locales de baja fugacidad del oxígeno, probablemente controladas por la composición del protolito al cual reemplaza. Las paragénesis ricas en minerales hidratados ESCP-ACT indican el inicio de la alteración retrógrada probablemente con la disminución de la temperatura de los fluidos (Meinert, 1998; Bowman, 1998) que continuó con el relleno de intersticios y venas tardías con las paragénesis CA-MSH y EP-CA-CLO-PY.

CONCLUSIONES

Este estudio pone de manifiesto que diferentes clases de fluidos y trenes evolutivos pueden presentarse aún en un sistema magmático-hidrotermal geológicamente no tan complejo como el de Vegas Peladas. El análisis de los datos indica que la variedad de rangos de PTX registrados en las IF y de los valores $\delta^{18}\text{O}$ en los minerales, pueden obedecer a los cambios físico-químicos que va experimentando un fluido hidrotermal desde su generación, en una fuente magmática, hasta su etapa final de enfriamiento y agotamiento y a su mezcla con fluidos externos. A continuación, se resumen las conclusiones de las observaciones geológicas combinadas con los datos microtermométricos y los resultados isotópicos presentados en este capítulo, para proponer el siguiente modelo genético de los skarns de Fe Vegas Peladas (Fig. 7-5):

1) Aproximadamente a 3,3 km de profundidad, bajo presiones litostáticas de 877,5 bares, fluidos magmáticos de salinidad baja a moderada (6-8 % en peso NaCl eq.) y altas temperaturas ($\sim 670^\circ\text{C}$) exsolviéron del plutón diorítico que estaba cristalizando y se separaron (inmiscibilidad) en fluidos salinos de composición química $\text{NaCl} \pm \text{KCl} \pm \text{FeCl}_n \pm$ hematita y en vapor de baja densidad. Bajo estas condiciones de presión y temperatura elevadas, los fluidos hidrotermales se filtraron hacia arriba y hacia afuera del cuerpo ígneo aún no solidificado completamente (comportamiento dúctil), reaccionando con los protolitos sedimentarios y formando el exoskarn pre-mineralización ($670^\circ\text{-}400^\circ\text{C}$). La zonación mineralógica del exoskarn, refleja diferencias en la solubilidad de los elementos químicos ($\text{Si} > \text{Mg}$, $\text{Fe} > \text{Al}$) en el fluido hidrotermal (Fig. 7-5c).

2) Estos fluido salinos tempranos reaccionaron con la roca de caja dúctil formando la zona interna del exoskarn, proceso que generó la reducción isobárica de sus temperaturas (de hasta $\sim 250^\circ\text{C}$).

3) La exsolución continua de volátiles del magma y el sellado de las cavidades y los conductos de circulación de los fluidos por la precipitación de los silicatos, provocaron el aumento de la presión en los fluidos que excedieron las condiciones litostáticas.

4) Estas sobrepresiones ocasionaron el fracturamiento de las rocas y del exoskarn, perturbando el régimen de presión y temperatura, induciendo la ebullición local del fluido y el cambio a presiones hidrotáticas (325-125 bares).

5) Bajo estas nuevas condiciones de presión hidrostática, el comportamiento frágil de las rocas aumentó el fracturamiento y la permeabilidad, permitiendo el ingreso de fluidos externos (aguas de formación probablemente enriquecidas en ^{18}O derivadas de la secuencia sedimentaria local y escasa agua meteórica) al sistema hidrotermal. Las aguas externas se mezclaron con los

fluidos magmáticos a medida que se enfriaban (420° a $<320^{\circ}$ C). Estas condiciones provocaron la inestabilidad de los silicatos del exoskarn ya formado y el inicio de su reemplazo por minerales hidratados, cuarzo y los óxidos de hierro, que también rellenaron fracturas, venas y huecos y precipitaron masivamente (Fig.7-5d).

6) A medida que el sistema colapsaba, estos fluidos más diluidos y más fríos invadieron gradualmente el corazón del sistema hidrotermal y alteraron la diorita a epidoto \pm cuarzo \pm anfíbol \pm piritita y precipitaron magnetita en venas y vesículas junto con anfíbol \pm epidoto \pm cuarzo \pm feldespatos alcalinos (Fig.7-5d).

7) Los fluidos continuaron enfriándose por debajo de los 320° C y la proporción del agua meteórica en ellos fue aumentando gradualmente hasta volverse el componente dominante, generando las paragénesis tardías y distales ricas en calcita, epidoto, clorita y escasa piritita (Fig. 7-5e).

La disminución de la temperatura ocasionada por los procesos de ebullición del fluido y la consecuente mezcla con fluidos externos fueron los factores principales que favorecieron la precipitación de la mena de Fe. Este es uno de los interrogantes más importantes del sistema en consideración que ha podido resolverse.

La intrusión del plutón granítico aumentó la temperatura de la roca de caja adyacente ($>550^{\circ}$ C) y generó también fluidos salinos + vapor por inmiscibilidad, capaces de disolver los minerales ricos en Fe del skarn previo y transportar el Fe en solución (Hemley *et al.*, 1992) (Fig. 7-5f-i) para luego precipitar con el enfriamiento. Este segundo evento metasomático es de menor magnitud y de poca importancia metalogénica.

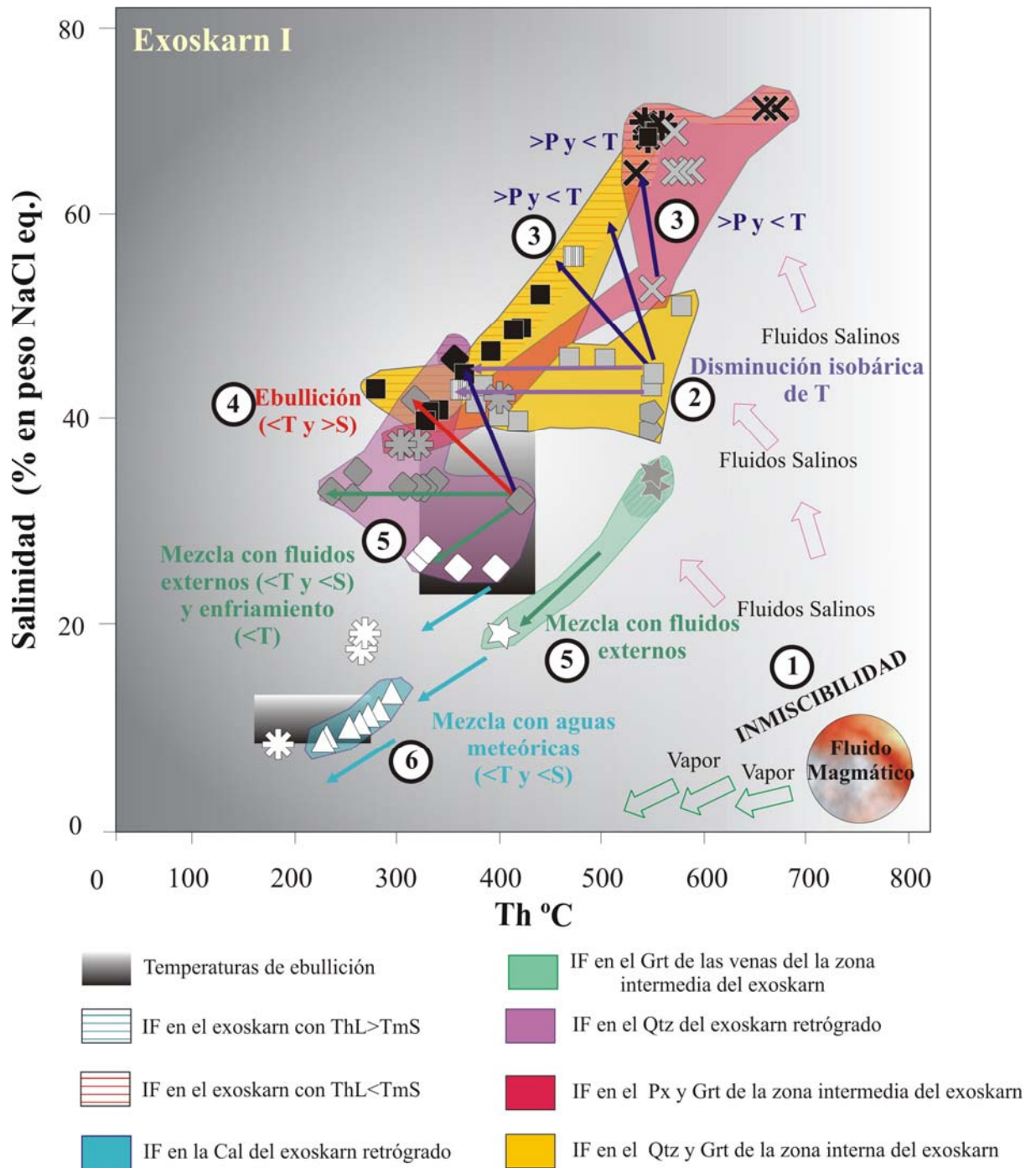


Figura 7-1. Gráfico de temperaturas versus salinidades que representa los distintos campos definidos de acuerdo a las características de las IF de las zonas del exoskarn asociado al plutón diorítico. Los números representan los diferentes procesos y cambios físico-químicos (flechas), cronológicamente ordenados del 1 al 6, que tuvieron los fluidos del sistema hidrotermal asociado al plutón diorítico. Ver texto para explicación

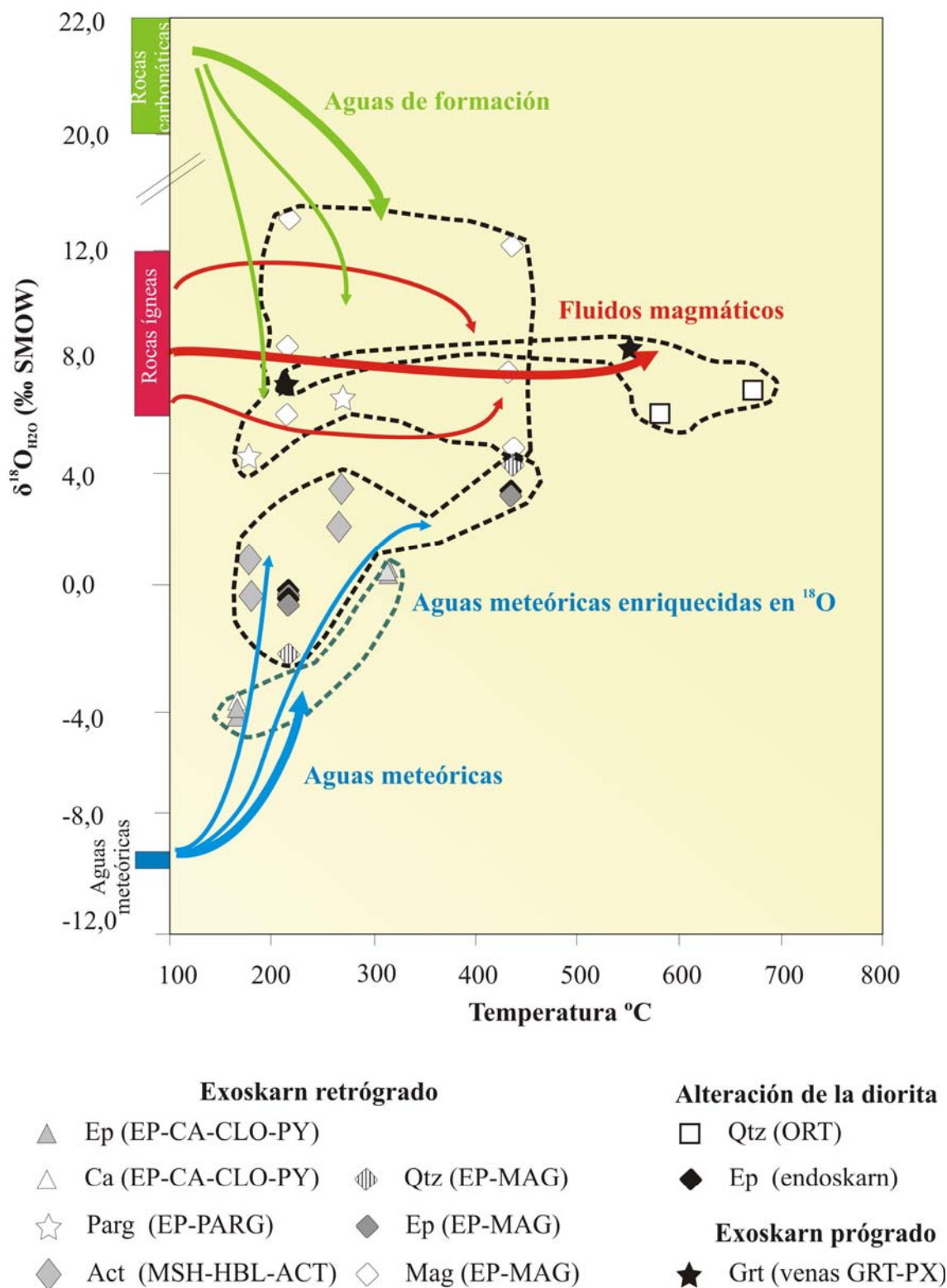


Figura 7-2. Gráfico de temperaturas versus valores $\delta^{18}\text{O}$ de los minerales del skarn asociado al plutón diorítico. Los campos agrupan a los minerales con firmas isotópicas similares (ver texto). Las flechas representan las diferentes fuentes de fluidos involucradas en la formación de los distintos minerales: verde: fluidos de formación, roja: fluidos magmáticos y celeste: fluidos meteóricos; el mayor o menor grosor de las flechas representa la mayor o menor influencia de cada fuente de fluidos, respectivamente, los campos de valores $\delta^{18}\text{O}$ de las rocas ígneas y carbonáticas se extrajeron de Taylor 1986.

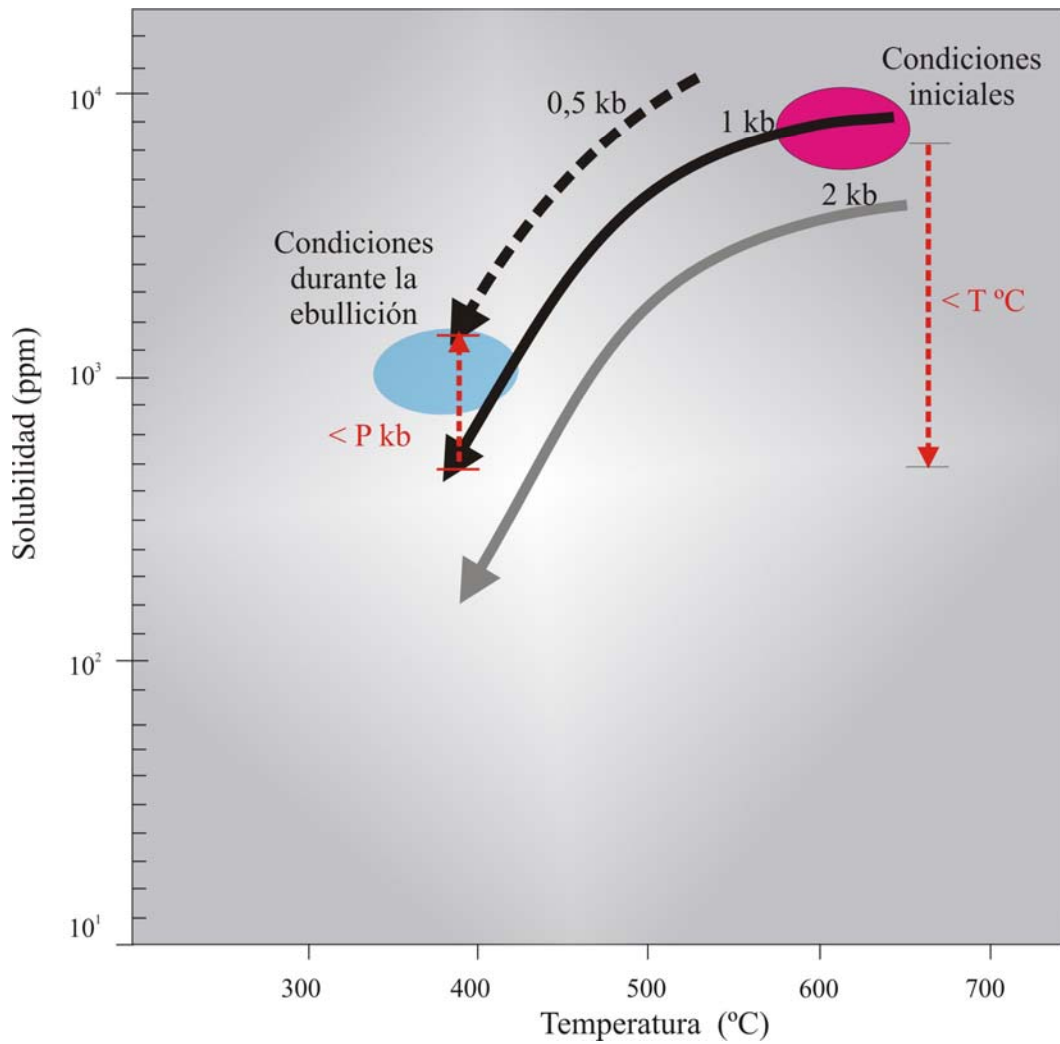


Figura 7-3. Gráfico de Solubilidad versus Temperatura donde se representan las curvas de solubilidad del Fe para un sistema de mezcla de sulfuros con 1 molar de cloro total, en equilibrio con una roca cuarzo monzonítica y a distintas presiones: 2 kb, curva sólida de color gris; 1 kb, curva sólida negra y 0,5 kb, curva partida color negra, (ver texto para mayor explicación) modificada de Hemley *et al.*, 1992. Se grafican a modo comparativo los campos de condiciones (P-T) de los fluidos iniciales (óvalo rojo) y de los fluidos en ebullición (óvalo celeste) del skarn asociado al plutón diorítico.

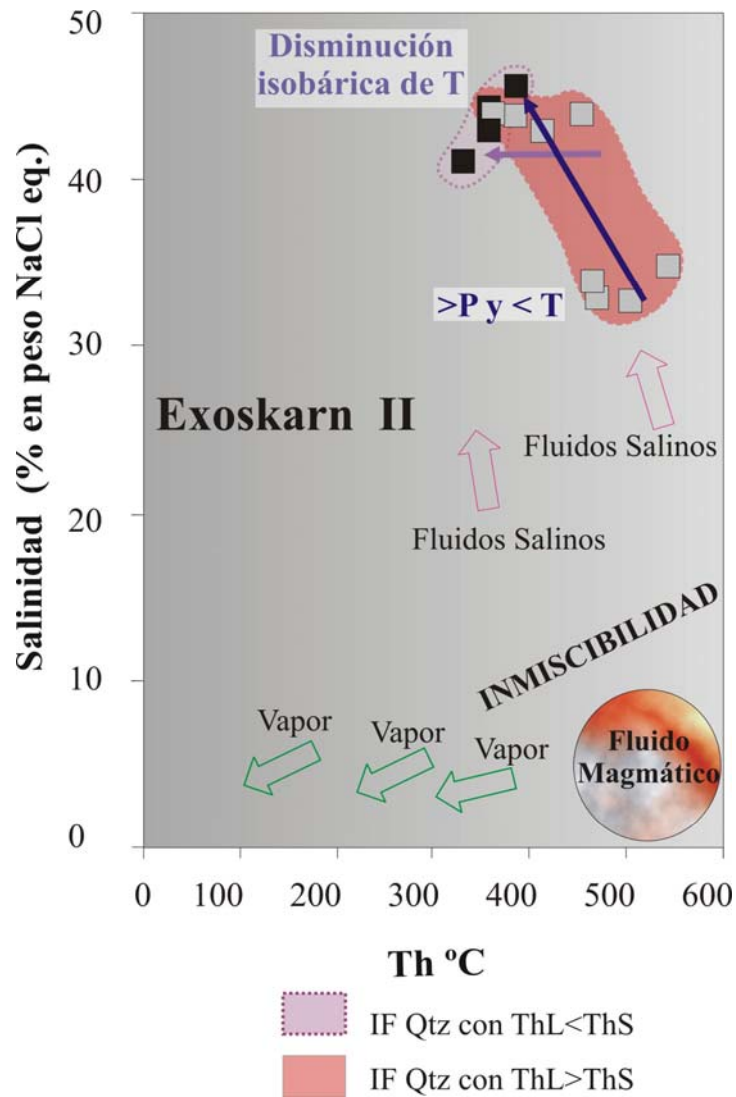


Figura 7-4. Gráfico de temperaturas versus salinidades que representa los distintos campos definidos de acuerdo a las características de las IF de las venas QTZ-FLD-PX del exoskarn distal asociado al plutón granítico (ver texto).

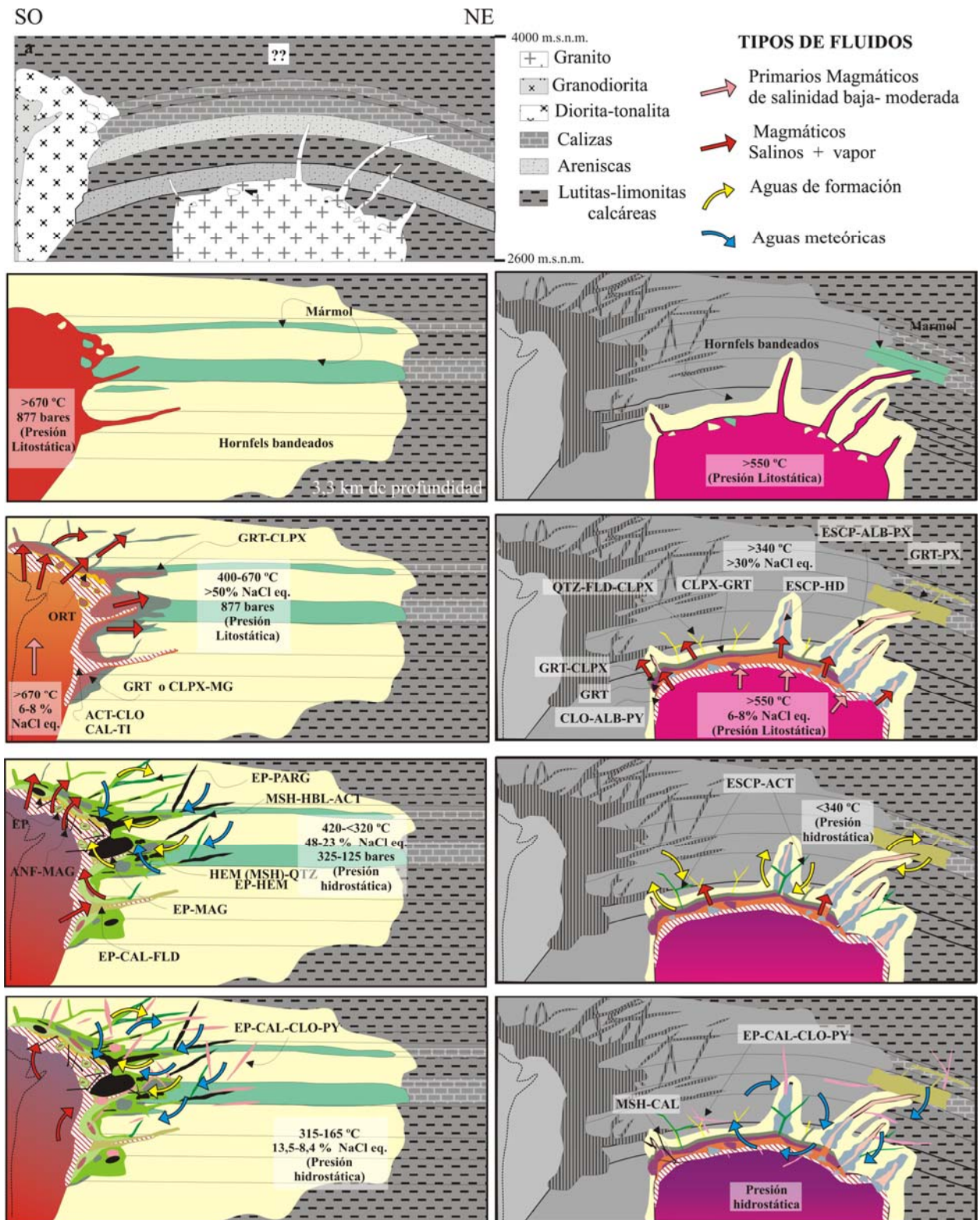


Figura 7-5. Esquema de la evolución de los skarns de Fe vinculados a-e al plutón diorítico, y f-i al plutón granítico.

BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, J. L. y Smith, D. R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* v. 80: p. 546-559.
- Blundy, J. D. y Holland, T. J., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* v. 104: p. 208-224
- Bodnar, R. J., Burnham, C. W. y Sterner, S. M., 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz: III. Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl a 1000 °C y 1500 bares. *Geochemical Cosmochimical Acta* 49, p. 1861-1873 .
- Bodnar, R. J., 1995. Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, v 23: p. 139-152.
- Bowman, J. R., 1998. Stable-Isotope systematics of Skarns. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, Ed. D.R. Lentz, Quebec, Canadá, v. 26: p.99-145.
- Burnham, C. W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Eds. Barnes, H. L.. J Wiley and Sons, New York, p. 71-136.
- Burton, J., y Taylor, L., 1982, The f_{O_2} and f_{S_2} -T Stability Relations of Hedenbergite and of Hedenbergite-Johannsenite Solid Solutions: *Economic Geology*, v.77, p. 764-783.
- Cline, J. S. y Bodnar, R. J., 1991. Can Economic Porphyry Copper Mineralization be Generated by a Typical Cal-Alkaline Melt? *Journal of Geophysical Research*, v. 96, N° B5, p. 8113-8126.
- Cline, J. S. y Bodnar, R. J., 1994. Direct evolution of brine from crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit. *Economic Geology*, v. 89, p. 1780-1802.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. y Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits: *Economic Geology*, 75th Anniversary, v. 1981: p. 317-391.
- Fournier, R. O., 1999. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-hydrothermal environment. *Economic Geology*, v. 94. 1193-1211.
- Franchini, M. B., Meinert, L. D. y Montenegro, T. F., 2000. Skarn related to porphyry-style mineralization at Caicayen Hill, Neuquén, Argentina: Composition and Evolution of hydrothermal fluids: *Economic Geology*, v. 95: p. 1197-1213.

- Hammarstrom, J. M., y Zen, E.-An, 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, v. 71: p. 1297-1313.
- Hedenquist J. W., Arribas, A. Jr. y Reynolds, T. J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hidrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, v. 10: p. 235-256.
- Hemley, J.J., Cygan, G.L, Fein, J.B., Robinson, G.R., y D'Angelo, W.M., 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: I. Iron-Copper-Zinc-lead Sulfide Solubility Relations: *Economic Geology*, v. 87, p. 1-22.
- Hemley, J.J., y Hunt, J.P., 1992, Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General geologic Applications: *Economic Geology*, v. 87, p. 23-43.
- Hollister, L. S, Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. y Sisson, V. B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of cal-alkaline plutons. *American Mineralogist*, v. 72: p. 231-239.
- Llambías, E. J., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 27, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica, Buenos Aires 15: 182 p.
- Meinert, L. D., 1992. Skarn and skarn deposits: *Geoscience Canada*, v. 19, p. 145-162.
- Meinert, L.D., Hefton, K., Mayes, D., y Tasiran, I., 1997, *Geology, Zonation and Fluid Evolution of the Big Gossan Cu-Au Skarn Deposit, Ertsberg District, Irian Jaya: Economic Geology*, v. 92, p. 509-534.
- Meinert, L. D., 1998, A review of Skarns that contain gold: *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, v. 26, p. 359-414.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh, H. y Matsuhisa, Y., 2003. Formation of Anhydrous and Hydrous Skarn in Cu-Au Ore Deposits by Magmatic Fluids.
- Meinert, L. D., Dipple G. y Nicolescu, S., 2005. World Skarn Deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 299-336.
- Ohmoto, H., 2003. Non redox transformation of magnetite-hematite in hidrothermal systems. *Scientific Communications, Economic Geology*, v. 98: 157-161.
- Purtov, V. K., Kholodnov, V. V., Anfilogov, V. N., y Nechkin, G. S., 1989. The role of chlorine in the formation of magnetite skarns. *International Geology Rev.* 31. p. 63-71.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Produced by Longman Singapore Publishers (Pte) Ltd., Singapore, 352 p.

- Taylor, B.E., 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H, and S: Reviews in Mineralogy, v. 16: 185-226.
- Yang, K. y Bodnar, R. J., 1994. Magmatic-hydrothermal evolution in the “Bottoms” of porphyry copper systems: Evidence from silicate melt and aqueous fluid inclusions in granitoid intrusions in the Gyeongsang basin, South Korea: *Internacional Geology Review*, v. 36, p. 608-628.

CAPÍTULO VIII

COMPARACIÓN CON EL SKARN DE Fe HIERRO INDIO

Andesita

Ep ± Act



INTRODUCCION

El plan de trabajo de la tesis formó parte del proyecto plurianual del CONICET titulado “Metalogénesis de los skarns mineralizados del SO de Mendoza”. Como integrante del grupo de investigación, también participé en el estudio de otros skarns mineralizados localizados en el mismo segmento andino del SO de Mendoza (P. ej. Hierro Indio, Aguas Amarillas, Atlas I, Poblet, El Kaiser). De ellos, el depósito “Hierro Indio” es otro ejemplo de skarn de Fe cuyo estudio detallado (Franchini *et al.* 2005; Franchini *et al.*, en prensa) permite compararlo en este capítulo con el skarn de Fe Vegas Peladas. Se concluye con una síntesis y un modelo genético general de skarn de Fe que sea aplicable en el estudio y la exploración de otras áreas de la Cordillera Principal.

CARACTERISTICAS DEL SKARN DE Fe HIERRO INDIO

El skarn de Fe Hierro Indio ((34° 59' LS, 69° 47' LO; Figs. 2-2 y 8-1a y b) fue explotado desde 1950 a 1960 con una producción de 71.000 t de 40-50 % Fe (Angelelli, 1984; Zanettini, 1999). La mineralización de hierro está hospedada en las formaciones Vaca Muerta y Chachao compuestas por calizas de coloraciones grises a negras con intercalaciones de limolitas calcáreas y calizas. Varios plutones dioríticos y numerosos diques y filones capa andesíticos miocenos (A. Huincán) intruyen a las rocas sedimentarias en el núcleo de una estructura sinclinal principal (Fig. 8-1b y c) y están íntimamente asociadas con los skarn de Fe.

Sus rocas ígneas son metaluminosas, calcoalcalinas y están compuestas por abundante anfíbol y magnetita, características típicas de plutones tipo I (Fig. 8-2 a; para mayor detalles de la geoquímica de estas rocas, ver capítulo IV). Los plutones y filones capa contienen plagioclasa zonada ($Or_1-2Ab_{53-66}An_{33-46}$; Tabla 8-1), magnesiohastingtonita (Tabla 8-1) con núcleos de clinopiroxeno relíctico decolorados y magnetita, titanita y circón como accesorios. La edad *plateau* $^{40}Ar/^{39}Ar$ del cuerpo andesítico determinada en plagioclasa dio 15 ± 3 Ma.

Alteraciones en las rocas ígneas

El skarn mineralizado está expuesto en cuatro áreas de labores a cielo abierto (*open pit*), con una superficie total de 45.000 m² (Figs 8-1b y d). El skarn está asociado a filones capa que intruyen y se desprenden desde el techo del plutón diorítico principal. Los márgenes del plutón y filones cerca de las labores tienen una alteración incipiente formada por actinolita \pm calcita \pm

albita ± titanita (<20% del volumen total de la roca) y diópsido ± magnetita ± apatita ± (<8%); ambas asociaciones minerales pueden encontrarse en la misma muestra. La actinolita está en agregados fibrosos muy finos con calcita ± titanita y reemplazan selectivamente al anfíbol magmático (Tabla 8-1). Vetillas y parches de calcita ± albita reemplazan a la plagioclasa y titanita ± leucóxeno y limonitas reemplazan a los óxidos primarios. Un piroxeno diopsídico ($\text{Di}_{79-88}\text{Hd}_{11-21}\text{Jo}_{0,3-0,5}$) ± magnetita ± apatita ocurre como finos cristales euhedrales (Tabla 8-1). Esta magnetita hidrotermal se distingue de la magmática, por sus cristales en granos más finos y su composición química con menores concentraciones de TiO_2 (2-4%) y Al_2O_3 (0,14-0,29 %) (Franchini *et al.*, 2005).

En la pared sur de la labor número 4, los filones capa están reemplazados por un endoskarn masivo de epidoto con anfíbol subordinado (endoskarn verde) (Figs. 8-1e y f; Fig. 8-3a). En la pared norte de esta labor, un endoskarn masivo de epidoto también reemplaza los márgenes del plutón diorítico. Los xenolitos de caliza, alterada en la diorita forman escarapelas mayores a 15 cm de longitud, concéntricamente zonadas con un núcleo de calcita, bordes de epidoto-actinolita, y una aureola externa de minerales de arcilla (Fig. 8-3b). Tanto los filones capa como el endoskarn han sido afectados por una intensa alteración argílica supergénica.

Exoskarn

Las calizas y limolitas de las formación Chachao en contacto con los filones capa han sido intensamente reemplazadas por cuerpos de exoskarns de coloraciones castaño, castaño verdoso castaño amarillento (0,5-3 m de espesor) (Figs. 8-1e y f; Fig 8-3c) y en la pared norte de la labor 4, ellos se unen en un solo cuerpo más espeso en el contacto con el plutón diorítico alterado. El granate es el silicato cálcico dominante (60-90 % del volumen total de roca) acompañando de piroxeno y apatita en proporciones menores. En las secciones delgadas el granate presenta un aspecto turbio debido a la presencia de inclusiones submicroscópicas en los núcleos y secciones medias. Los cristales de granate ($\text{Grs}_{3-66}\text{Andr}_{32-96}\text{Sps-Alm}_{0,5-1,8}$) (Fig 8-4a) están zonados con bandas de composición andradítica, amarillas y de comportamiento isótropo, que alternan con bandas incoloras, anisótropas y más grosuláricas.

El exoskarn de granate contiene un piroxeno de grano muy fino parcialmente corroído alterado a clorita y minerales de arcillas. La apatita es rica en Flúor (2,68 a 4,12 %, Tabla 8-1) y escasa, pero es ubicua en todo el exoskarn y se presenta como prismas de grano muy fino (0,05-0,1 mm) rellenando intersticios entre los cristales de granate. La alteración retrógrada está compuesta por biotita, clorita y epidoto reemplazando al granate y cuarzo, calcita y calcedonia fibrosa intersticiales.

Mineralización de Fe

La mineralización de hierro hipogénica consiste en magnetita en el endoskarn, magnetita (hematita) en el exoskarn y pirita en el exoskarn distal. La magnetita está diseminada y asociada con piroxeno y epidoto en el endoskarn y en el exoskarn de granate forma vetillas finas, agregados irregulares y bandas que resultan en una textura bandeada y nodular (Fig. 8-3, muestra 2605).

En el exoskarn distal, la hematita (0,5 a 5 mm) es el óxido de hierro más abundante y forma cuerpos negros masivos e irregulares de más de 4 m de espesor; algunos limitados por zonas de cizalla. La hematita también reemplaza los bordes de cristales relícticos de granate que han sido parcialmente reemplazados por epidoto (Fig. 8-3, muestra 2609). Esta textura de reemplazo y la ubicación distal de las zonas ricas en hematita, indican que la formación de hematita fue posterior a la de granate y magnetita y está relacionada a la alteración retrógrada del granate.

Ambos óxidos tienen bajas concentraciones de TiO_2 (0,02-0,1 %) y MnO (0,1 %), no contienen cantidades detectables de Cr_2O_3 y V_2O_5 y presentan altas concentraciones de SiO_2 (0,3-5 %) y CaO (0,1-1,5 %) (Franchini *et al.*, 2005) (Fig. 8-4b).

La pirita es el único sulfuro en el skarn de Hierro Indio, sin embargo, trazas de minerales secundarios de cobre, pueden estar indicando la presencia de sulfuros de cobre hipogénicos primarios. La pirita es abundante en el sector norte de la labor 4 y constituye un afloramiento castaño rojizo (dado por la oxidación del sulfuro) de 5 m de espesor. Allí, cristales euhedrales de pirita de hasta 1 cm de diámetro junto con cuarzo rellenan las fracturas y zonas permeables formando localmente bolsones más enriquecidos en esta paragénesis (Fig. 8-3, muestra 2618).

Las inclusiones fluidas disponibles para realizar estudios microtermométricos sólo fueron halladas en la calcita tardía del exoskarn de granate \pm magnetita. Las inclusiones primarias en calcita son seudorectangulares, de tamaños variables entre 10 y 50 μm y contienen líquido, vapor y halita. La primera fusión ocurrió a -65°C , indicando la presencia de otros cationes además de Na^+ . Las inclusiones homogeneizaron a líquido entre los 190° y 250°C . La fusión de halita ocurrió entre los 199° y 270°C , correspondiendo a salinidades de 31 a 34 % en peso de NaCl eq., respectivamente.

Geoquímica de roca total

Las concentraciones de los elementos mayoritarios en el endoskarn, exoskarn y protolitos inalterados se ilustran en la Figura 8-5. La caliza fresca (muestra, 2603) tiene 0,22 %

de Fe_2O_3 (total), las muestras de diorita con alteración incipiente (muestras, 2601 y 2602) tienen bajas concentraciones de Fe_2O_3 (total) (3,1 y 1,67%). En el dique andesítico, el endoskarn (muestra 2610) tiene mayores concentraciones de CaO que las esperadas para esta zona de skarn debido al reemplazo de plagioclasa por calcita acompañando al epidoto; esto también se observa en las altas pérdidas por ignición (Fig. 8-5). Las concentraciones de SiO_2 , CaO, Al_2O_3 y TiO_2 se correlacionan negativamente con el Fe_2O_3 (total) de las muestras del protolito, del endoskarn y del exoskarn, debido al reemplazo progresivo de las zonas de endoskarn de epidoto \pm calcita (muestra, 2610) y exoskarn de granate \pm magnetita \pm apatita (muestras, 2605 y 2607) por la zona distal rica en hematita (epidoto) (muestras, 2609 y 2614). El enriquecimiento en P_2O_3 se correlaciona con la presencia de apatita intersticial en asociación con el granate (Fig. 8-5; muestra 2618).

COMPARACIÓN ENTRE LOS SKARN DE Fe: VEGAS PELADAS Y HIERRO INDIÓ

Las principales características de los skarn de Fe de Vegas Peladas y Hierro Indio son las siguientes: 1) ambos están asociados con rocas ígneas subvolcánicas de composición diorítica ricas en anfíbol, calcoalcalinas-metaluminosas, del arco volcánico-plutónico Mioceno emplazado en el margen continental Sudamericano; 2) los plutones más diferenciados generaron escasa a nula mineralización de Fe; 3) el margen de los plutones menos diferenciados están reemplazados por un endoskarn en forma de halos finos o venas compuestos por epidoto-anfíbol-magnetita como paragénesis minerales comunes; 4) en el contacto con los endoskarns los protolitos calcáreos están reemplazados por exoskarns zonados ricos en granate; 5) la composición de los granates está dentro del rango $\text{Gr}_{\text{S}0-66} \text{And}_{\text{31-100}}$, y se tornan más ricos en hierro hacia los bordes de los cristales y zonas del exoskarn intermedio; 6) la magnetita y hematita son los minerales de mena y tienen bajas concentraciones de MnO ($\leq 0,21\%$); 7) la magnetita de grano fino es el mineral de mena temprano y está asociada a diópsido y apatita en el endoskarn y con piroxeno en el exoskarn interno; 8) los mayores cuerpos de magnetita y hematita están acompañados por las paragénesis retrógradas ricas en hierro que reemplazan a los minerales de skarn tempranos; 9) la hematita está en las zonas distales de los exoskarns asociada con los minerales retrógrados y 10) la pirita se presenta en cantidades muy subordinadas a trazas y es un mineral tardío en el sistema hidrotermal; 11) las condiciones redox (oxidantes) y fugacidad de azufre (baja) deducida de las paragénesis minerales de ambos sistemas hidrotermales son similares; 12) las temperaturas y salinidades registradas (190-250°C y 31-34 % NaCl eq.) en las IF hospedadas en la calcita que reemplaza a la zona de granate-magnetita en el skarn de Hierro Indio señalan la presencia de un

sistema hidrotermal con fluidos muy ricos en cloruros; 13) el hecho que en ambos skarns las mayores concentraciones de hierro están asociadas a las paragénesis retrógradas, indican que la disminución de la temperatura fue un factor importante que favoreció la depositación de Fe.

Estas características son similares a las de otros skarns cálcicos de Fe del SO de Mendoza (Franchini y Dawson, 1999; Franchini 2005, este trabajo Capítulo II) y a los skarns de Fe del mundo descritos por Einaudi *et al.* (1981), Meinert (1984), Meinert (1995) y Meinert *et al.* (2005).

En cuanto a las diferencias, Vegas Peladas se localiza en el interior del cinturón orogénico mientras que Hierro Indio está ubicado en el sector externo. En Vegas Peladas hay múltiples intrusiones ígneas, que registraron procesos de mingling y mixing localizado; estos plutones intruyen formaciones clásticas además de carbonáticas. Como consecuencia, la alteración y la mineralización es más compleja y más rica en variedades de asociaciones minerales y procesos hidrotermales involucrados en sus génesis. El desarrollo en Vegas Peladas de una extensa aureola de contacto asociada al plutón diorítico, ausente en Hierro Indio, indicaría un nivel de emplazamiento más profundo de sus rocas ígneas (Llambías, 2003). El nivel de erosión actual del skarn de Vegas Peladas ha expuesto las rocas ígneas y las alteraciones-mineralizaciones asociadas, hecho que facilitó el estudio de los sistemas hidrotermales en forma completa, pero es muy factible que las zonas más ricas en óxidos de Fe -ubicadas en posiciones intermedias y distales del sistema hidrotermal- hayan sido exhumadas y por lo tanto sus reservas no son promisorias.

CONSIDERACIONES FINALES GUIAS PARA LA EXPLORACION

Los trabajos previos asignaban a los skarns de Fe del SO mendocino una edad Paleógena (Zanettini y Carotti, 1993). Sin embargo, las dataciones efectuadas en los últimos años (Nullo *et al.*, 2002; Pons *et al.*, 2004; Franchini *et al.*, 2005 y Franchini *et al.*, en prensa) y esta investigación, demuestran que los skarns de hierro están asociados a los plutones, diques y filones capa menos diferenciados, del voluminoso y ubicuo magmatismo del Mioceno superior (A. Huincán). Estas rocas ígneas neógenas derivan de magmas primitivos originados en el manto y presentan escasa a nula contaminación cortical (Pons *et al.*, 2004; Franchini *et al.*, 2005 y Franchini *et al.*, en prensa, esta investigación) y sus emplazamientos estuvieron controlados estructuralmente. De manera tal que, en la intersección de los lineamientos principales, zonas de corrimientos y charnelas de pliegues de los sectores pobremente explorados, estas rocas pueden

hospedar mineralizaciones de hierro asociadas a skarns. La abundancia de anfíbol y magnetita primaria en estas rocas ígneas y en los skarns les confieren una fuerte respuesta magnética, lo cual es importante desde el punto de vista prospectivo. La distribución de las alteraciones tempranas en las rocas ígneas asociada con los skarn de Fe y su zonación mineralógica hacia el contacto con el protolito sedimentario pueden ser guías útiles en la exploración de zonas poco expuestas (Fig. 8-6).

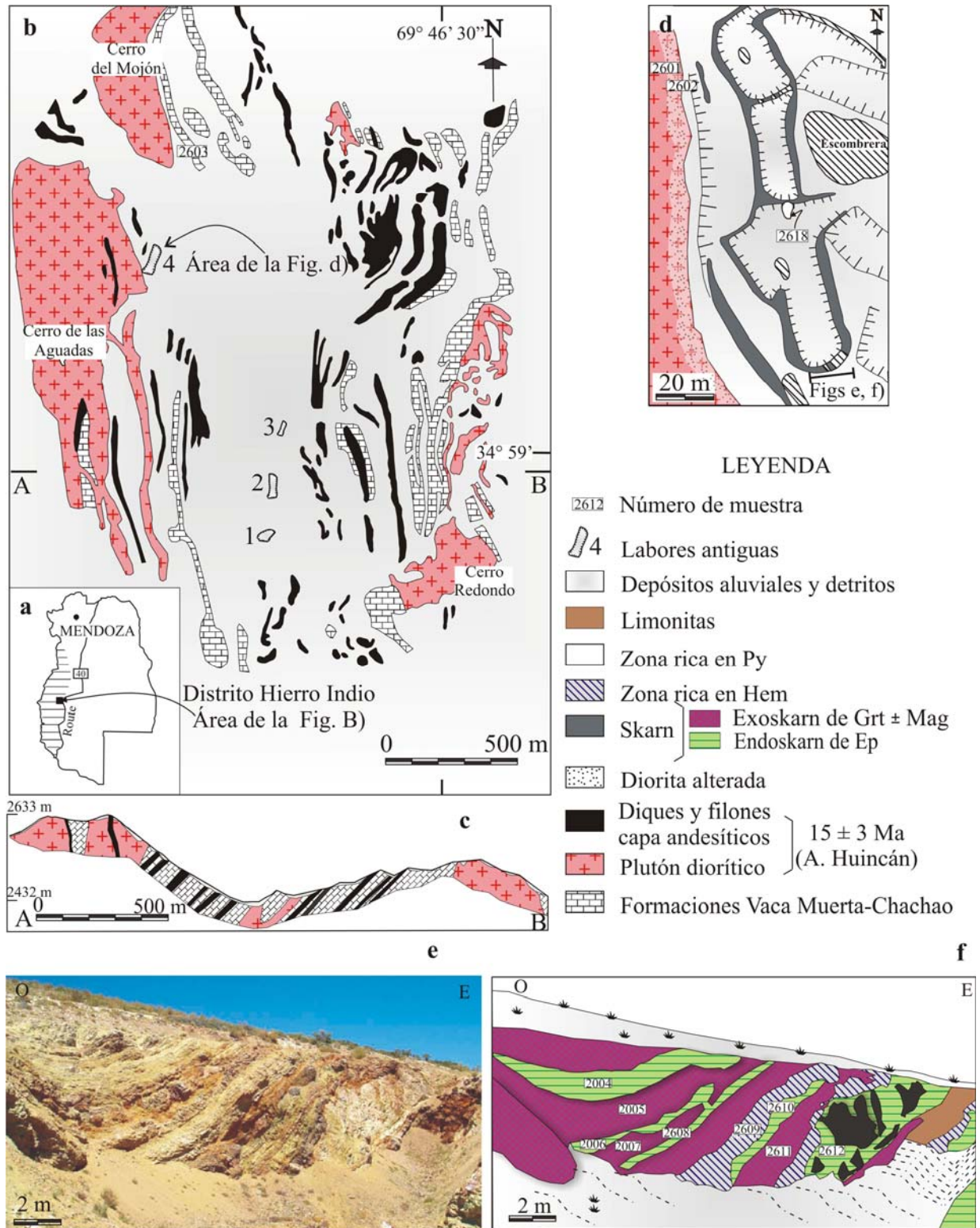


Figura 8-1. a- Localización del skarn Hierro Indio en la faja plegada y corrida de Malargüe; b- mapa del distrito que muestra la geología y algunas labores mineras antiguas (luego Rigal, 1942; Franchini *et al.*, 2005; Franchini *et al.*, en prensa); c- Perfil geológico esquemático de la sección A-B; d- Alteración y mineralización de la cantera 4.; e- fotografías de la pared sur de la cantera 4; f- esquema de la fotografía d, mostrando la mineralogía y zonación del skarn.

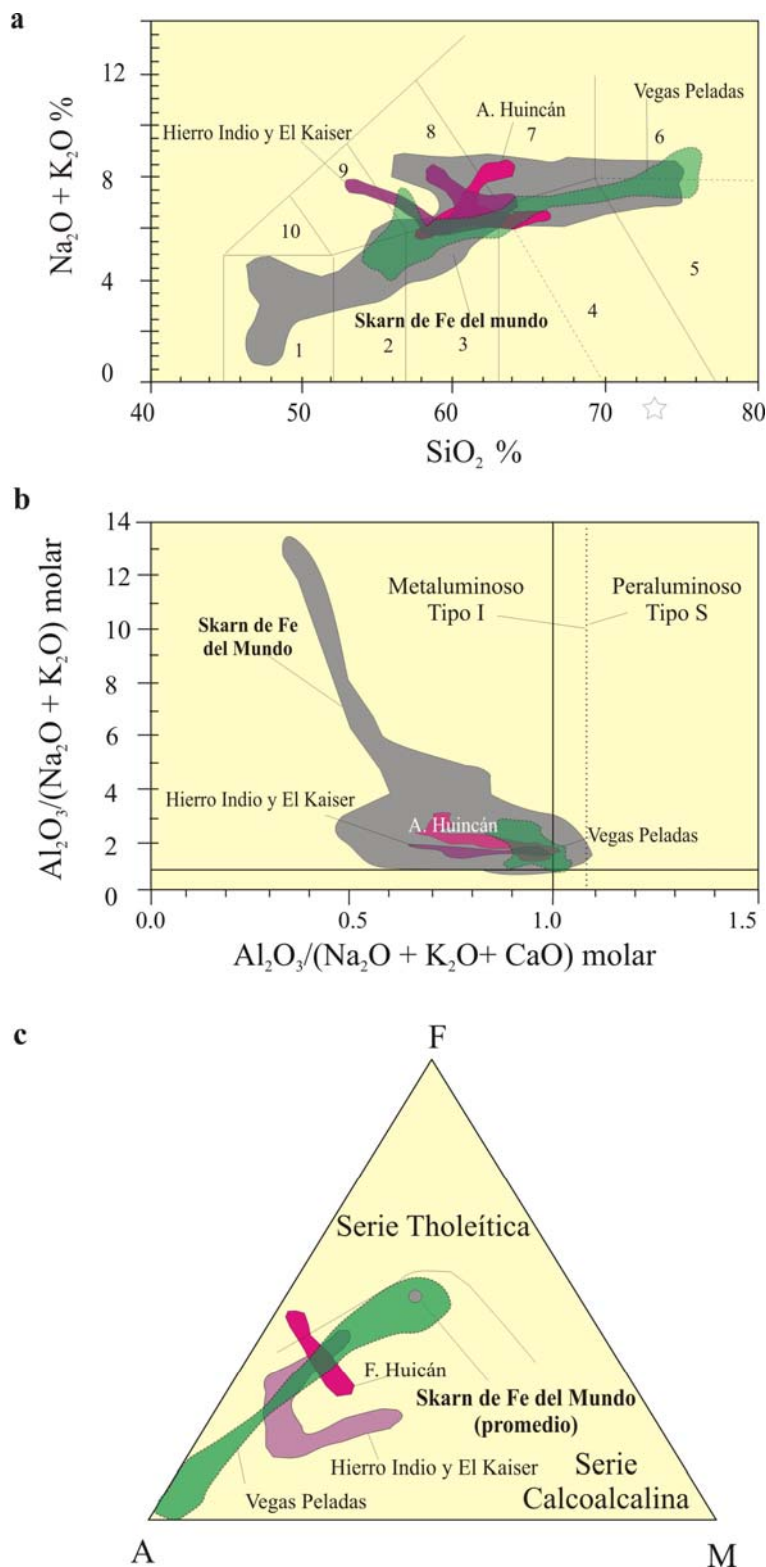


Figura 8-2. Caracterización química de las rocas ígneas menos alteradas de Hierro Indio y El Kaiser (Pons *et al.*, 2004; Franchini *et al.*, 2005 y Franchini *en prensa*) y de Vegas Peladas, asociadas con los skarns de Fe y para comparar también se grafican los campos de las rocas ígneas de la A. Huicán (Neógenas) (luego de Nullo *et al.*, 2002) y de los skarns de Fe del Mundo (Meinert, 1995). a- Clasificación TAS (álcalis totales versus dióxido de silicio), luego de Middlemost, 1994 y Bellieni *et al.* 1996), b- Diagramas de saturación en alúmina, (Chappell y White, 1992) y c- diagrama AFM (luego de Irvine y Barajar, 1971).

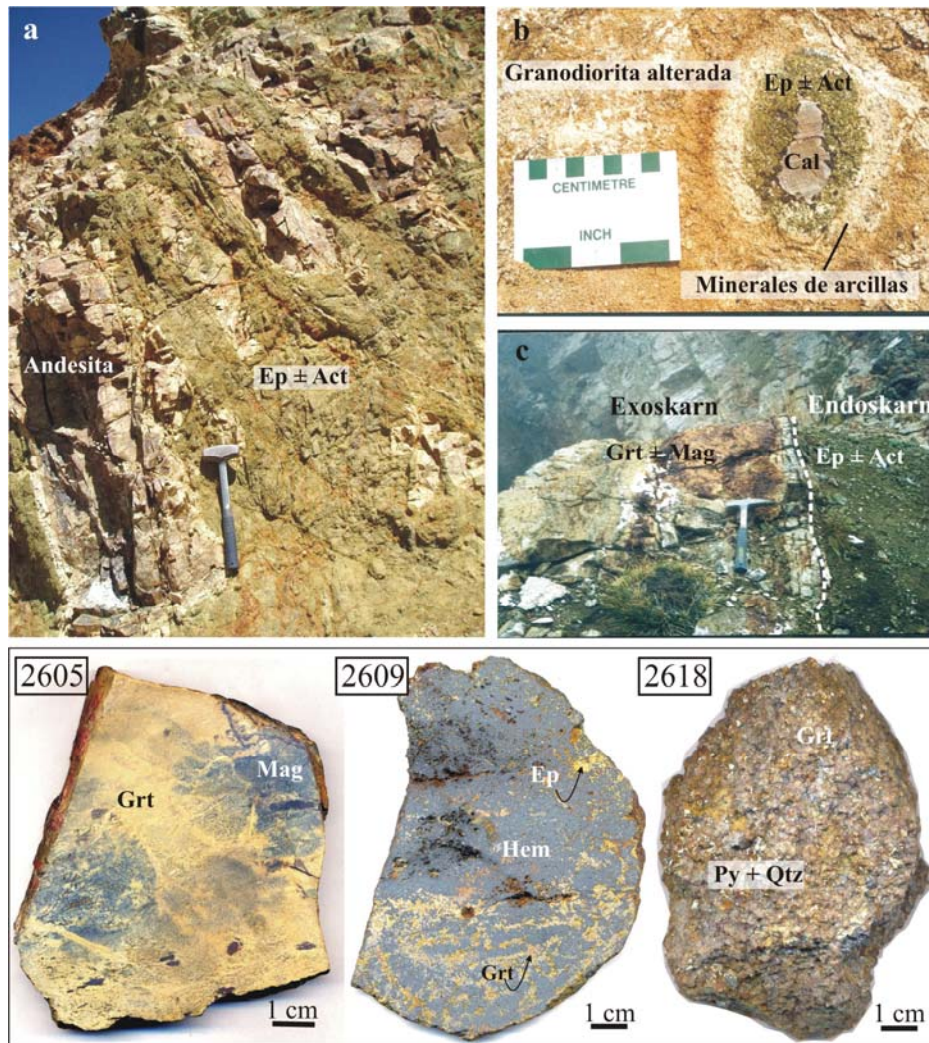


Figura. 8-3. Fotografías que muestran: a) endokarn macizo de epidoto \pm anfíbol reemplazando andesita; b) xenolito de caliza en la diorita, reemplazado por calcita (núcleo), epidoto-vesubiana (medio) y arcillas (borde); c) contacto entre el endokarn de epidoto y el exokarn de granate \pm magnetita; Muestra 2605) Exokarn de granate \pm magnetita con textura nodula; Muestra 2609) Zona de hematita maciza asociada a epidoto que reemplazan al granate; Muestra 2618) Huecos rellenos con pirita \pm cuarzo en el exokarn de granate. La ubicación de las muestras se presenta en la figuras 8-1 c y e. Act = actinolita, Cal = calcita, Ep = epidoto, Grt = granate, Hem = hematita, Py = pirita, Qtz = cuarzo (símbolos según Kretz, 1983).

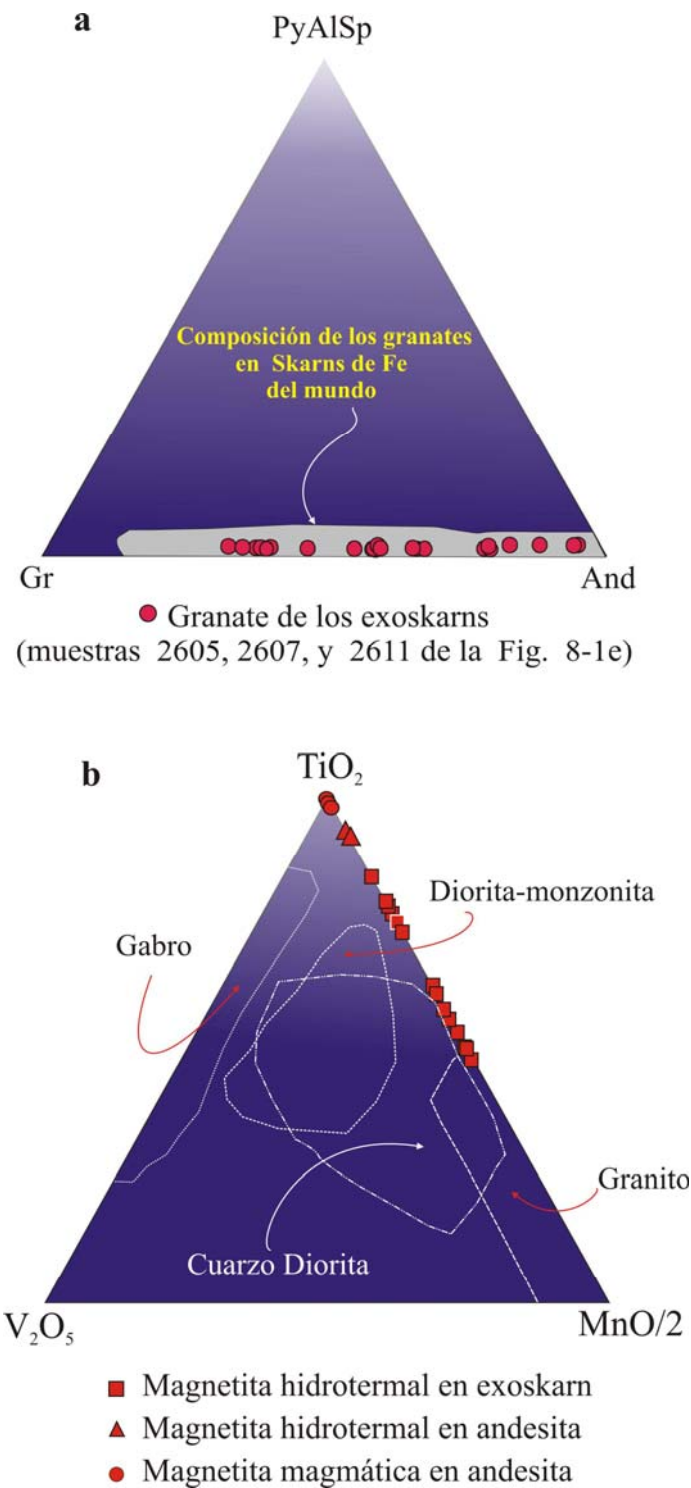


Figura 8-4. Composición química de los granates del exoskarn del skarn de Fe Hierro Indio. Para comparar, se ha dibujado el campo de la composición de los granates en los skarns de Fe (Meinert *et al.*, 2005). b) V₂O₅ versus TiO₂-MnO en la magnetita de diferentes zonas de alteración del skarn; para comparar también se muestra el campo de la composición de la magnetita en los skarns de Fe asociados a diferentes rocas ígneas de China (Xu y Zhang, 1998). Alm = almandino, Adr = andradita, Di = diópsido, Grs = grosularita, Hd = hedenbergita, Jo = johannsenita, Prp = piropo, Sps = espesartina.

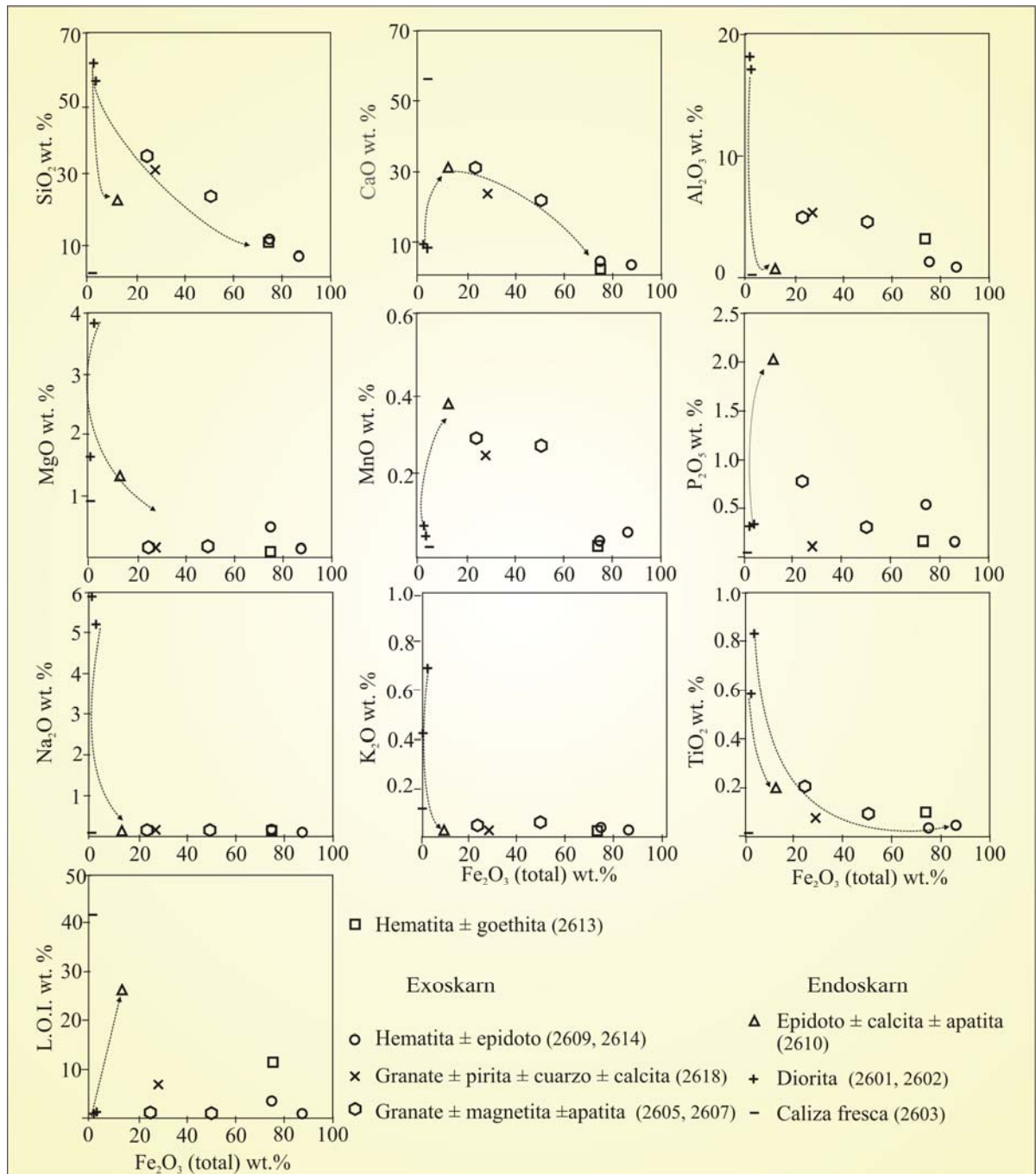


Figura 8-5. Diagramas bivalentes de SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 , Na_2O , K_2O y L.O.I. vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$ para caliza, diorita, endoskarn y exoskarn del skarn de Fe Hierro Indio. La ubicación de las muestras se representa en la Figura 8-1.

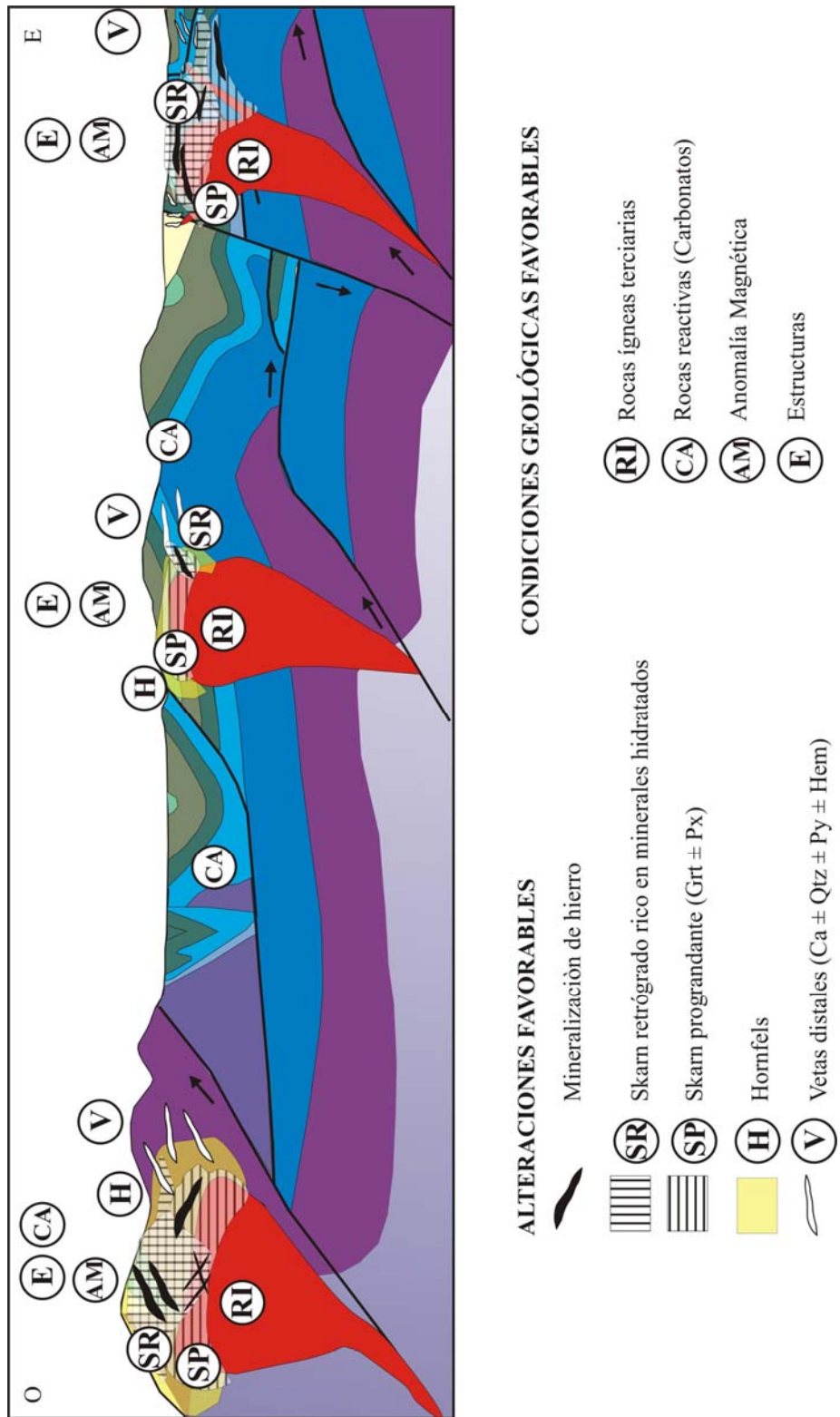


Figura 8-6. Esquema que sintetiza las características más relevantes a tener en cuenta en la exploración de skarns de Fe en la Cordillera Principal del SO de Mendoza (Sección modificada de [Kozłowski et al., 1993](#)).

Tabla 8-1. Análisis químico por microsonda electrónica de plagioclasa magmática y piroxeno, anfíbol, apatita hidrotermal del skarn de Fe Hierro Indio Fe

Muestra	2601	2601	2601	2601	Muestra	2601	2601	2602	2602	Muestra	2601	2601	2601	2601	2601	Muestra	2601	2601	2601	2605	2605	
Plagioclasa núcleo	sección	media	borde		piroxeno (diópsido)					magnesiohastingsita		actinolita		apatita								
(%)					(%)					(%)						(%)						
SiO ₂	56.49	59.58	56.71	57.41	SiO ₂	49.57	48.89	53.53	53.69	SiO ₂	40.23	40.95	44.08	55.10	55.20	CaO	56.34	53.77	53.21	53.78	53.28	
TiO ₂	0.04	n.d.	0.04	n.d.	TiO ₂	1.02	1.26	0.84	0.59	TiO ₂	3.64	3.47	3.15	0.40	0.40	P ₂ O ₅	41.11	44.39	43.86	42.58	43.85	
Al ₂ O ₃	27.20	25.20	27.28	27.37	Al ₂ O ₃	4.54	5.73	0.84	0.59	Al ₂ O ₃	15.31	14.49	10.34	1.80	1.56	F	4.19	2.74	2.95	2.68	2.70	
CaO	9.54	6.88	9.32	8.76	CaO	23.59	22.66	24.88	25.73	CaO	11.90	11.90	11.43	11.40	11.60	Cl	n.d.	0.15	0.19	n.d.	0.15	
MgO	0.19	0.01	0.02	0.01	MgO	14.32	14.88	15.41	16.29	MgO	14.10	14.14	15.48	19.60	19.80							
¹ FeO	0.55	0.19	0.25	0.22	² FeO	6.73	6.89	5.36	3.67	² FeO	11.23	11.53	10.95	7.70	7.70							
MnO	0.04	n.d.	0.02	0.02	MnO	0.17	0.10	0.12	0.11	MnO	0.04	0.09	0.18	0.51	0.40							
K ₂ O	0.19	0.16	0.37	0.36	K ₂ O	n.d.	0.05	0.02	0.02	K ₂ O	0.60	0.65	0.75	0.10	0.10							
Na ₂ O	6.18	7.51	6.30	6.47	Na ₂ O	0.31	0.43	0.55	0.37	Na ₂ O	2.23	2.23	2.16	0.65	0.69							
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	P ₂ O ₅	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	P ₂ O ₅	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.							
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.							
Total	100.3	99.9	100.3	100.6	Total	100.3	100.9	100.8	100.5	Total	99.3	99.5	98.5	97.3	97.5	Total	101.6	101.1	100.2	99.04	99.98	
Cationes en base a 32 oxígenos				Cationes en base a 6 oxígenos				Cationes en base a 23 oxígenos				Cationes en base a 25 oxígenos										
Si	10.13	10.67	10.17	10.24	Si	1.84	1.80	1.95	1.96	Si	5.71	5.81	6.27	7.67	7.67	Ca	22.53	23.14	23.05	23.29	23.22	
Al	5.75	5.32	5.77	5.76	Al	0.16	0.20	0.04	0.03	Al _{IV}	2.29	2.19	1.73	0.30	0.26	P	12.99	15.10	15.01	14.57	15.10	
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	Ti	0.03	0.03	0.02	0.02	Al _{VI}	0.27	0.23	0.01	0.00	0.00	F	4.94	3.48	3.77	3.43	3.47	
Fe ³⁺	0.07	0.03	0.03	0.03	Fe ²⁺	0.21	0.21	0.16	0.11	Ti	0.39	0.37	0.34	0.04	0.04	Cl	0.00	0.23	0.13	0.00	0.09	
Mg	0.05	0.00	0.00	0.00	Mg	0.79	0.82	0.84	0.88	Mg	2.98	2.99	3.28	4.07	4.10							
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.01	0.02	0.06	0.05							
Ca	1.83	1.32	1.79	1.67	Ca	0.94	0.90	0.97	1.00	Ca	1.81	1.81	1.74	1.70	1.73							
Na	2.15	2.61	2.19	2.24	Na	0.02	0.03	0.04	0.03	Na	0.61	0.61	0.59	0.18	0.19							
K	0.04	0.04	0.08	0.08	K	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.11	0.12	0.14	0.02	0.02							
Ortoclasa	1.1	0.9	2.1	2.0	Johannsenita	0.53	0.31	0.38	0.33	Mg/(Mg+Fe)	0.71	0.71	0.74	0.83	0.84							
Albita	53.4	65.8	53.9	56.0	Diópsido	78.70	79.12	83.36	88.48													
Anortita	45.5	33.3	44.1	41.9	Hedenbergita	20.76	20.57	16.26	11.19													

¹ Todo el hierro como Fe₂O₃. ² Todo el hierro como FeO. n.a. = no analizado; n.d. = no detectado. La clasificación del Piroxeno realizada luego de [Morimoto et al. , \(1988\)](#). La clasificación del anfíbol fue realizada luego de [Leake et al. \(1997\)](#).

BIBLIOGRAFÍA

- Angelelli, V., 1984, Yacimientos metalíferos de la República Argentina: Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA), La Plata, v. 1, 391 p.
- Bellieni, G., Visentin E. y Zanettini B., 1996. Use of Chemical TAS Diagram (Total Alkali Silica) for Classification of Plutonic Rocks: Problems and Suggestions. I.U.G.S.. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Pavoda, Contribution 157, 3 p.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R., 1992. I- and S-type granites in the Lachland fold belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 83: p. 1-26.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. y Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits: Economic Geology, 75th Anniversary, v. 1981: p. 317-391.
- Franchini, M. B., de Barrio, R. E., Ríos, F. J., Schalamuk, I. B., Lanfranchini, M., Pons, M. J., 2005. Petrología, química mineral y paragénesis del depósito Hierro Indio, Mendoza. Guías para la exploración de Fe. En Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O., (Eds.): Actas del XV Congreso Geológico Argentino CD-ROM, artículo-Nº 781, p. 8.
- Franchini, M. B., de Barrio, R., Pons M. J., Schalamuk, I. B. A., Ríos, F. J. y Meinert, Lawrence, En prensa. Fe skarns and IOCG-, and Manto-type deposits in the Andes Cordillera of SW Mendoza (34-36°LS), Argentina. Exploration and Mining Geology Special volume of IOCG deposits (en prensa), 111 p.
- Franchini, M.B., 2005, World Skarn Deposits: Skarns of Argentina: p. 1-4 and 1 Table, in electronic folder "13 Argentina" in electronic folder "Meinert" in CD-ROM supplementary appendix to: Meinert, L.D., Dipple, G. M., and Nicolescu, S., 2005, World Skarn Deposits, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds.: Economic Geology 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA, p. 299-336.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (5), p. 523-548.
- Kozlowski, E., R. Manceda y V., Ramos, 1993. Estructura. 12º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 1 (18): 235-2.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 68, p. 277-279.
- Llambías, E. J., 2003. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina –Serie B- Didáctica y Complementaria Nº 27 Instituto Superior de Correlación Geológica – Serie Correlación Geológica Nº 15, 182 p.

- Leake, B., Woolley, A., Arps, Ch., Birch, W., Gilbert, Ch., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout., K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E., y Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names: *American Mineralogist*, v. 82: p. 1019-1037.
- Meinert, L. D., 1984. Mineralogy and Petrology of Iron Skarn in Western British Columbia, Canada: *Economic Geology* v. 79, N° 5 p. 869-882.
- Meinert, L., 1995, Compositional Variation of Igneous Rocks Associated with Skarn Deposits - Chemical Evidence for a Genetic Connection Between Petrogenesis and Mineralization, *in* Thompson J.F. ed., *Magmas, Fluids, and ore Deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, v. 23: p. 401-418.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., y Nicolescu, S., 2005, World Skarn Deposits, *in* Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume: Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA*, Includes supplementary appendices on CD-ROM (filename: Meinert), p. 299-336.
- Middlemost, E., 1994. Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37: p. 215-224.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., y Gottardi, G., 1988, Nomenclature of pyroxenes: *American Mineralogist*, v. 73: p. 1123-1133.
- Nullo, F.E., Stephens, G.C., Otamendi, J., y Baldauf, P.E., 2002, El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 57 (2): p. 119-132.
- Pons M.J., Franchini, M.B., y Meinert, L.D., 2004, Geochemical Characterization of Neogene Magmatism Linked to Skarn Mineralization, SW Mendoza, Argentina: 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, Abstracts with Programs, v. 32, part 2: p. 917. Poster presentation.
- Rigal, R., 1942, Los yacimientos de magnetita de Hierro Indio y otros menores del Departamento San Rafael, provincia de Mendoza, Dirección de Minas y Geología: Biblioteca del Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Boletín n° 52: 27 p. y epéndices.
- Xu, J.H., y Zhang, X.F., 1998, Mineralogic, isotopic, and fluid inclusion study of the Qinglongshan iron skarn deposit at the south margin of the Binjiang granite, south Anhui,

China: Ninth Quadrennial IAGOD Symposium, Beijing 1994: Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagshandlung, Proceedings, p. 427-439.

Zanettini, J.C., 1999, El yacimiento ferrífero Hierro Indio, Mendoza, *in* Zappettini, E. ed., Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: p.1547-1552.

Zanettini, J.C., y Carotti, M.A., 1993, Yacimientos Metalíferos y Metalogénesis, *in* Ramos V.A., ed., Geología y Recursos Naturales de Mendoza: Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina, IV (1): p. 485-504.

CAPÍTULO IX

LOGROS

“Es la investigación básica orientada al estudio intensivo de los depósitos minerales y de la geología regional lo que apuntala el desarrollo de nuevas tecnologías para la exploración minera. Estas tecnologías no pueden generarse exitosamente sin la investigación básica, pero lo contrario no es cierto”

*Jim Franklin,
Presidente Sociedad Geólogos Economistas 2000-2001
SEG News Letter, n° 44, 2001.*



El trabajo de tesis de doctorado me ha permitido entrenarme en la investigación básica relacionada con el estudio de los depósitos minerales aplicando una metodología científica rigurosa en el análisis geológico regional (cartografía), en desarrollar un conocimiento del rol de los procesos geológicos en la formación de los depósitos minerales y cuantificarlos, en determinar la especiación de los metales en los fluidos que formaron estas concentraciones metálicas de interés económico y en establecer un modelo genético firme, basado en numerosos datos empíricos (experimentales) y teorías genéticas bien establecidas.

Entre los logros que hacen a mi formación académica-profesional se destacan:

- ✓ Obtener las sucesivas becas otorgadas por el CONICET que me permitieron realizar esta tesis de doctorado.
- ✓ Participar en la creación del primer Student Chapter del país (dependiente de la SEG; Sociedad de Geólogos Economistas de la Universidad Nacional de La Plata), y a través de este grupo, en la organización de visitas a yacimientos y prospectos mineros del país y charlas de especialistas.
- ✓ Aprender a buscar bibliografía nacional e internacional especializada en las temáticas abordadas durante la investigación: la geología económica, la geología regional, la geología estructural y la petrología ígnea y en el entrenamiento en la lectura-estudio constante de las mejores publicaciones mundiales.
- ✓ Trabajar e interactuar con equipos de profesionales y especialistas del país e internacionales y participar en el estudio de otros prospectos (trabajo de campo, laboratorio y evaluación de datos) contemplados dentro del proyecto de investigación del CONICET del que soy integrante como becaria de doctorado (PIP 2726), que se plasmaron en varias publicaciones en congresos y revistas nacionales e internacionales; en algunas como primera autora.
- ✓ Aprender a interpretar los análisis químicos de elementos mayoritarios, traza y ETR, mediante la representación de gráficos bivariantes, diagramas triangulares, rectangulares y de barras. Aprender el empleo de técnicas de balance de masa y de clasificación de minerales utilizando análisis de microsonda electrónica y siguiendo las pautas bibliográficas internacionales modernas.
- ✓ Mejorar notablemente la formación académica con el trabajo cotidiano al lado de especialistas en dos centros de investigación nacionales (Centro Patagónico de estudios

Metalogenéticos-CIMAR, de la U.N. Comahue e INREMI, U.N. de La Plata) y realizando cursos específicos dictados por especialistas de Universidades Nacionales e Internacionales. Estos cursos me permitieron también obtener datos, discutir y evaluar la información de la tesis; entre los más importantes, caben destacar: cursos de manejo de imágenes satelitales, teoría de muestreo, geología estructural, metalogenia, geología de minas, geología económica, isótopos estables y radiogénicos, inclusiones fluidas. La participación en trabajos de campo del proyecto de investigación del que formo parte (PIP 2726), y las visitas a proyectos y prospectos mineros del país (p. e. Agua Rica, Bajo de la Alumbraera, El Desquite, Hierro Indio, El Kaiser, Aguas Amarillas, Poblet y Atlas I), sirvieron para aprender a identificar y cartografiar las alteraciones y mineralizaciones durante el trabajo de campo.

- ✓ Aprender las técnicas de escritura científica y de edición.
- ✓ Obtener un subsidio personal de la Sociedad de Geólogos Economistas de los Estados Unidos (SEG) de 700 \$us para financiar el costo parcial de los análisis químicos.
- ✓ Realizar una experiencia de seis meses de duración (una vez finalizada la prórroga excepcional de CONICET) para realizar exploración geológica de base en la empresa minera internacional Barrick Exploraciones S. A..

Entre los logros de la investigación se destacan:

- ✓ La participación en la evaluación previa de los antecedentes de los numerosos depósitos de Fe, Fe-Cu y Cu hospedados en la Cordillera Principal del SO de Mendoza y en el estudio de alguno de ellos, me permitió seleccionar y acotar el área de tesis al sector de “Vegas Peladas” y establecer los interrogantes a resolver en el desarrollo de esta investigación (Capítulos I y II).
- ✓ Desde el punto de vista estratigráfico pude identificar formaciones no cartografiadas previamente en el sector de Vegas Peladas (F. Calabozo y F. Auquilco), acotar la edad del techo de la F. Puchenque (límite Bathoniano-Calloviano; Capítulo III) y determinar de acuerdo a su composición cuál de todas ellas (F. Calabozo) fue la unidad potencialmente más reactiva con los fluidos hidrotermales para formar skarns mineralizados.
- ✓ La cartografía de los rasgos estructurales (fallas, diaclasas y pliegues) y de las unidades geológicas (sedimentos, rocas sedimentarias e ígneas) me permitió determinar las

relaciones cronológicas entre los distintos eventos de deformación y entre éstos y las distintas unidades geológicas (identificando por primera vez unidades: pre-deformacionales, sin-deformacionales y post-deformacionales respecto a las estructuras principales; Capítulo III). También pude identificar las direcciones de los esfuerzos principales (θ_1 N60° y θ_3 N 140°; Capítulo III) para el sector de Vegas Peladas, a través del análisis de las estructuras relevadas en el trabajo de campo.

- ✓ La cartografía y el estudio geológico, petrográfico y geoquímico detallado de las unidades ígneas me permitió identificar **nuevos** cuerpos intrusivos (plutón granodiorítico y diques y filones capa andesíticos) y determinar procesos de *mingling*, *mixing* localizado y fracturación hidráulica, no descriptos con anterioridad para este sector de la Cordillera Principal. Del análisis **inédito** de la geoquímica de elementos mayoritarios, traza y ETR, edades radiométricas e isotópicas (radiogénicas y estables) pude determinar la edad de los cuerpos ígneos (11,5 y 15,1 Ma) del Cerro de Las Minas y sus evoluciones por procesos de cristalización fraccionada a partir de magmas metaluminosos-calcoalcalinos con escasa a nula contaminación cortical (Capítulo IV). La comparación con otros cuerpos ígneos del arco volcánico terciario de la Cordillera Principal del SO de Mendoza y del NO de Neuquén, me permitió establecer una tendencia hacia un engrosamiento cortical de sur a norte, similar a la establecida para el arco volcánico cuaternario localizado a la misma latitud (37° y 34,5° LS) (Capítulo IV).
- ✓ La confección de los mapas de superficie conjuntamente con los numerosos cortes transversales del depósito me permitieron obtener una estructura de muestreo para los estudios petrográficos y químicos y los diseños de zonación para evaluar la asociación entre los distintos cuerpos ígneos y las alteraciones cartografiadas. Esta base de datos de campo, me permitió identificar **por primera vez en la región** cuatro eventos de alteración hidrotermal relacionados a cuatro eventos intrusivos (plutones diorítico, granodiorítico, granítico y diques y filones capa andesíticos; Capítulo V). Dos de ellos generaron hornfels y skarns con mineralización de hierro (Plutón diorítico y plutón granítico).
- ✓ La zonación mineralógica en ambos skarns (asociados al plutón diorítico y granítico) y las características de las rocas ígneas me permitieron discriminar entre el plutón fértil (-fuente de hierro-diorita) y el estéril (granito). También pude establecer las relaciones cronológicas entre las alteraciones, definir estadios de alteración progradantes y

retrógrados e identificar al estadio retrógrado como el principal portador de la mineralización de Fe en ambos skarns. Esta información es inédita para la región.

- ✓ La zonación de los skarns en el espacio y en el tiempo, las paragénesis minerales y las secuencias paragenéticas en combinación con los datos de inclusiones fluidas e isótopos estables me permitieron modelar el sistema hidrotermal: 1) identificar procesos de inmiscibilidad, ebullición y de mezcla de los fluidos hidrotermales con fluidos externos (Capítulo VII), 2) conocer las condiciones físico-químicas que estos procesos generaron en los fluidos (evolucionando de altas temperaturas y presiones litostáticas a bajas temperaturas y presiones hidrostáticas, en condiciones redox oxidantes, baja fugacidad de azufre y bajas concentraciones de CO₂; Capítulos VI y VII), 3) determinar las fuentes de los fluidos que generaron los skarns de Fe (fluidos magmáticos, de formación y meteóricos; Capítulos VI y VII), 4) .Finalmente, pude resolver uno de los interrogantes más importante desde el punto de vista metalogenético: conocer los factores que favorecieron la precipitación de la mena de hierro en Vegas Peladas.
- ✓ A través de la comparación entre los skarn de Vegas Peladas, Hierro Indio y los skarns de Fe de clase mundial, pude elaborar un modelo metalogenético de skarn de Fe inédito para este sector de la Cordillera de los Andes y contribuir a establecer guías útiles para la exploración minera regional (Capítulo VIII).