



**HAL**  
open science

**MINERALOGIE MAGNETIQUE ET  
PALEOMAGNETISME DES GRANDS GISEMENTS  
TYPE PORPHYRE CUPRIFERE DE  
CHUQUICAMATA ET EL TENIENTE, CHILI**

Natalia Astudillo Leyton

► **To cite this version:**

Natalia Astudillo Leyton. MINERALOGIE MAGNETIQUE ET PALEOMAGNETISME DES GRANDS GISEMENTS TYPE PORPHYRE CUPRIFERE DE CHUQUICAMATA ET EL TENIENTE, CHILI. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2008. Français. NNT: . tel-00332775

**HAL Id: tel-00332775**

**<https://theses.hal.science/tel-00332775>**

Submitted on 21 Oct 2008

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Toulouse III - Paul Sabatier  
U.F.R SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE

THÈSE

*Pour obtenir le grade de:*

**DOCTEUR DE L' UNIVERSITÉ TOULOUSE III**

Discipline: Sciences de la Terre  
Paléomagnétisme - Minéralogie

*Présentée et soutenue publiquement  
par*

**Natalia ASTUDILLO LEYTON**

*le 16 mai 2008  
à Santiago du Chili*

MINERALOGIE MAGNETIQUE ET PALEOMAGNETISME DES GRANDS  
GISEMENTS TYPE PORPHYRE CUPRIFERE DE CHUQUICAMATA ET  
EL TENIENTE, CHILI

*Directeurs de Thèse:*

Pierrick ROPERCH  
Brian TOWNLEY

**JURY**

<i>Joseph MARTINOD</i>	<i>President du Jury</i>
<i>Victor MAKSAEV</i>	<i>Examineur</i>
<i>Waldo VIVALLO</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>Annick CHAUVIN</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>Gabriel CARLIER</i>	<i>Rapporteur</i>



***Nom du Candidat***

Natalia ASTUDILLO LEYTON

***Date, heure et lieu de soutenance***

16 Mai 2008 à 16 hr à Santiago du Chili

***Titre de la Thèse***

MINERALOGIE MAGNETIQUE ET PALEOMAGNETISME DES GRANDS GISEMENTS TYPE PORPHYRE CUPRIFÈRE DE CHUQUICAMATA ET EL TENIENTE, CHILI.

***Spécialité:*** Paléomagnétisme-Minéralogie

***Directeurs de Recherche***

M. Pierrick ROPERCH, LMTG, Observatoire Midi-Pyrénées, 14 avenue Edouard Belin, 31400 TOULOUSE

M. Brian TOWNLEY, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla #803, Casilla 13518, Correo 21, Santiago du Chili.

***Jury***

M Joseph MARTINOD

M Victor MAKSAEV

M Waldo VIVALLO

Mme Annick CHAUVIN

M Gabriel CARLIER

***Mots-clés:*** Paléomagnétisme ; Minéralogie Magnétique ; Porphyre Cuprifère, Altération Hydrothermale, Chili

***Key words:*** Paleomagnetism ; Magnetic Mineralogy ; Porphyry Copper Deposit, Hydrothermal Alteration, Chile

***Référence des publications***

Astudillo, N., Roperch, P., Townley, B., Arriagada, C., MaksaeV, V., 2008. Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamata open pit, Northern Chile. *Tectonophysics*, v.450, p.1–20.

***Recherches effectuées à:***

Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago du Chili  
LMTG, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France

## RESUME EN FRANÇAIS

Les altérations hydrothermales et minéralisations enregistrées dans un gisement produisent des changements dans la minéralogie magnétique de la roche encaissante et, par conséquent, dans leurs propriétés magnétiques. En considérant que l'aimantation rémanente peut être utilisée comme marqueur de l'histoire géologique d'une roche, on a effectué une étude paléomagnétique dans deux méga-gisements de type porphyre cuprifère au Chili : (1) **CHUQUICAMATA** (Eocène-Oligocène), dont la minéralisation est hébergée dans des roches granodioritiques; et (2) **EL TENIENTE** (Miocène supérieur-Pliocène inférieur) avec un complexe de roches andésitiques minéralisées. L'objectif principal de cette recherche a été de déterminer les effets de l'altération hydrothermale sur la minéralogie magnétique et les enregistrements paléomagnétiques.

Le gisement de Chuquicamata est limité longitudinalement par une faille majeure (Falla oeste) et les minéralisations d'intérêt économique sont principalement concentrées à l'est de la faille. La susceptibilité magnétique et l'intensité de l'aimantation rémanente diminuent fortement en fonction de l'altération quartz-séricite qui augmente à l'approche de la faille. L'intensité de la déformation tectonique qui se surimpose aux effets de minéralisations ne permet pas de conserver un signal paléomagnétique cohérent dans les roches minéralisées de Chuquicamata. A l'ouest de la Falla Oeste, la situation est différente au niveau de la granodiorite Fiesta sans minéralisation d'intérêt économique. La susceptibilité magnétique ( $k \sim 0.01-0.05$  SI) et l'intensité de l'aimantation rémanente naturelle ( $\sim 0.1 \text{ Am}^{-1}$ ) ne présentent pas de variation spatiale majeure. La susceptibilité magnétique est dominée par de la magnétite en gros grains qui est le porteur de la forte anisotropie de la susceptibilité magnétique ( $1.1 < P < 1.4$ ) de la *Granodiorite Fiesta*. Par contre les directions caractéristiques de l'aimantation rémanente de polarité normale sont portées par une autre phase magnétique de plus haute coercivité liée à la formation de lamelles de titano-hématite lors de l'altération à biotite et chlorite. La foliation magnétique est sub-verticale et présente de larges variations d'orientation corrélées aux déviations antihoraires de la déclinaison magnétique de l'aimantation rémanente (entre  $330^\circ$  à  $230^\circ$ ). Les enregistrements paléomagnétiques sont interprétés comme la conséquence de rotations antihoraires de petits blocs associés à la déformation le long de la Falla Oeste en accord avec les interprétations tectoniques antérieures suggérant un mouvement sénestre de  $\sim 35$  km ayant permis la juxtaposition du porphyre cuprifère de Chuquicamata avec la *granodiorite Fiesta*.

Dans le gisement d'El Teniente, les contrastes magnétiques sont forts entre les dacites et quartz-diorite faiblement magnétique ( $k < 0.001$  SI) et le complexe d'andésites (CMET) ( $< 0.01 < k < 0.2$  SI). Le principal minéral "ferromagnétique" présent dans ces roches est la magnétite. Sur la base des associations minérales, les observations pétrographiques permettent de classer la magnétite dans 5 sous-types : [i] TYPE 1a: magnétite en grains fins dans les plagioclases; [ii] TYPE 1b: magnétite en grains fins + quartz crypto-cristalin (masse fondamentale et veines); [iii] TYPE 2: magnétite en gros grains + biotite + (>>) anhydrite-quartz; [iv] TYPE 3: magnétite en gros grains + chlorite + quartz diffus + rutile; et [v] TYPE 4: magnétite en gros grains + tourmaline + quartz diffus. Une aimantation rémanente très stable portée par la magnétite en grains fins est mise en évidence particulièrement dans les « andésites » minéralisées. Une zonation spatiale de la polarité magnétique est clairement mise en évidence au niveau de la mine. Dans le secteur N-NE une polarité INVERSE est enregistrée en probable relation avec l'intrusion du *Porphyre Dacitique El Teniente* aussi de polarité inverse. Dans le secteur S-SE, la polarité est normale. L'aimantation rémanente naturelle est d'origine chimique/ thermorémanente et est acquise au cours de la minéralisation. Compte tenu des fréquentes inversions de polarité du champ magnétique terrestre au cours de la période 4.5-5 Ma, l'absence de superposition d'aimantation de polarité opposée au sein du même échantillon suggère une acquisition d'aimantation et de minéralisation très rapide ( $\sim 0.1-0.2$  Ma) au cours d'épisodes successifs. Les directions caractéristiques ne montrent ni rotation tectonique ni basculement du gisement postérieur à la minéralisation.

## RESUMEN EN CASTELLANO

### “MINERALOGÍA MAGNÉTICA Y PALEOMAGNETISMO EN LOS MEGAYACIMIENTOS TIPO PÓRFIDO CUPRÍFERO CHUQUICAMATA Y EL TENIENTE, CHILE”

Los fenómenos de alteración hidrotermal y mineralización registrados en un yacimiento producen cambios en la mineralogía magnética de la roca huésped y, por ende, en sus propiedades magnéticas. Considerando que la magnetización remanente representa un registro de la historia geológica de una roca, se realizó un estudio paleomagnético en dos megayacimientos tipo pórfido cuprífero chilenos: (1) **CHUQUICAMATA** (Eoceno-Oligoceno), cuya mineralización se hospeda en rocas granodioríticas y (2) **EL TENIENTE**, (Mioceno-Plioceno) de roca huésped andesítica. El objetivo principal de esta investigación fue determinar los efectos de la alteración hidrotermal en la mineralogía ferromagnética de ambos yacimientos, para así aplicarlos a la interpretación de sus resultados paleomagnéticos.

Las rocas del yacimiento **CHUQUICAMATA** (limitado longitudinalmente por la Falla Oeste) presentan una disminución del magnetismo remanente natural (MRN) y susceptibilidad magnética ( $k$ ) en función de la alteración cuarzo-sericita penetrativa, de mayor desarrollo en zonas cercanas a la falla. Esta situación no es reproducible al oeste de la Falla Oeste, ya que en la *Granodiorita Fiesta* ambos parámetros magnéticos no muestran variaciones espaciales mayores (MRN:  $\sim 0.1$  A/m y  $\sim 0.01-0.05$  SI). En esta unidad, la susceptibilidad magnética se correlaciona con magnetita gruesa hidrotermal, controlando también la fuerte anisotropía de susceptibilidad magnética ( $1.1 < P < 1.4$ ). Por el contrario, el mineral portador de la magnetización remanente es de alta coercividad, probablemente titanohematita lamellar producto de alteración biotítico-clorítica. La foliación magnética es subvertical y presenta grandes variaciones de orientación correlacionadas con desviaciones antihorarias de la dirección característica (entre  $330^\circ$  a  $230^\circ$ ) respecto a la polaridad normal esperada en el sector para el Eoceno. Los registros paleomagnéticos indican la presencia de rotaciones antihorarias ( $>100^\circ$ ) de pequeños bloques a escala hectométrica, asociadas a deformación a lo largo de la Falla Oeste, en acuerdo con interpretaciones tectónicas anteriores que sugieren un movimiento siniestral de  $\sim 35$  km. La polaridad inversa reconocida en ciertas rocas del *Pórfido Este* e intrusivos encajantes probablemente fue adquirida en relación a alteración potásico-silícica y/o filica, reconociéndose sólo rotaciones y/o basculamientos localizados de pequeños bloques independientes entre sí.

En el yacimiento **EL TENIENTE**, los contrastes magnéticos entre los *pórfidos félsicos* ( $k < 0.001$  SI) y el *Complejo Máfico El Teniente* [CMET] ( $< 0.01 < k < 0.2$  SI) son fuertes. El principal mineral “ferromagnético” presente en estas rocas es magnetita, clasificada según sus características magnéticas en magnetita gruesa multidominio, de baja coercividad, responsable de las variaciones de susceptibilidad en la roca huésped mineralizada; y magnetita fina pseudo dominio simple-dominio simple, de moderada-alta coercividad, a la que se relaciona la estabilidad de la magnetización remanente, particularmente en el CMET. En base a su asociación mineral, las observaciones petrográfico-químicas permiten clasificar la magnetita en 5 sub-tipos: [i] TIPO 1a: magnetita fina en plagioclasa; [ii] TIPO 1b: magnetita fina+cuarzo criptocristalino (masa fundamental y vetillas); [iii] TIPO 2: magnetita gruesa+biotita+( $\gg$ )anhidrita-cuarzo); [iv] TIPO 3: magnetita gruesa+clorita +cuarzo difuso+rutilo; y [v] TIPO 4: magnetita gruesa+turmalina+cuarzo difuso. A nivel de la mina, existe una zonación areal de polaridades magnéticas, registrando las rocas una polaridad INVERSA en el sector N-NE, probablemente relacionada a la intrusión del *Pórfido Dacítico Teniente*, que muestra la misma polaridad. En el sector S-SE la polaridad es NORMAL. La magnetización es de origen químico/termorremanente, asociada a la mineralización. Dadas las frecuentes inversiones de polaridad para el campo magnético terrestre entre los 4.5-5 Ma, la ausencia de superposición de magnetización opuesta en una misma muestra sugiere que la adquisición de este parámetro fue muy rápida ( $\sim 0.1-0.2$  Ma) dentro de periodos sucesivos. Las direcciones características no muestran rotación tectónica ni basculamiento del yacimiento posterior a la mineralización.

## ENGLISH ABSTRACT

### **Magnetic mineralogy and Paleomagnetism of the giant porphyry copper deposits Chuquicamata and El Teniente, Chile.**

The hydrothermal alteration and mineralization registered in an orebody produce changes in the magnetic mineralogy of country rocks and, hence, in their magnetic properties. Considering that the remanent magnetization can be used as a marker of the geological history of rocks, a paleomagnetic study was realized in two Chilean porphyry copper mega deposits: (1) *CHUQUICAMATA* (Eocene-Oligocene), where the mineralization is hosted in granodioritic rocks; and (2) *EL TENIENTE* (Miocene-Pliocene), with andesitic country rocks. The principal objective of this research was to determine the effects of hydrothermal alteration on the magnetic mineralogy and the paleomagnetic records.

The Chuquicamata orebody is longitudinally limited by a master fault (West fault) and the economic mineralization is concentrated on the eastern side. Magnetic susceptibility and remanent magnetization strongly decrease, while quartz sericite alteration increases when getting closer to the fault. The intensity of the tectonic deformation superimposed to the mineralization effects does not allow preserving a coherent paleomagnetic signal in the mineralized rocks of Chuquicamata.

In the western block of the mine, the Fiesta granodiorite is without mineralization of economic interest, the situation is different and magnetic susceptibility ( $k \sim 0.01-0.05$  IF) and remanent natural magnetization intensity ( $\sim 0.1$  Am<sup>-1</sup>) do not present major spatial variation. The magnetic susceptibility is carried by large grains of magnetite, being this mineral the carrier of a strong anisotropy of magnetic susceptibility ( $1.1 < P < 1.4$ ). On the other hand, the characteristic directions of normal polarity are carried by another magnetic phase, with high coercivity, related to the formation of titanohematite lamellas in response to biotitic-chloritic alteration. Magnetic foliation is subvertical, with large variations in the orientation correlated to the counterclockwise deviations of characteristic directions with respect to late Eocene reference directions. The paleomagnetic records are interpreted as the consequence of a counterclockwise rotation of small blocks associated with deformation along the West Fault, in agreement with the previous tectonic interpretations that suggest a 35 km of sinistral strike-slip movement, leading to the juxtaposition of Chuquicamata porphyry copper deposit with the Fiesta granodiorite.

In El Teniente orebody, the magnetic contrasts are strong between weakly magnetic dacites and quartz-diorites ( $k < 0.001$  SI) and the mineralized andesite complex ( $< 0.01 < k < 0.2$  SI). The principal magnetic mineral present in these rocks is magnetite. Considering the minerals association, petrographic observations allow classifying that magnetite in 5 subcategories: [i] TYPE 1A: magnetite in fine grains within plagioclases; [ii] TYPE 1B: magnetite in fine grains+ crypto-crystalline quartz (groundmass and veins); [iii] TYPE 2: large magnetite grains+biotite+( $\gg$ anhydrite-quartz); [iv] TYPE 3: large magnetite grains +chlorite+diffuse quartz+rutile; and [v] TYPE 4: large magnetite grains+tourmaline+diffuse quartz. A very stable residual magnetization carried by fine grained magnetite is recognized particularly in the mineralized andesites. A spatial zonation of magnetic polarity is identified within the mine. In the N-NE sector of the mine nearby the Teniente dacite porphyry with reverse magnetic polarity, the mafic complex records also a reverse polarity magnetization. In the S-SE sector, magnetic polarity is normal. The remanent magnetization is likely a chemical and or thermoremanent magnetization and is recorded during mineralization. Considering the frequent polarity reversals of the earth magnetic field in the time interval 4.5-5Ma, the lack of superposed magnetizations of both polarities within the same sample suggests that mineralization and subsequent cooling occurred within short time intervals ( $\sim 0.1-0.2$ Ma). In the deposit, characteristic directions do not show tectonic rotation or tilt posterior to mineralization.



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

# MINERALOGIA MAGNETICA Y PALEOMAGNETISMO EN LOS MEGAYACIMIENTOS TIPO PORFIDO CUPRIFERO CHUQUICAMATA Y EL TENIENTE, CHILE

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS  
MENCION GEOLOGIA**

Natalia Isabel Astudillo Leyton

PROFESOR GUIA

BRIAN TOWNLEY CALLEJAS

MIEMBROS DE LA COMISION

VICTOR MAKSAEV JURCHUC

WALDO VIVALLO SANDOVAL

PIERRICK ROPERCH

JOSEPH MARTINOD

SANTIAGO DE CHILE

ABRIL 2008

## AGRADECIMIENTOS / REMERCIEMENTS

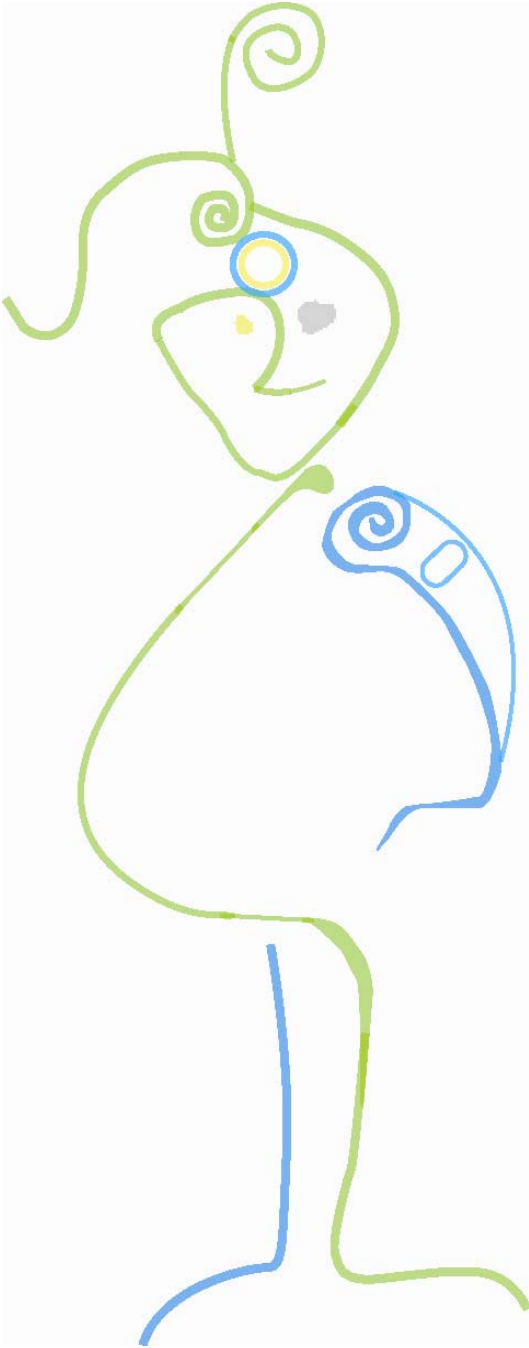
Antes de acordarme de todas aquellas personas que, en alguna medida, intervinieron para que esta tesis llegara (por fin!!!) a término, quiero agradecer al proyecto MECESUP N°0020 *et l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD)*, por entregarme el financiamiento con el que aprendí a vivir con mis recursos. *Surtout à l'IRD pour me donner l'opportunité de vivre et de connaître d'autres pays, chose que jamais je n'aurais imaginée en commençant mon doctorat.* También agradecer a mis directores de tesis: **Brian Townley**, quien, además de entregarme su amistad y apoyo durante todos estos años, desde un principio tuvo confianza que sería capaz de llevar esto hasta el final... hubo momentos en que creí que tenía más fe en mí que aquella que yo me tenía. *A Pierrick Roperch pour me donner la possibilité de faire une thèse avec lui et une grande part de mes analyses dans des laboratoires possédant une technologie de dernière génération. Merci pour m'aider à arpenter les chemins compliqués du paléomagnétisme. Je voudrais lui dire que, même si l'on n'est pas toujours génial, il est toujours possible de le compenser avec de l'effort et beaucoup de boulot. Je voudrais aussi remercier Gérard Herail et Joseph Martinod pour me donner l'opportunité et trouver les mots justes pendant mon long stage à Toulouse, ainsi que pour le financement d'une grande part de la recherche (merci Joseph à vous et à votre femme qui avez toujours eu un moment pour moi).* Agradezco a **Victor Maksaev, Waldo Vivallo y Katja Deckart** por escucharme, aconsejarme y enseñarme a interpretar ciertos resultados misteriosos. *A Monsieur Gabriel Carlier pour ses corrections et commentaires.* A **César Arriagada** por el trabajo conjunto en ambos yacimientos. A la gente de la Superintendencia de Geología CODELCO Norte (Chuquicamata), especialmente a **Victorino Moyano y Felipe Rosas** (Q.E.P.D). A la Superintendencia de geología de CODELCO división El Teniente por la ayuda, gracias **Ludovina** por todo y por la paciencia! y a **Alexandra Skewes** por su cyberapoyo. A **Ernesto Ramírez y Carlos Palacios**, por el trabajo en colaboración en Mantos Blancos. A **Mauricio Belmar**, por la ayuda en la microsonda. *Egalement je remercie Jean-Luc Bouchez pour ses commentaires toujours pertinents, Roberto Siquiera et Annick Chauvin pour la mise à disposition du laboratoire du paléomagnétisme de Toulouse et Rennes et Philippe de Parseval pour son aide lors des séances de microsonde. Merci Thierry Aigouy pour votre patience et pour les agréables conversations durant les interminables jours de microscopie électronique ; vous m'avez appris que les minéraux vus dans le MEB ont des formes parfois trop capricieuses !!!.* Para mis eternas consejeras académicas **Maria Rosa Rocco y Cristina Moreira**, siempre dispuestas a perder el tiempo por mí. *Je remercie aussi Brigitte Barbin et Nicole Guerrero qui ont toujours essayé de résoudre mes problèmes de Chilliennne un peu perdue dans le labo.*

A todos esos seres que se llevan pedacitos de mi corazón con ellos: dentro del doc en Chile, a **Millarca y Silke**...no saben lo que las estimo y cuánto me han ayudado a arrastrar esta cosa hasta el final niñas... Al **Rodrigo Luca**, por el cariño, paciencia, conversaciones y por siempre estar ahí para el que lo necesite...Al **Caldera** y la **Chica Cecilia** siempre rebosantes de alegría y con una sonrisa que regalarme, a **Valentina, Tania, Kitty**, pero muy por sobretodo a **Lisette** quien me regaló su amistad... A **Joseline**, su cariño desinteresado y conciertos, la **Pita** y sus conversaciones, a **Creixell** y ese don de la tranquilidad intrínseco que tiene para entregar, **Felipe Espinoza** y su apoyo en Toulouse, A **Patilo**, El **Papelucho**, La **Claire**, el **Schilling, Fer, Pancho, Solari**, en fin... a todos. Fuera de estas paredes, a la **Pati** y el MSN, quien siempre tuvo tiempo para mis achaques en Franchutelandia, a la **Ilse**, siempre la misma, **Rodrigo González** por las interminables conversaciones en torno a un tecito y los viajes a Carcassone, **Rodrigo Riquelme**, por ser un amigo con memoria. En mi nueva etapa a mis colegas: **Rodrigo y JP, Vlamir y Jano**. Sobretudo a Don **Waldo**, quien me dio la oportunidad de saber qué se siente ser compensado por hacer lo que a uno le gusta y a la **Rosita**. También a mis amigos los descontinuados: **Javiera, Fabiola, Papo, Domi, Claudia, Mariana y Caroly**, que a veces se acuerdan que existo ☺.

*Presque une année et demie passée à Toulouse où j'ai vécu pas mal de choses avec des gens très gentils que je ne voudrais pas oublier. En premier lieu, Vincent qui m'a acceptée sans me connaître au début, recommandée par Patilo, et qui m'a donné son amitié et ouvert les yeux sur tous mes préjugés sur les Français (malgré tout, tu seras toujours un « Famme », c'est inévitable de par la nature des Français). Sébastien, qui m'a supportée dans son bureau. Magali, dont l'enthousiasme et les paroles m'ont toujours remonté le moral. Amaro, con quien más de una vez no nos tuvimos paciencia. Aux brésiliennes: Michely et ses rires inoubliables, et Joesila et ses choses folles! Aussi à Prosper. Los amigos ecuatorianos José y mi Querida Carolina Bernal... no sabes cuánto hubiese deseado estar más tiempo juntas, eres una persona realmente buena. A Matias y sus laaargas conversaciones, Teresa y Waldo por sus buenas vibras. Amaranta por enseñarme francés. Je suis reconnaissante à Michel de Saint-Blanquat et Philippe Olivier pour leurs paroles et les châteaux (ils sont vrais et n'existent pas seulement dans les livres). Je n'oublierais pas les enfants de Rennes et les repas ensemble, surtout à Miriam et Giulian qui ne m'ont jamais laissé seule, bien que je venais de Toulouse. A tous, merci, merci et merci...*

...Y como olvidar a mi familia, quienes han sido un apoyo constante no solamente a lo largo de la tesis, estos 6 años, sino que en todo momento. A **Xavierito** (profesor Emeryto de nacimiento) a quien le tocó aguantarme estos últimos años... Te agradezco las cuentas de teléfono que pagabas, las conversaciones interminables, tu cariño incuestionable y sobretodo que me quieras como soy... es por eso que trato de seguir pensando que el intento vale la pena... sobretodo te agradezco el que te despertaras de madrugada y me contestaras el teléfono cuando tenía crisis de pánico cuando me quedaba sólo en Toulouse a las 3 de la madrugada (con lo que te gusta dormir, se lo difícil que fue para ti)... A mi madrecita preciosa **Margarita**, a la que le debo en gran parte estar donde estoy. Ella me enseñó que siempre hay que empujar hacia delante, no sabes lo orgullosa que estoy que seas mi mamá y que sigue constantemente ayudándome en todo sentido. Todo esto es para ti también. Como olvidar a Don **Rubén**, la figura paterna de nuestra casa, quien pone estabilidad al caos allí reinante, a **Blanca y Jorge**, quienes están en las buenas y en las malas... A los Tyther-Allende... *Enfin, je tiens à remercier aussi tous les bons moments et la préoccupation de Marie-Pierre, ma belle-mère qui, malgré le peu qu'elle m'avait connue avant mon stage à Toulouse, m'a reçue pendant les moments difficiles pour moi, comme les fêtes sans ma famille chilienne et Xavier... Je n'oublie pas non plus Colette et sa joie et mes petits neveux Enzo et Mattéo, les petits filous qui m'amusement toujours.*

Finalmente y aunque no estén aquí, siempre los recuerdo: **Miguel y Pedro** Leyton, **Olivia y Olavia** Allende...



## LOS EXPLORADORES

Tres cronopios y un fama se asocian espeleológicamente para descubrir las fuentes subterráneas de un manantial. Llegados a la boca de la caverna, un cronopio descende sostenido por los otros, llevando a la espalda un paquete con sus sándwiches preferidos (de queso). Los dos cronopios-cabrestante lo dejan bajar poco a poco, y el fama escribe en un gran cuaderno los detalles de la expedición. Pronto llega un primer mensaje del cronopio: furioso porque se han equivocado y le han puesto sándwiches de jamón. Agita la cuerda, y exige que lo suban. Los cronopios-cabrestante se consultan afligidos, y el fama se yergue en toda su terrible estatura y dice: NO, con tal violencia que los cronopios sueltan la soga y acuden a calmarlo. Están en eso cuando llega otro mensaje, porque el cronopio ha caído justamente sobre las fuentes del manantial, y desde ahí comunica que todo va mal, entre injurias y lágrimas informa que los sándwiches son todos de jamón, que por más que mira y mira entre los sándwiches de jamón no hay ni uno solo de queso.

Julio Cortazar  
"Historias de Cronopios y de Famas"

*A mi mamá Margarita,  
que entiende...*

*A Xavier, que no siempre entiende...*

*Pero me quiere...*

<b>CAPITULO 1: INTRODUCCION.....</b>	<b>1</b>
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	2
1.2 OBJETIVOS E HIPOTESIS.....	5
<i>HIPOTESIS</i> .....	5
<i>OBJETIVO GENERAL</i> .....	5
<i>OBJETIVOS ESPECIFICOS</i> .....	5
1.3 METODOLOGIA .....	6
1.3.1 <i>ESTUDIO BIBLIOGRAFICO</i> .....	6
1.3.2 <i>MUESTREO</i> .....	6
1.3.3 <i>ESTUDIO PALEOMAGNETICO</i> .....	7
1.3.4 <i>ESTUDIO MINERALOGICO</i> .....	8
1.3.5 <i>QUIMISMO MINERAL</i> .....	8
1.3.6 <i>PROPIEDADES FISICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA</i> .....	9
1.4 SINTESIS BIBLIOGRAFICA .....	11
1.4.1 <i>PORFIDOS CUPRIFEROS</i> .....	11
1.4.2 <i>MINERALOGIA MAGNETICA EN SISTEMAS HIDROTERMALES Y SUPERGENOS</i> .....	17
1.4.3 <i>PALEOMAGNETISMO Y MINERALOGIA MAGNETICA EN YACIMIENTOS DE ORIGEN HIDROTERMAL</i> .....	28

**CAPITULO 2: ALTERACION HIDROTERMAL, PROPIEDADES MAGNETICAS Y MINERALOGIA FERROMAGNETICA DEL YACIMIENTO TIPO PORFIDO CUPRIFERO CHUQUICAMATA Y GRANITOIDES ALTERADOS (BLOQUE ESTE DE LA MINA) .....30**

2.1 UBICACION Y GENERALIDADES .....	31
2.2 GEOLOGIA DEL YACIMIENTO.....	32
2.2.1 <i>MARCO GEOLOGICO LOCAL</i> .....	32
2.2.2 <i>ALTERACION Y MINERALIZACION</i> .....	36
2.2.3 <i>ESTRUCTURAS PRESENTES EN EL DISTRITO</i> .....	39
2.3 RESULTADOS MAGNETICO-MINERALOGICOS EN EL SISTEMA TIPO PORFIDO CUPRIFERO CHUQUICAMATA.....	44
2.3.1 <i>MUESTREO</i> .....	44
2.3.2 <i>PETROGRAFIA Y MINERALOGIA MAGNETICA DE LOS SITIOS Y SONDAJES AL ESTE DE LA FALLA OESTE</i> ..	47
2.3.3 <i>PROPIEDADES FISICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA</i> .....	53
2.3.4 <i>CRISTALOQUIMICA DE MINERALES FERROMAGNETICOS EN EL YACIMIENTO CHUQUICAMATA</i> .....	56
2.3.5 <i>MINERALES PORTADORES DE LA MAGNETIZACION REMANENTE: ANALISIS DE LAS CURVAS DE DESMAGNETIZACION</i> .....	57
2.3.6 <i>MAGNETISMO REMANENTE NATURAL (MRN) Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (k) EN EL BLOQUE ESTE DE LA MINA CHUQUICAMATA</i> .....	60
2.4 DISCUSIONES.....	70
2.5 CONCLUSIONES .....	77

**CAPITULO 3: ALTERACION HIDROTERMAL, PROPIEDADES MAGNETICAS Y MINERALOGIA FERROMAGNETICA DEL COMPLEJO INTRUSIVO FORTUNA (GRANODIORITA FIESTA-ANTENA). DISTRITO CHUQUICAMATA.....78**

3.1 INTRODUCCION .....	79
3.2 RESULTADOS MAGNETICO-MINERALOGICOS EN EL COMPLEJO INTRUSIVO FORTUNA: GRANODIORITA FIESTA-ANTENA .....	80
3.2.1 <i>MUESTREO</i> .....	80
3.2.2 <i>PETROGRAFIA Y MINERALOGIA MAGNETICA DE LOS SITIOS Y SONDAJES CORRESPONDIENTES A LA GRANODIORITA FIESTA-ANTENA</i> .....	82
3.2.3 <i>PROPIEDADES FISICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA EN LA GRANODIORITA FIESTA-ANTENA</i> .....	91
3.2.4 <i>CRISTALOQUÍMICA DE MINERALES MAGNETICOS EN EL SISTEMA FORTUNA-ANTENA</i> .....	94
3.2.5 <i>MINERALES PORTADORES DE LA MAGNETIZACION REMANENTE: CURVAS DE DESMAGNETIZACION</i> ....	106
3.2.6 <i>MAGNETISMO REMANENTE NATURAL (MRN) VERSUS SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (k) PARA LA GRANODIORITA FIESTA y ANTENA</i> .....	108
3.3 DISCUSIONES.....	111
3.4 CONCLUSIONES .....	115



**CAPITULO 4: PALEOMAGNETISMO EN EL YACIMIENTO CHUQUICAMATA: APLICACION DE LOS RESULTADOS MAGNETICO-MINERALOGICOS PARA LA VALIDACIÓN DE INTERPRETACIONES ESTRUCTURALES EN SISTEMAS HIDROTERMALES..... 116**

4.1 RESUMEN.....	117
4.2 PUBLICACION: IMPORTANCE OF SMALL-BLOCK ROTATION IN DAMAGE ZONES ALONG TRANSCURRENT FAULTS. EVIDENCE FROM THE CHUQUICAMATA OPEN PIT, NORTHERN CHILE .....	118
<i>ABSTRACT</i> .....	118
<i>INTRODUCTION</i> .....	118
<i>GEOLOGICAL BACKGROUND</i> .....	119
<i>SAMPLING AND METHODS</i> .....	121
<i>OPTICAL AND SEM OBSERVATION OF FE-TI OXIDES</i> .....	122
<i>PALEOMAGNETISM</i> .....	125
MAGNETIC PROPERTIES.....	125
CHARACTERISTIC DIRECTIONS.....	126
<i>MAGNETIC FABRIC</i> .....	128
ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY .....	128
ANISOTROPY OF REMANENT MAGNETIZATION .....	128
RELATION BETWEEN AMS AND CHARACTERISTIC DIRECTIONS .....	130
<i>DISCUSSION</i> .....	130
MAGNETIC PROPERTIES AND HYDROTHERMAL ALTERATION IN THE FIC.....	130
STRUCTURAL IMPLICATIONS .....	131
<i>CONCLUSION</i> .....	135
<i>ACKNOWLEDGMENTS</i> .....	135
<i>REFERENCES</i> .....	136

**CAPITULO 5: PETROGRAFIA Y ALTERACION HIDROTHERMAL EN EL YACIMIENTO EL TENIENTE Y SU RELACION CON LA MINERALOGIA FERROMAGNETICA..... 138**

5.1 INTRODUCCION .....	139
5.2 GEOLOGIA DEL YACIMIENTO.....	141
5.2.1 <i>MARCO GEOLOGICO LOCAL</i> .....	141
5.2.2 <i>ALTERACION Y MINERALIZACION</i> .....	144
5.2.3 <i>ESTRUCTURAS</i> .....	147
5.3 PETROGRAFIA Y TIPOS DE ALTERACION HIDROTHERMAL RECONOCIDOS DENTRO DE LA MINA .....	150
5.3.1 <i>MUESTREO</i> .....	150
5.3.2 <i>EVIDENCIAS DE ALTERACION HIDROTHERMAL POR SECTOR Y/O SONDAJE</i> .....	157
5.4 ASOCIACIONES DE ALTERACION HIDROTHERMAL VERSUS MINERALOGIA MAGNETICA .....	162
5.4.1 <i>FAMILIA I: MAGNETITA FINA (en plagioclasa-con cuarzo en masa fundamental-con cuarzo en vetillas)</i> .....	162
5.4.2 <i>FAMILIA II: MAGNETITA + BIOTITA. Distinción entre asociaciones mineralógicas que involucran biotitización</i> .....	178
5.4.3 <i>FAMILIA III: CLORITIZACION+MAGNETITA GRUESA</i> .....	192
5.4.4 <i>FAMILIA IV: MAGNETITA GRUESA ASOCIADA CON TURMALINA</i> .....	195
5.5 DIFERENCIAS QUIMICAS ENTRE MAGNETITAS CORRESPONDIENTES A LAS ASOCIACIONES MINERALOGICAS PREVIAS .....	197
5.6 DISCUSIONES.....	201
5.7 CONCLUSIONES .....	206

**CAPITULO 6: PROPIEDADES MAGNETICAS DE ROCAS MINERALIZADAS EN EL YACIMIENTO TIPO PORFIDO CUPRIFERO EL TENIENTE..... 208**

6.1 PROPIEDADES FISICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA.....	209
6.1.1 ANALISIS DE MAGNETISMO REMANENTE ISOTERMAL ( <i>IRM</i> ) .....	209
6.1.2 ANALISIS DE CAMPO COERSITIVO REMANENTE ( <i>H<sub>c</sub></i> ).....	210
6.1.3 CICLOS DE HISTERESIS EN EL COMPLEJO MAFICO EL TENIENTE ( <i>CMET</i> ).....	211
6.1.4 CURVAS SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA ( <i>k</i> ) VERSUS TEMPERATURA ( <i>T</i> ).....	213
6.2 MINERALES PORTADORES DE LA MAGNETIZACION REMANENTE: CURVAS DE DEMAGNETIZACION .....	216
6.3 DISTRIBUCION DEL MAGNETISMO REMANENTE NATURAL (MRN), SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA ( $\kappa$ ) Y POLARIDAD MAGNETICA EN LOS SECTORES DE MUESTREO DE LA MINA EL TENIENTE .....	218
6.2.1 SECTOR ESMERALDA.....	218
6.2.2 SECTOR TENIENTE SUB-6.....	220
6.2.3 SECTOR REGIMIENTO .....	220
6.4 INTENSIDAD DE MAGNETISMO REMANENTE NATURAL (NRM) VERSUS SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA ( $\kappa$ ) .....	225
6.5 DISCUSIONES.....	229
6.6 CONCLUSIONES .....	237

**CAPITULO 7: PALEOMAGNETISMO EN EL YACIMIENTO EL TENIENTE: INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS PALEOMAGNETICOS EN FUNCION DE LAS CARACTERISTICAS PETROGRAFICO-QUIMICAS Y MAGNETICAS OBTENIDAS A PARTIR DE LAS ROCAS ALTERADAS ..... 239**

7.1 RESUMEN.....	240
7.2 PROYECTO DE PUBLICACION: MAGNETIC POLARITY ZONATION WITHIN THE EL TENIENTE CU-MO GIANT PORPHYRY DEPOSIT .....	241
<i>ABSTRACT</i> .....	241
<i>INTRODUCTION</i> .....	242
<i>GEOLOGY</i> .....	247
MINERALIZATION AT EL TENIENTE .....	247
TECTONIC SETTING .....	250
<i>PALEOMAGNETIC SAMPLING AND METHODS</i> .....	250
<i>PALEOMAGNETIC RESULTS</i> .....	252
MAGNETIC PROPERTIES .....	252
CHARACTERISTIC DIRECTIONS.....	256
<i>DISCUSSIONS</i> .....	265
MAGNETIC MINERALOGY AND NATURE OF THE REMANENT MAGNETIZATION .....	266
MAGNETIC POLARITY ZONATION WITHIN THE DEPOSIT .....	268
<i>CONCLUSIONS</i> .....	271
<i>ACKNOWLEDGMENTS</i> .....	272
<i>REFERENCES</i> .....	272

**CAPITULO 8: DISCUSION GENERAL ..... 276**

8.1 COMPARACION DE LA SEÑAL MAGNETICA ASOCIADA A YACIMIENTOS TIPO PORFIDO CUPRIFERO.....	277
8.2 CONTRASTES MAGNETICOS DE ROCAS MINERALIZADAS CON RESPECTO A UN “ <i>BACKGROUND</i> ” DISTRITAL .....	280
CASO CHUQUICAMATA .....	280
CASO EL TENIENTE.....	285

**CAPITULO 9: CONCLUSIONES..... 289**

**REFERENCIAS..... 295**

**CAPITULO 1**

*Figura 1.1:* Ubicación de las franjas metalogénicas de pórfidos cupríferos andinos..... 4  
*Figura 1.2:* Diagrama de flujo representativo de la metodología seguida dentro de la investigación..... 10  
*Figura 1.3:* Zonación clásica de un modelo tipo pórfido cuprífero ..... 12  
*Figura 1.4:* Evolución paragenética de alteración hidrotermal en sistemas tipo pórfido cuprífero..... 14  
*Figura 1.5:* Perfil de enriquecimiento supérgeno idealizado para un sistema tipo pórfido cuprífero ..... 16  
*Figura 1.6:* Diagrama ternario composicional para óxidos de Fe-Ti..... 18  
*Figura 1.7:* Gráficos pH versus fO<sub>2</sub> para el sistema Fe-S-O-H a 200°C, presión de vapor saturado en agua (SWVP) y diferentes concentraciones de azufre ..... 19  
*Figura 1.8:* Reacción de una roca de composición andesítica al ser sometida al paso de un gas magmático ácido condensado diluido a 300°C ..... 20  
*Figura 1.8 (cont.):* Evolución del fluido descrito a través del paso en roca huésped ..... 21  
*Figura 1.9:* (a) Diagrama ternario correspondiente a paragénesis susceptibles de producir cambios de las asociaciones mineralógicas de óxidos de Fe-Ti existentes en una roca al ser sometidas a nuevas condiciones impuestas por un evento geológico posterior. (b), (c) y (d) Cambio de asociaciones mineralógicas en el diagrama de fases para los óxidos de Fe-Ti respecto a la temperatura..... 23  
*Figura 1.10:* Texturas de exsolución-oxidación-reemplazo de óxidos de Fe-Ti primarios..... 26  
*Figura 1.11:* Modelo de magnetismo lamellar multicapa..... 28

**CAPITULO 2**

*Figura 2.1:* Ubicación del yacimiento tipo pórfido cuprífero Chuquicamata..... 31  
*Figura 2.2:* Geología regional del distrito ..... 34  
*Figura 2.3:* Geología del yacimiento..... 35  
*Figura 2.4:* Distribución en planta de los eventos de (a) alteración hidrotermal y (b) mineralización en el yacimiento ..... 38  
*Figura 2.5:* Configuración estructural de la Falla Oeste y la Falla Mesabi tanto dentro de la mina Chuquicamata como en el contexto distrital..... 42  
*Figura 2.6:* Diferentes modelos de dominios estructurales presentes en el yacimiento..... 43  
*Figura 2.7:* Mapa geológico de la mina Chuquicamata, donde se muestra la ubicación de los sitios y sondajes muestreados al este de la Falla Oeste ..... 45  
*Figura 2.8:* Ubicación de los sitios y sondajes muestreados en el bloque este de la mina Chuquicamata versus la distribución de los tipos de alteración hidrotermal presentes en el yacimiento..... 46  
*Figura 2.9:* Evidencias de alteración hidrotermal selectiva en el yacimiento..... 49  
*Figura 2.10:* Evidencias de alteración penetrativa y mineralización en el yacimiento ..... 50  
*Figura 2.11:* Evidencias de alteración hidrotermal y deformación en el Granito Este y Zona de Deformación Este ..... 52  
*Figura 2.12:* Curvas IRM asociadas a (a) Pórfido Este, con diferentes grados de alteración y (b) intrusivos huésped de la mineralización: Granito Este y Granodiorita Elena cloritizados..... 54  
*Figura 2.13:* Diagrama de variación de la magnetización inducida v/s intensidad magnética adquirida normalizada para muestras asociadas al Pórfido Este y la Granodiorita Este ..... 55  
*Figura 2.14:* Gráficos de susceptibilidad magnética (k) versus temperatura (t) para unidades al este de la Falla Oeste ..... 56  
*Figura 2.15:* Triángulo composicional para óxidos de Fe-Ti que ilustra la ubicación de los análisis asociados al yacimiento Chuquicamata..... 57  
*Figura 2.16:* Curvas de demagnetización asociadas al Pórfido Este con diferentes grados de alteración; intrusivos encajantes (Granodiorita Elena-Granito Este) cloritizados y Zona de Deformación Este..... 59  
*Figura 2.17:* Intensidad de Magnetismo Remanente Natural (MRN) versus susceptibilidad (k) para el bloque este mineralizado..... 64  
*Figura 2.18:* (a) Gráfico de isoconcentración de puntos, donde se definen los grupos mencionados en el texto. (b) Clasificación de los puntos (MRN, k) según el algoritmo del vecino más cercano. Gráfico Q=Mo/kH versus (c) MRN y (d) k ..... 65  
*Figura 2.19:* Modelamiento de la distribución en planta de los parámetros magnéticos versus litología y alteración hidrotermal ..... 66  
*Figura 2.20:* Columna magnética simplificada del yacimiento Chuquicamata, en el que se indican los intervalos de edades con su respectivo rango de error asociado correspondientes al emplazamiento de los intrusivos, pórfidos y los eventos de alteración hidrotermal-supérgena involucrados en su génesis ..... 73  
*Figura 2.21:* Trayectorias probables asociadas a los cambios de parámetros fisicoquímicos respecto a la alteración hidrotermal cuarzo-sericita para las muestras correspondientes al bloque este mineralizado ..... 75

**CAPITULO 3**

*Figura 3.1:* Muestreo paleomagnético asociado a la Granodiorita Fiesta, dentro de la mina y en sectores aledaños ..... 81  
*Figura 3.2:* Evidencias de alteración registrada en la Granodiorita Fiesta ..... 82  
*Figura 3.3:* Texturas de oxidación asociadas a los diferentes óxidos de Fe-Ti descritos en la Granodiorita Fiesta ..... 85

**Figura 3.4:** Pseudomorfo de titanomagnetita con inclusiones de apatito magmático euhedral (Fi1b06A)..... 86

**Figura 3.5:** Metasomatismo de ilmenita por esfeno, relacionado además a exsolución granular de rutilo-hematita<sub>SS</sub>-pseudobrookita ..... 87

**Figura 3.6:** Evidencias petrográficas de eventos de alteración registrados en la Granodiorita Antena ..... 89

**Figura 3.7:** Texturas de oxidación asociada a los diferentes óxidos de Fe-Ti descritos en la Granodiorita Antena ..... 90

**Figura 3.8:** Curvas IRM asociadas a muestras de la Granodiorita Fiesta y Granodiorita Antena ..... 91

**Figura 3.9:** Gráfico de variación de magnetización inducida v/s intensidad magnética adquirida normalizada para muestras asociadas a la Granodiorita Fiesta y Antena ..... 92

**Figura 3.10:** Gráficos de susceptibilidad magnética (k) versus temperatura (T) para muestras pertenecientes a la Granodiorita Fiesta y Antena..... 93

**Figura 3.11:** Óxidos de Fe-Ti en la granodiorita Fiesta, indicando los puntos de análisis por microsonda..... 95

**Figura 3.12:** Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti para los análisis de la Granodiorita Fiesta ..... 98

**Figura 3.13:** Gráficos de logaritmo de porcentaje en peso en óxidos para hematita<sub>SS</sub>, ilmenita<sub>SS</sub> y magnetita ..... 100

**Figura 3.14:** Análisis seleccionados de ilmenita<sub>SS</sub> y hematita<sub>SS</sub> lamellar, graficados en términos de la razón de sustitución acoplada  $2Ti/(2Ti+R^{3+})$  y la razón de sustitución catiónica..... 101

**Figura 3.15:** Óxidos de Fe-Ti en la Granodiorita Antena, con su correspondiente análisis de microsonda ..... 103

**Figura 3.16:** Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti para los análisis de la Granodiorita Antena ..... 105

**Figura 3.17:** Gráfico de porcentaje en peso en óxidos para magnetita, hematita e ilmenita<sub>SS</sub>..... 105

**Figura 3.18:** Curvas de demagnetización asociadas a la Granodiorita Fiesta y Antena ..... 107

**Figura 3.19:** Parámetros magnéticos “in situ” para las muestras correspondientes a la Granodiorita Fiesta y Antena ..... 109

**Figura 3.20:** Dos versiones diferentes para el diagrama de fases ilmenita-hematita (1 atm), donde la composición de cada miembro de la solución sólida depende de la temperatura ..... 112

**Figura 3.21:** Diagrama de sustitución de  $Ti^{4+}$  dentro dentro de la estructura romboedral de la serie de las titanohematitas versus magnetización de saturación [Ms]..... 112

**CAPITULO 4**

**Figure 1:** Regional map of Chuquicamata district showing the main geological unit on both sides of the West Fissure..... 119

**Figure 2:** Geological map of Chuquicamata open pit and adjoining outcrops where was performed the paleomagnetic sampling ..... 120

**Figure 3:** Photograph of one sample showing the typical lithology of the Fiesta granodiorite (site Fi3) ..... 121

**Figure 4:** Microphotographs of samples of the CIF and less-altered zones in East porphyry..... 122

**Figure 5:** Electron backscatter images from the Fiesta granodiorite ..... 123

**Figure 6:** Microprobe results of Fiesta Granodiorite ..... 124

**Figure 7:** Log-Log plots of the geometrical mean-site intensity of NRM (Am-1) versus magnetic susceptibility (SI)..... 124

**Figure 8:** Isothermal remanent magnetization acquisition for samples from (a) Fiesta granodiorite and (b) East porphyry and Elena granodiorite with different hydrothermal alteration types and intensity; (c) Reverse field IRM acquisitions showing Hcr values in between 10 to 30 mT; (d) Samples from the Fiesta granodiorite show rapid ARM acquisition ..... 125

**Figure 9:** Magnetic susceptibility versus temperature for four samples of the Fiesta granodiorite showing Curie temperatures of magnetite..... 126

**Figure 10:** Examples of orthogonal plots of (A) AF and (B) thermal demagnetization in samples from the Antena granodiorite showing magnetite as the magnetic carrier of the characteristic direction. (bottom) (C) and (D) Equal-area stereonet of characteristic directions at site An2 (C) and characteristic direction and planes at site An1 (D)..... 126

**Figure 11:** Typical orthogonal demagnetization diagrams for samples from Fiesta granodiorite and altered East porphyry (in situ coordinates) ..... 127

**Figure 12:** Equal-area projection of site-mean directions with semi-angle of confidence (Table 1). (A) Paleomagnetic results in the Fiesta granodiorite and (B) Paleomagnetic results in the East porphyry to the east of the West fault..... 128

**Figure 13:** A,B: AMS results in Fiesta (black) and Antenna granodiorites (grey). (A) Pole of foliations; (B) AMS lineations, (C & D) magnetic foliation versus lineation for sites in situ (C) and in drill cores (D). (E) AMS results in the mineralized units of the CIC..... 129

**Figure 14:** AMS ellipsoids in drill cores from the Fiesta granodiorite. In order to orient the samples in a common reference frame, the magnetic foliations (or lineations for drill core PZM49) were rotated to a common azimuth. The same correction is later applied to the ChRM directions ..... 131

**Figure 15:** Comparison of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) in several coercivity windows for different samples from the Fiesta granodiorite..... 133

**Figure 16:** Characteristic remanent magnetizations (ChRM) from samples from unoriented drill cores (left) and with respect to the magnetic foliations (or lineations for PZM49) ..... 134

**Figure 17:** Equal-area stereonet of the characteristic directions in sites and drill cores from the Fiesta granodiorite. (A) Characteristic remanent magnetizations for sites in in situ coordinates; (B) reoriented assuming that the strike of the magnetic foliation was N-S; (C) assuming that the magnetic foliation was N-S and vertical with horizontal lineation; (D) same as (C) with the results from 4 drill cores..... 135

**Figure 18:** (A) Orientation of magnetic foliation within the Fortuna Intrusive Complex. (bottom) Simple model explaining the magnetic pattern. (B) Syntectonic intrusion of the Fortuna complex with a NE–SW subvertical magnetic foliation at 38 Ma. The arrow corresponds to orientation of the characteristic remanent magnetization at the time of emplacement during the late Eocene; (C) initiation of the sinistral displacement along the West fault during the Oligocene. (D) present-day situation with rotated blocks near the fault. Damage zone highlighted in grey ..... 136

**CAPITULO 5**

**Figura 5.1:** Ubicación del yacimiento tipo pórfido cuprífero El Teniente a corta distancia de la capital regional Rancagua y contigua al antiguo campamento minero Sewell ..... 139

**Figura 5.2:** Geología regional del distrito ..... 140

**Figura 5.3:** Edad versus contenido de sílice para rocas volcánicas e intrusivos para rocas dentro de la mina El Teniente y zonas aledañas ..... 142

**Figura 5.4:** Geología del yacimiento El Teniente ..... 143

**Figura 5.5:** Distribución de leyes de Cu-Mo en el yacimiento El Teniente, en coordenadas locales. .... 144

**Figura 5.6:** Resumen de los datos geocronológicos existentes para el yacimiento, en el que se ilustran los eventos principales de alteración y mineralización, así como la edad de los diferentes intrusivos y brechas..... 146

**Figura 5.7:** (a) Fallas Mayores dentro del distrito El Teniente. Se puede observar la ubicación del yacimiento dentro de la intersección de la Zona de Falla El Teniente y la Zona de falla Codegua, además de los límites de la sub-cuenca La Juanita-El Azufre, donde se ubica el yacimiento. (b) Ilustración esquemática de la Zona de Falla El Teniente ..... 149

**Figura 5.8:** (a) Mapa geológico local, cota 2284 mts., ilustrando la ubicación de los sectores de muestreo (en azul), las galerías de las faenas de la mina y la localización de los sondeos utilizados para el estudio..... 152

**Figura 5.8 (cont.):** Localización de los bloques orientados dentro de los diferentes sectores de muestreo. (a) Teniente Sub-6 y (b) Regimiento. .... 153

**Figura 5.8 (cont.):** Localización de los bloques orientados dentro de los diferentes sectores de muestreo. (c) Esmeralda..... 154

**Figura 5.8 (cont.):** Localización de los bloques orientados dentro de los diferentes sectores de muestreo. (d.1) y (d.2) Dacita Teniente ..... 155

**Figura 5.9:** Sitios asociados al muestreo distrital en las proximidades del yacimiento El Teniente..... 156

**Figura 5.10:** Imagen BSEM correspondiente a magnetita fina (0.1-1 µm) asociada a zonación en plagioclasa. .... 162

**Figura 5.11:** Evidencias ópticas de la presencia de magnetita fina en plagioclasa..... 164

**Figura 5.12:** Evidencias ópticas de la presencia de magnetita fina en plagioclasa..... 165

**Figura 5.13:** Asociación cuarzo+sericita+magnetita..... 166

**Figura 5.14:** Gráficos composicionales ternarios para feldespatos, en los que se ilustran los resultados de plagioclasas asociados a este trabajo ..... 168

**Figura 5.15:** Superposición de los resultados asociados a plagioclasas correspondiente a rocas alteradas versus roca huésped .. 169

**Figura 5.16:** Porcentajes de anortita en plagioclasas zonadas y/o con parches para cada uno de los sectores de muestreo, donde cada cristal corresponde a una línea, en comparación a los intervalos definidos para la roca de caja en el estudio de Burgos (2002)..... 170

**Figura 5.17:** Gráficos de composición molecular para plagioclasas del yacimiento y rocas volcánicas adyacentes, que ilustran los mecanismos de sustitución de (a)  $Ca^{2+} \leftrightarrow Na^+$ , (b)  $Al^{3+} \leftrightarrow Si^{4+}$  y (c)  $Fe^{3+} \leftrightarrow Si^{4+}$ . (d) % Anortita versus  $Fe^{3+}$ , mostrando el comportamiento del catión respecto a la presencia de este mineral dentro de la solución sólida..... 171

**Figura 5.18:** Mapeos de elementos para plagioclasas alteradas. Sólo se considera la distribución de aquellos cationes con relevancia en el análisis (ver texto), donde la escala de colores indica su concentración relativa ..... 173

**Figura 5.18:** (cont.) Mapeos de elementos para plagioclasas alteradas ..... 174

**Figura 5.18:** (cont.) Mapeos de elementos para plagioclasas alteradas ..... 175

**Figura 5.19:** Mapeo de concentraciones de albita ( $NaAlSi_3O_8$ ) y anortita ( $CaAl_2Si_2O_8$ ) ..... 176

**Figura 5.20:** Microfotografías de biotita TIPO I ..... 180

**Figura 5.21:** (a) y (b) Microfotografías BSEM de magnetita asociada con biotita..... 181

**Figura 5.22:** Microfotografías de biotita TIPO II..... 182

**Figura 5.23:** Microfotografías de biotita TIPO III ..... 183

**Figura 5.24:** Microfotografías de biotita asociada a estructuras ..... 184

**Figura 5.25:** Gráficos de correlación de variables asociados a la proyección en el espacio de los vectores propios obtenidos por ACP ..... 187

**Figura 5.26:** Diagramas ternarios de clasificación para biotitas..... 189

**Figura 5.27:** Gráficos de discriminación de biotitas, respecto a (a) razón  $Fe/Fe+Mg$  versus  $Al^V$  y (b)  $Mg-Li$  versus  $Fe_{TOTAL}+Mn+Li$  ..... 190

**Figura 5.28:** Gráficos de fracción molar de halógenos en biotita respecto a su composición de Fe y Mg, ilustrando los comportamientos de (a) Cl v/s Fe. (b) Cl v/s Mg. (c) F vs Fe y (d) F v/s Mg..... 191

**Figura 5.29:** Evidencias texturales de alteración cuarzo-clorita-magnetita..... 192

**Figura 5.30:** Asociación de alteración clorita-magnetita..... 193

**Figura 5.31:** Microfotografías BSEM y análisis EDS de clorita ..... 194  
**Figura 5.32:** Evidencias texturales del evento magnetita+turmalina..... 195  
**Figura 5.33:** (a) Cristal bien desarrollado de turmalina en coexistencia con magnetita (b) Magnetita gruesa con inclusiones de rutilo relacionada a glomerocúmulos de este mineral (a y b, ETR0201B). En (c) la alteración mencionada se superpone a una biotitización previa depositando abundante magnetita. (d) La textura de la masa fundamental, así como la presencia de clorita se evidencia a nícoles cruzados (ETR-0401A). (e) y (f) Magnetita anhedral-subhedral con microinclusiones de rutilo ..... 196  
**Figura 5.34:** Diagrama ternario de clasificación para óxidos de Fe-Ti, donde se muestra que los datos en general plotean en el miembro extremo correspondiente a magnetita de la serie de solución sólida de las titanomagnetitas..... 199  
**Figura 5.35:** Mapeo de elementos para asociaciones de óxidos de Fe-Ti encontrados en los cortes transparentes del yacimiento, donde los colores más intensos se relacionan a mayor concentración del elemento estudiado. En ellos se evidencia su coexistencia con rutilo-magnetita y menor esfeno ..... 200  
**Figura 5.36:** Gráfico temperatura versus fugacidad de oxígeno. El diagrama ilustra las condiciones probables asociadas a deposición de biotita en función del contenido de sulfuros del sistema..... 204

**CAPITULO 6**

**Figura 6.1:** Curvas IRM (a) por sector de muestreo y (b) por unidad litológica ..... 209  
**Figura 6.2:** Diagramas de magnetización inducida v/s variación de la intensidad magnética adquirida normalizada para muestras asociadas al yacimiento El Teniente ..... 210  
**Figura 6.3:** (a)-(f) Gráficos de ciclos de histéresis para muestras asociadas al CMET. (g) Diagrama Hr/Hs versus Jr/Js para los especímenes de la misma unidad. Modificado de Day et al. (1977)..... 212  
**Figura 6.4:** Gráficos de temperatura versus susceptibilidad magnética (k) para diferentes muestras respecto a los sectores de muestreo dentro y fuera de la mina..... 214  
**Figura 6.5:** Ejemplos de gráficos de temperatura versus susceptibilidad magnética (k) para muestras dentro de la mina ilustrando (a), (b) y (d): presencia de maghemita. Para (c), aunque la susceptibilidad es baja, se ilustra el quiebre de temperatura relacionado a magnetita. (e) y (f): Formación de una nueva fase magnética..... 215  
**Figura 6.6:** Gráficos de intensidad magnética versus etapa del lavado magnético, ilustrando las diferentes trayectorias mencionadas en el texto ..... 217  
**Figura 6.7:** Gráficos de MRN y susceptibilidad magnética (k) respecto a la línea de muestreo relacionada al sector Esmeralda del yacimiento ..... 219  
**Figura 6.8:** Mapas de (a) MRN y (b) susceptibilidad magnética (k) respecto a la distribución de los bloques orientados relacionada al sector Teniente Sub-6 del yacimiento ..... 221-222  
**Figura 6.9:** Mapas de (a) MRN y (b) susceptibilidad magnética (k) respecto a la distribución de los bloques orientados relacionada al sector Regimiento del yacimiento ..... 223-224  
**Figura 6.10:** Magnetismo Remanente Natural (MRN) versus susceptibilidad magnética (k) para el muestreo realizado al dentro de la mina ..... 228  
**Figura 6.11:** Características petrográfico-magnéticas para las familias de magnetita identificadas en este estudio..... 231  
**Figura 6.12:** Columna magnética simplificada del yacimiento El Teniente, mostrando la temporalidad asociada a las edades de emplazamiento para los intrusivos, pórfidos y brechas constituyentes, así como los eventos de alteración hidrotermal involucrados en su génesis ..... 234  
**Figura 6.13:** Mapas de distribución de polaridad magnética en base a: (a) resultados asociados a este estudio por sector y sondaje; (b) Edades U-Pb en circón para las unidades constituyentes y Re-Os en molibdenita consecuente con edades de mineralización..... 235  
**Figura 6.14:** Mapas de distribución de polaridad magnética en base a edades Ar-Ar plateau (a) en biotita; (b) en sericita..... 236

**CAPITULO 7**

**Figure 1:** Geological map of the El Teniente mine area and paleomagnetic sampling sites..... 244  
**Figure 2:** Simplified geological map of the El Teniente copper deposit ..... 245  
**Figure 3:** Detailed sampling maps (location in Figure 2). Each star corresponds to an oriented block ..... 246  
**Figure 4:** Photographs of drill-core section (6cm in diameter) of 5 samples from the Mafic complex El Teniente ..... 247  
**Figure 5:** Microphotographs of thin sections in samples from the El Teniente Mafic Complex ..... 249  
**Figure 6:** Log-log plot of magnetic susceptibility versus intensity of NRM for all samples in the orebody. Altered rocks are compared with country rocks of the volcanic Colon-Coya and Farellones Formations..... 252  
**Figure 7:** top) Plots of NRM intensity and susceptibility variation along the Esmeralda profile from east to west. Bottom) Plots of NRM intensity and susceptibility variation versus depth for drillcores SG184 and SG185 ..... 254  
**Figure 8:** Magnetic susceptibility versus temperature experiments (K-T). Pure magnetite (580°C) is the main mineral identified during K-T experiments (a,d). A second phase (400°C) is observed in some samples (b,d) upon heating but not during cooling (green curves). (e & f) Variation of magnetic susceptibility measured at room

	temperature after each step of thermal demagnetization in air. (e) Samples from the felsic stock in drillcore SG-185, (f) samples from the mafic complex from drillcores SG-184 and SG-185.....	255
<b>Figure 9:</b>	(a) Examples of IRM acquisition for samples from Drillcore SG185. b) Back-field IRM experiments showing Hcr values in between 10 and 50 mT. Multidomain magnetite is the dominant magnetic phase in most samples with high magnetic susceptibility (hysteresis curve (c) and Day plot (d).....	256
<b>Figure 10:</b>	Orthogonal plots of thermal and AF demagnetizations. Samples 03DT1602B & 03DT1601A: Teniente dacite; sample 00ETM1602A: MCET sector Mina; sample 00ETE2302A: MCET sector Esmeralda. Open (filled) circles are projections in the vertical (horizontal) planes .....	258
<b>Figure 11:</b>	Equal-area projections of ChRM directions determined in the different mine sectors; a) Teniente dacite; b) Teniente sub-6; c) Regimiento; d) Esmeralda. e) Plot of the mean directions. Open (filled) circles are projections in the upper (lower) hemisphere .....	259
<b>Figure 12:</b>	Examples of orthogonal plots of thermal (a, b, c, e, f, h) and AF (d, g) demagnetization of samples from drillcores SG184 and SG185 (same convention as Fig. 8). i) Variation of intensity of magnetization during thermal demagnetization for samples from the mafic complex in drillcores SG184 and SG185 .....	261
<b>Figure 13:</b>	Variation of MDF values, intensity of NRM and ARM, inclination of characteristic direction in drillcore coordinate versus depth for samples from drillcore SG185.....	262
<b>Figure 14:</b>	a) Log-log plot of ARM intensity versus NRM intensity for samples of drillcores SG184 and SG185. The ARM was given with a DC field of 40 $\mu$ T and an AC field of 110mT. b) Comparison of the AF demagnetization of NRM (filled symbols) and ARM (empty symbols) for three samples of drillcore SG185. c) AF demagnetization of laboratory induced CRMs at 460 $^{\circ}$ C with a dc field of 40 $\mu$ T.....	263
<b>Figure 15:</b>	Equal-area projection of characteristic magnetizations in drillcore coordinates.....	264
<b>Figure 16:</b>	Examples of orthogonal plots of thermal (a,b) and AF (c,d) demagnetization of samples .....	265
<b>Figure 17:</b>	Plot of the radiometric ages obtained for different rock units at El Teniente (Maksaev et al. 2004). Circles are $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages while rectangles are U-Pb ages. U-Pb ages in the diorites correspond to the two groups of ages from the Northern and Central quartz diorites and the Sewell stock (Maksaev et al., 2004).....	270

## CAPITULO 8

<b>Figura 8.1:</b>	Contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas correspondientes al yacimiento CHUQUICAMATA, EL TENIENTE y el COMPLEJO INTRUSIVO FORTUNA. (a) MRN versus k para todas las unidades muestreadas pertenecientes a cada uno de estos depósitos. (b) Clasificación respecto a la mina y/o pórfido cuprífero analizado .....	279
<b>Figura 8.2:</b>	Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al Pórfido Este respecto a intrusivos Cenozoicos menos alterados del sector. (a) MRN vs. MI. La diagonal punteada representa la Línea de Koenigsberger. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q.....	282
<b>Figura 8.3:</b>	Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al Pórfido Este respecto a intrusivos similares no alterados correspondientes al CONTEXTO II indicado en el texto. (a) MRN vs. MI. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q .....	283
<b>Figura 8.4:</b>	Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al Pórfido Este respecto a intrusivos similares no alterados correspondientes al CONTEXTO III indicado en el texto. (a) MRN vs. MI. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q .....	284
<b>Figura 8.5:</b>	Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al yacimiento El Teniente respecto a rocas volcánicas de la Formación Farellones correspondientes al CONTEXTO I indicado en el texto. (a) MRN vs. MI. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q.....	287
<b>Figura 8.6:</b>	Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al yacimiento El Teniente respecto a rocas volcánicas de la Formación Farellones correspondientes al CONTEXTO II indicado en el texto. (a) MRN vs. MI. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q.....	288

**CAPITULO 1**

*Tabla 1.1:* Principales características de la alteración hidrotermal en un depósito tipo pórfido cuprífero ..... 13  
*Tabla 1.2:* Momentos de spin de cationes basado principalmente en su presencia dentro de los minerales ferromagnéticos..... 17  
*Tabla 1.3:* Resumen de las características químico-ópticas de los estados de oxidación progresivos para la titanomagnetita e ilmenita (basado en Haggerty, 1991)..... 24  
*Tabla 1.3:* (continuación)..... 25

**CAPITULO 2**

*Tabla 2.1:* Unidades litológicas muestreadas en sitios y sondajes al este del Sistema de Falla Oeste ..... 44  
*Tabla 2.2:* Intensidad de Magnetismo Remanente Natural (MRN) y susceptibilidad (k) medias respecto de los sitios y la litología muestreada ..... 62  
*Tabla 2.3:* Propiedades magnético-mineralógicas y eventos hidrotermales observados en sitios y sondajes correspondientes al bloque este de la mina..... 67  
*Tabla 2.3:* (continuación)..... 68  
*Tabla 2.3:* (continuación)..... 69

**CAPITULO 3**

*Tabla 3.1:* Ubicación de los sitios y sondajes DD muestreados para el estudio paleomagnético..... 80  
*Tabla 3.2:* Resultados de microsonda asociados a la figura 3.11. Los datos se presentan con la corrección  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  calculada según metodología..... 96  
*Tabla 3.3:* Resultados seleccionados de microsonda para óxidos de Fe-Ti de la Granodiorita Fortuna ..... 97  
*Tabla 3.4:* Resultados de microsonda asociados a la figura 3.15. Los datos se presentan con la corrección  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  calculada según metodología..... 104  
*Tabla 3.5:* Propiedades magnético-mineralógicas y eventos hidrotermales observados en sitios y sondajes correspondientes a la Granodiorita Fiesta (bloque oeste mina Chuquicamata) y la Granodiorita Antena (sectores aledaños a la mina)..... 110

**CAPITULO 4**

*Table 1:* Mean paleomagnetic results ..... 128  
*Table 2:* Anisotropy of magnetic susceptibility ..... 130  
*Table 3:* Selected AARM data ..... 132

**CAPITULO 5**

*Tabla 5.1:* Resumen de la relación entre los diferentes tipos de vetillas reconocidas por Cannell et al. (2005) en el pórfido cuprífero El Teniente, respecto a su orientación y su temporalidad ..... 148  
*Tabla 5.2:* Ubicación de los sitios y sondajes DD muestreados para el estudio paleomagnético. Se excluye la localización de los bloques orientados ..... 151  
*Tabla 5.3:* Análisis seleccionados de plagioclasas asociados al mapeo de distribución mostrado en la figura 5.19..... 177  
*Tabla 5.4:* Análisis seleccionados de biotitas asociados al muestreo paleomagnético realizado dentro de la mina..... 186  
*Tabla 5.5:* Análisis seleccionados de magnetita asociados al muestreo paleomagnético realizado dentro de la mina. Los resultados incluyen la corrección  $Fe^{2+}-Fe^{3+}$  ..... 198

**CAPITULO 6**

*Tabla 6.1:* Parámetros magnéticos relacionados al ciclo de histéresis obtenido en las muestras mencionadas ( $J_s$ ,  $J_{r_s}$ , Hc, Hc<sub>r</sub>). Para la Magnetización de Saturación ( $J_s$ ) se descarta el aporte de los minerales paramagnéticos..... 211  
*Tabla 6.2:* Intensidad de Magnetismo Remanente Natural (MRN) y susceptibilidad (k) medias ( $\bar{X}$ ) respecto de los sectores de muestro y la unidad litológica respectiva..... 227

**CAPITULO 7**

*Table 1:* Paleomagnetic results ..... 256



## CAPITULO 1: INTRODUCCION

Fundamentos de la investigación y aspectos metodológicos

- Planteamiento del Problema*
- Objetivos e Hipótesis*
- Metodología*
- Síntesis Bibliográfica*

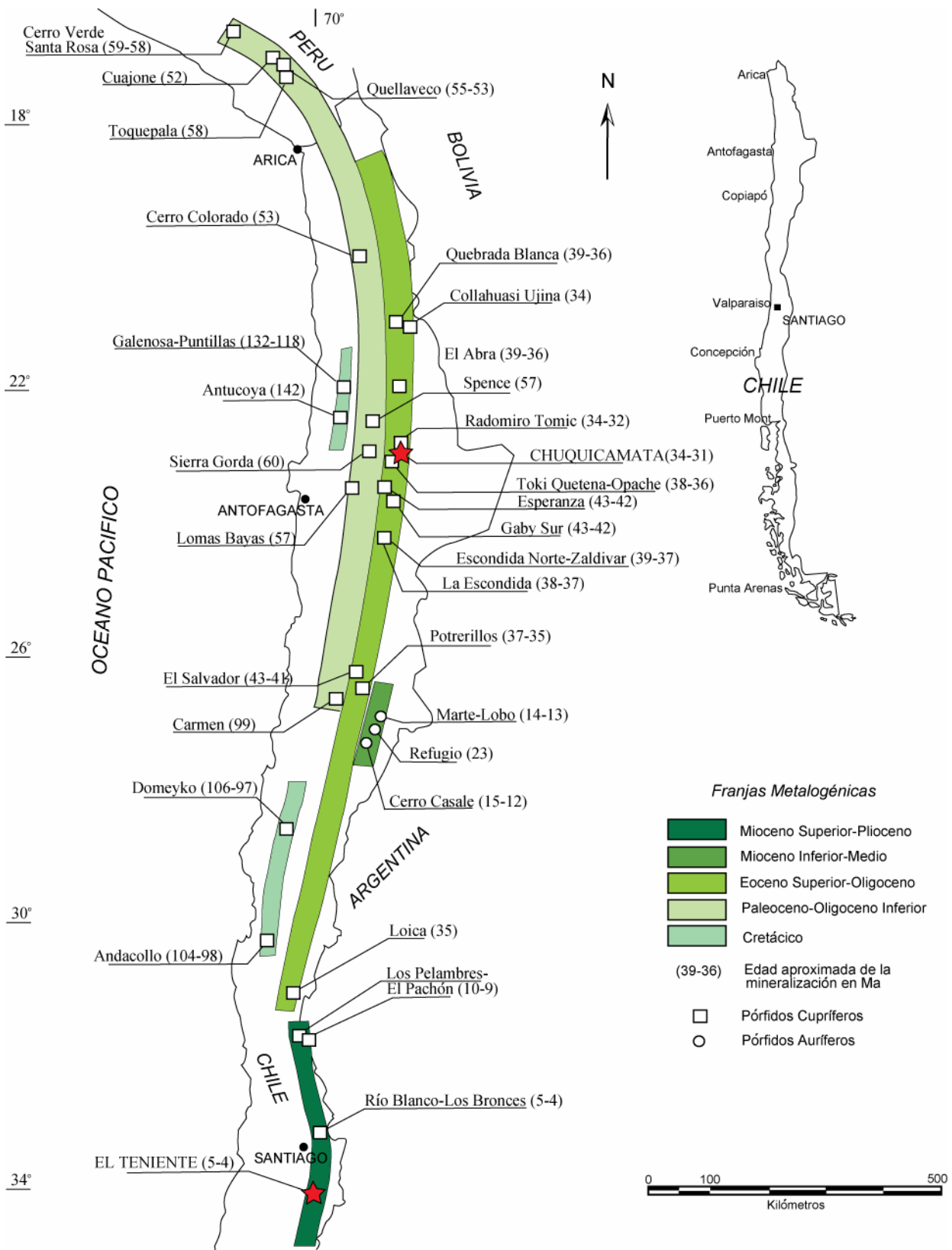
## 1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los procesos de alteración hidrotermal y mineralización asociados a la génesis y desarrollo de un yacimiento implican cambios en la mineralogía de la roca huésped, ya sea por metasomatismo y/o destrucción de minerales pre-existentes o bien, por el crecimiento de minerales de alteración neoformados. La oxidación y/o cristalización de minerales “ferromagnéticos” relacionada a estos eventos son capaces de producir cambios en las propiedades magnéticas de las rocas afectadas por alteración y, por lo tanto, susceptibles de originar un contraste respecto a rocas de protolito similar, pero no alterada.

En un yacimiento tipo pórfido cuprífero, ciertos óxidos de Fe-Ti y sulfuros de hierro pueden registrar un *magnetismo remanente*, propiedad susceptible de ser utilizada como marcador de su historia geológica vía un estudio paleomagnético. La interpretación de estos resultados depende de la génesis multievento de este tipo de depósito, ya que los diferentes pulsos hidrotermales son capaces de generar, modificar y/o destruir la mineralogía ferromagnética en respuesta a las nuevas condiciones fisicoquímicas. Por lo tanto, si bien esta herramienta puede entregar información respecto a la tectónica sin-post mineralización, es fundamental integrar estos resultados con análisis de naturaleza petrográfico-geoquímica de los minerales ferromagnéticos y su relación con las asociaciones mineralógicas de alteración. Al determinar la dependencia de las propiedades magnéticas (y por ende, de la mineralogía magnética) de ciertos eventos hidrotermales ocurridos en la roca se puede inferir su temporalidad relativa en función de la interpretación del registro de la polaridad del campo magnético correlacionada con la geocronología del yacimiento.

Esta investigación fue realizada en dos yacimientos tipo pórfido cuprífero: (1) CHUQUICAMATA (Eoceno-Oligoceno), reconocido como la principal mina de cobre del norte de Chile, cuya génesis y posterior desarrollo están relacionados con la evolución temporal de la Falla Oeste (Ossandón et al., 2001; Faunes et al., 2005); y (2) EL TENIENTE (Mioceno-Plioceno), la mina de cobre más grande del mundo. Las diferencias composicionales de la roca huésped de cada depósito (granodioríticas y gabros-andesitas respectivamente, Faunes et al., 2005; Cuadra, 1986), así como las particularidades asociadas a su alteración/mineralización y estructuras permiten efectuar un análisis comparativo del comportamiento de las propiedades magnéticas representativas de cada contexto geológico estudiado (Fig. 1.1).

Esta investigación examina, desde un punto de vista empírico, si la aplicación del paleomagnetismo es factible en yacimientos tipo pórfido cuprífero para (1) describir la tectónica sin o post mineralización utilizando las direcciones características obtenidas en las rocas del depósito y correlacionando el periodo de adquisición de estas magnetizaciones remanentes con la historia evolutiva del yacimiento; y (2) caracterizar las transformaciones que sufren los minerales magnéticos en base a los eventos de alteración hidrotermal que registra la roca y su influencia en la modificación de la señal magnética de la misma.



**Figura 1.1:** Ubicación de las franjas metalogénicas de pórfidos cupríferos de Chile-Perú. Los pórfidos cupríferos y auríferos principales, así como los prospectos de los diferentes cinturones metalogénicos, son mostrados junto con su rango de edad respectiva. Los yacimientos correspondientes a este trabajo son identificados en rojo. *Modificado de Camus, 2005.*

## 1.2 HIPOTESIS Y OBJETIVOS

### HIPOTESIS

*“Los yacimientos tipo pórfido cuprífero tienen propiedades magnéticas distintivas respecto a su entorno (roca huésped), producto de la modificación de la mineralogía ferromagnética derivada de los procesos de alteración hidrotermal. Estas propiedades pueden ser utilizadas como marcadores de la evolución geológica sin y/o post-mineralización de estos depósitos en un estudio paleomagnético”.*

### OBJETIVO GENERAL

Determinar los efectos de la alteración hidrotermal en la mineralogía ferromagnética de los yacimientos tipo pórfido cuprífero Chuquicamata y El Teniente, interpretando sus resultados paleomagnéticos.

### OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Establecer la correlación entre la mineralogía ferromagnética de los pórfidos y roca huésped con los tipos de alteración hidrotermal en estos yacimientos, basada en las transformaciones que han sufrido por efecto de la superposición de fenómenos hidrotermales y procesos supérgenos.
- Validar el significado de los datos entregados por el paleomagnetismo en yacimientos tipo pórfido cuprífero, identificando el portador del magnetismo remanente natural y su asociación mineralógica-hidrotermal. Esto permite inferir el tiempo de adquisición del magnetismo remanente en base a la geocronología de edades asociada a cada depósito, sustentando así aquellas interpretaciones tectónico/estructurales derivadas de este estudio.
- Evaluar la contribución del magnetismo remanente ( $MRN$ ) respecto del magnetismo inducido ( $M_i = kH$ ) en rocas mineralizadas.
- Determinar la distribución de las propiedades magnéticas versus litología y alteración hidrotermal, para analizar la relación que existe entre estos parámetros en ambos depósitos. Lo anterior permite hacer análisis comparativos entre la respuesta magnética de cada yacimiento, en función de sus diferentes contextos geológicos.

## 1.3 METODOLOGIA

### 1.3.1 ESTUDIO BIBLIOGRAFICO

La recopilación de información y el estudio bibliográfico correspondiente fue dirigido a:

(1) *Fundamentos del paleomagnetismo y aplicación a estudios tectónicos.* Bases teóricas y aplicaciones del paleomagnetismo, del que se desprenden una serie de temas complementarios a considerar, como el comportamiento de los minerales “ferromagnéticos”, desde el punto de vista magnético como químico y sus asociaciones paragenéticas respecto del ambiente en que se forman. Los principales aspectos de estos temas son resumidos en el ANEXO A, el que se recomienda examinar con detenimiento antes de comenzar a leer los capítulos del presente trabajo.

(2) *Aspectos principales de la geología de los yacimientos en estudio.* Con el fin de obtener comprensión adecuada de las particularidades asociadas a su génesis y la alteración hidrotermal que presentan, así como el contexto geodinámico-temporal en que se desarrollan.

### 1.3.2 MUESTREO

#### ➤ Campañas de Terreno

En adición a los muestreos preliminares en los yacimientos en estudio (Chuquicamata, año 2000; El Teniente, año 2000/01), se realizó una nueva campaña complementaria en la mina Chuquicamata (28/07-30/07, año 2004), mientras que para el yacimiento El Teniente fueron llevadas a cabo tres campañas de terreno adicionales: (i) dentro de la mina (11/12/2003); (ii) en superficie (17/03/2004); y en sectores industriales, (diciembre, 2005) con el objetivo de obtener muestras del “gabro no alterado” (sondajes diamantina [DD] y geotécnicos).

#### ➤ Obtención de Muestras

En función de las características geotécnicas de las rocas estudiadas, como en atención a los reglamentos de las minas estudiadas, los testigos paleomagnéticos fueron obtenidos tanto “*in situ*”, por medio de una perforadora portátil, como por medio de bloque orientados y/o trozos de sondaje diamantina (DD). Las especificidades relacionadas con cada tipo de muestreo pueden ser consultadas en el ANEXO A, sección 5.

### 1.3.3 ESTUDIO PALEOMAGNETICO

- Mediciones de Intensidad de Magnetismo Remanente Natural (MRN) y Susceptibilidad Magnética (k). En esta etapa del estudio se obtiene la señal magnética del espécimen previo a cualquier análisis de tipo destructivo o que afecte los parámetros magnéticos originales, considerando que tanto los análisis magnético-mineralógicos como la demagnetización de la muestra lo someten a campos magnéticos/temperaturas capaces de borrar o modificar las propiedades magnéticas originales.
  
- Cálculo de las Direcciones Magnéticas Características. Para obtener la dirección característica del vector magnético, las muestras fueron demagnetizadas por campo alternante (AF) o termal, lo que permite visualizar la trayectoria de demagnetización de la muestra. La dirección característica corresponde a la declinación (D) e inclinación magnética (I) del campo geomagnético en el momento de adquisición de la magnetización remanente para un lugar determinado, lo que permite efectuar interpretaciones de naturaleza tectónica (rotación o basculamiento de bloques). Para lo anterior, es importante tener en cuenta argumentos de tipo magnético-mineralógico que permitan asignar la probable edad de la magnetización característica y su naturaleza (primaria, termoquímica, química, parásita, entre otras).
  
- Mediciones de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética. Si bien este parámetro fue obtenido en todas las muestras, su interpretación sólo se realizó para aquellas unidades donde permiten caracterizar la fábrica de la roca de forma consistente y/o sustentar interpretaciones tectónicas en los yacimientos en estudio.
  
- Mediciones de Anisotropía de Remanencia Anhisterética (AARR). Este experimento sólo se realizó en aquellos especímenes seleccionados de la *Granodiorita Fiesta* y *Granodiorita Antena* (mina Chuquicamata) con anisotropía de susceptibilidad magnética fuerte. Este comportamiento eventualmente podría controlar una adquisición en una dirección preferencial de la remanencia, pudiendo afectar el cálculo de las direcciones características.

#### 1.3.4 ESTUDIO MINERALOGICO

- Microscopia óptica. El análisis detallado de la alteración hidrotermal de las muestras permite reconocer asociaciones mineralógicas, interpretando la relación de la mineralogía magnética con los pulsos hidrotermales y/o con los eventos primarios, así como la naturaleza de sus texturas de exsolución-oxidación. Para esta etapa se realizaron descripciones detalladas de testigos paleomagnéticos y cortes transparente-pulidos. También se obtuvo microfotografías de los mismos ilustrando detalles importantes a considerar en el estudio magnético-geoquímico.
- Estudios de alta resolución. Microscopio electrónico de barrido (SEM). Se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados (BSE) dirigidas principalmente al análisis textural (exsolución-oxidación) y paragenético de los óxidos de Fe-Ti. Lo anterior en base a las diferencias de contraste que evidencia la fotografía, relacionadas a los pesos atómicos de los cationes componentes.

#### 1.3.5 QUIMISMO MINERAL

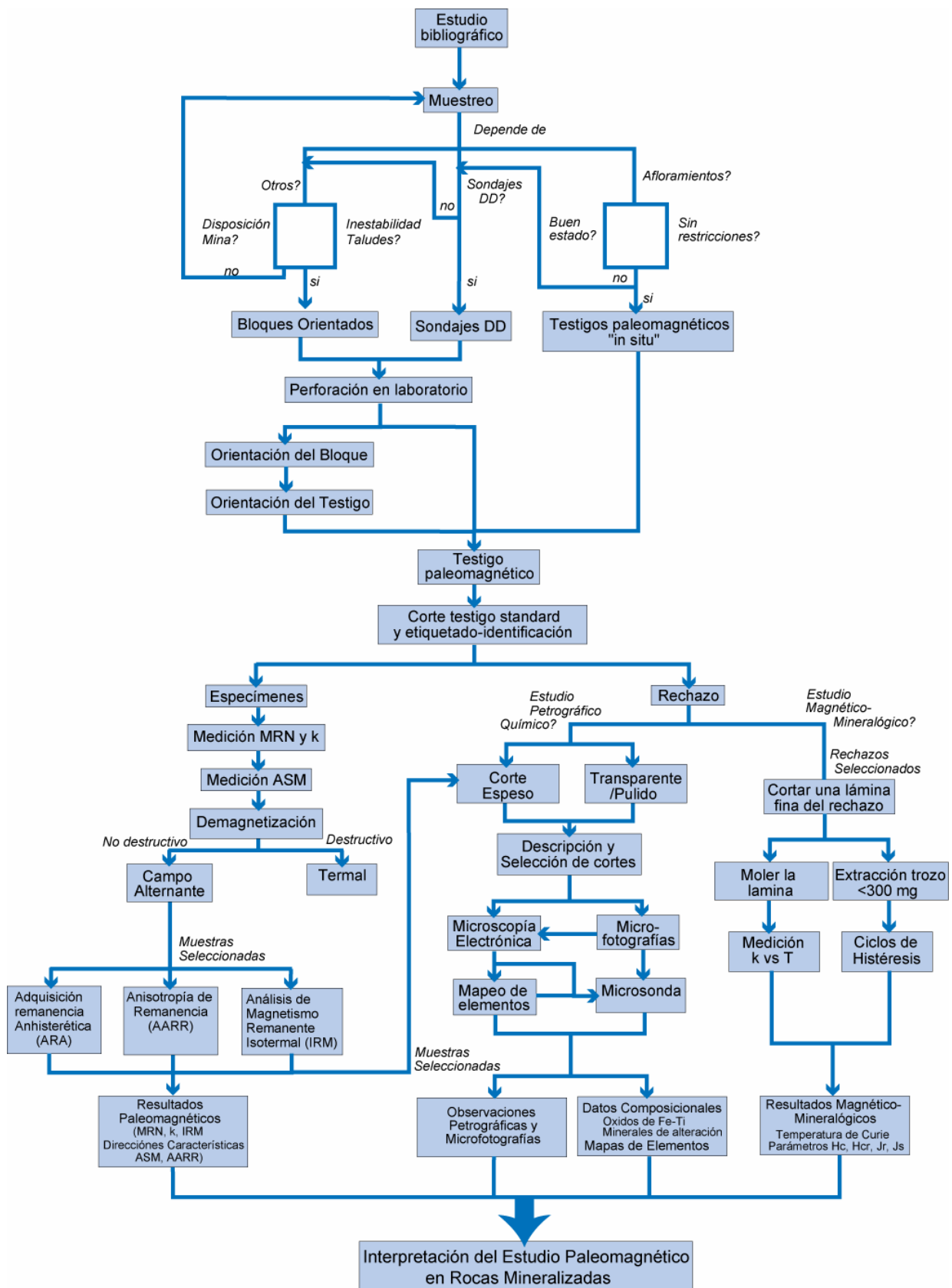
- Análisis EDS (Energy Dispersive X-ray Spectrometer)-WDS (Wavelength Dispersive Spectrometer). Utilizado para el análisis cualitativo mineralógico básico, ya que al determinar los elementos presentes en el mineral permite identificar aquellos no reconocidos a nivel de estudio óptico dado su tamaño (inclusiones) y elaborar criterios de análisis para la microsonda. En adición, se realizaron “mapas de concentración de elementos” para óxidos de Fe-Ti y plagioclasa, permitiendo una mejor visualización de la distribución catiónica intramineral respecto de texturas de oxidación y/o exsolución y/o reemplazos metasomáticos.
- Análisis de microsonda (EPMA). El estudio cuantitativo “*in situ*” de los óxidos de Fe-Ti, así como de ciertos minerales de impronta magmática/hidrotermal, puede sustentar interpretaciones respecto a la naturaleza de los minerales magnéticos en función de su asociación mineralógica, así como de la movilidad catiónica, sensible a los cambios fisicoquímicos del ambiente.



### 1.3.6 PROPIEDADES FISICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA

- Análisis de susceptibilidad en función de la temperatura a bajo campo magnético (curvas  $K$  versus  $T$ ). Este experimento permite caracterizar los minerales magnéticos en forma directa respecto a su Temperatura de Curie y de posibles transformaciones mineralógicas al someterse las muestras a calentamiento/enfriamiento.
- Análisis de Magnetismo Remanente Isotermal (IRM). Estudio basado en la capacidad limitada que poseen ciertos minerales ferromagnéticos de adquirir magnetización, lo que permite realizar interpretaciones respecto de la mineralogía magnética presente en la muestra, siendo el campo magnético aplicado en que alcanza la saturación ( $H_{sat}$ ) y la forma de la curva de magnetización adquirida ( $J$  v/s  $H$ ) característicos. También entrega información sobre el tamaño de grano.
- Estudios de Campo Coercitivo Remanente ( $H_{cr}$ ). Complementario al análisis anterior, se relaciona a la fuerza con la cual la muestra retiene la magnetización, lo que permite caracterizar cualitativamente el tamaño de grano y realizar comparaciones de este parámetro dentro de una misma unidad y/o entre rocas de composición similar. Además permite calcular el *Campo Coercitivo Remanente ( $H_{cr}$ )* de la muestra.
- Ciclos de Histéresis. Su visualización gráfica permite deducir mezclas de tamaños de granos de la mineralogía magnética en una muestra. Permite además obtener una aproximación respecto a su naturaleza multidominio (MD) o monodominio (SD), en función de los parámetros que lo definen (intensidad de magnetización a saturación [ $J_s$ ], intensidad de magnetización remanente a saturación [ $J_{rs}$ ], campo magnético coercitivo [ $H_c$ ] y campo magnético coercitivo remanente [ $H_{cr}$ ]).

Un diagrama de flujo respecto de las diferentes actividades y etapas metodológicas llevadas a cabo en el desarrollo de la investigación es ilustrada en la figura 1.2.



**Figura 1.2:** Diagrama de flujo representativo de la metodología seguida dentro de la investigación. Este permite visualizar de manera ordenada las diferentes actividades realizadas tanto desde el punto de vista magnético, como petrológico-químico, con el fin de encadenar resultados de manera posterior.

## 1.4 SINTESIS BIBLIOGRAFICA

Para contextualizar el estudio hacia los temas que constituyen su fundamento, a continuación se presenta una síntesis bibliográfica básica de los aspectos más relevantes asociados a (1) *génesis y zonación de alteración hidrotermal en pórfidos cupríferos*, (2) *mineralogía magnética en sistemas hidrotermales y supérgenos*, y (3) *paleomagnetismo y mineralogía magnética en yacimientos de origen hidrotermal*.

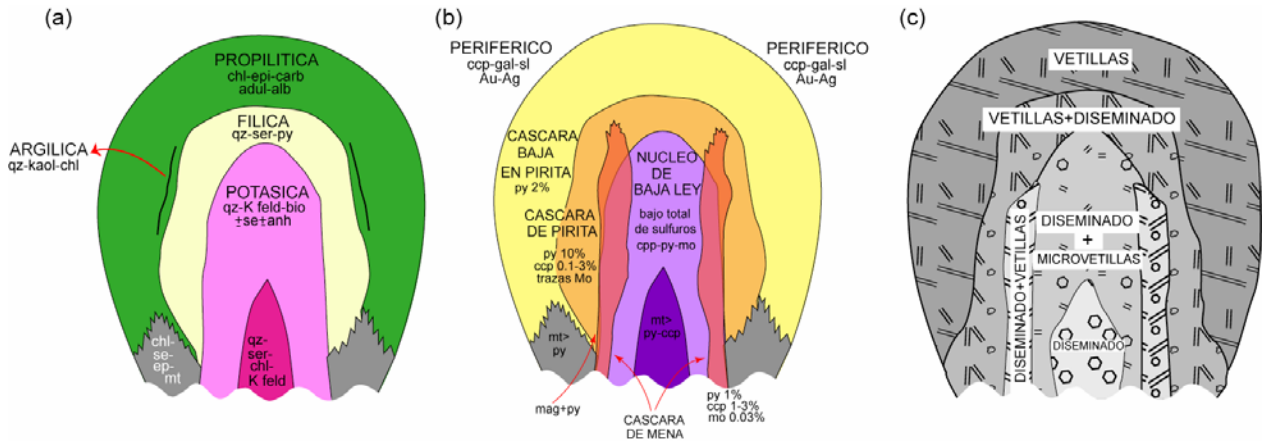
### 1.4.1 PORFIDOS CUPRIFEROS

#### 1.4.1.1 DEFINICION Y CARACTERISTICAS DE UN YACIMIENTO TIPO PORFIDO CUPRIFERO

Un yacimiento tipo pórfido cuprífero es reconocido como un depósito de Cu-(Mo-Au) de gran tonelaje y baja ley ( $\approx 0.5\%$  Cu), asociados espacial y genéticamente con intrusivos porfíricos multifase de emplazamiento poco profundo en la corteza (5-6 km; Sillitoe, 1972; 1981; Tosdal y Richard, 2001), de cristalización rápida, donde la circulación de fluidos originados desde un magma que cristaliza produce alteración hidrotermal y mineralización asociada. La roca de caja intruida puede ser de cualquier tipo, pero la composición de los intrusivos porfíricos multifásicos varía desde granítica hasta diorítica, donde la asociación de fenocristales corresponde a cuarzo, feldespato-K, plagioclasa, hornblenda y biotita en una matriz de grano fino. Los minerales de mena y ganga pueden presentarse en forma diseminada, vetillas y enjambres de vetillas (stockwork); en cuerpos de brecha y como rellenos de vesículas. Los pórfidos cupríferos tienden a tener grandes dimensiones (cientos a miles de metros de diámetro), con formas que varían desde circular a alargada, con un límite normalmente definido de manera arbitraria en base a una ley de corte. En secciones verticales estos yacimientos tienen forma tabular o de embudo, donde la mineralización tiende a mostrar patrones diferenciales respecto a la ley de cobre. Los sulfuros primarios en estos depósitos corresponden mayoritariamente a pirita ( $\text{FeS}_2$ ) y calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ), con menores cantidades de bornita ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ), enargita ( $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ ), tetrahedrita ( $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ ), así como trazas de molibdenita ( $\text{MoS}_2$ ) y esfalerita ( $[\text{Zn},\text{Fe}]\text{S}$ ). Los sulfuros secundarios asociados al enriquecimiento supérgeno de este tipo depósito son: calcosina ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ) y covelina ( $\text{CuS}$ ). En zonas oxidadas puede encontrarse malaquita ( $\text{Cu}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_2$ ), crisocola ( $[\text{Cu},\text{Al}]_2\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5[\text{OH}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), atacamita ( $[\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}]$ ), copper wad y copper pitch entre otros (Burnham & Ohmoto, 1980; Dilles & Einaudi, 1992).

### 1.4.1.2 ALTERACION HIDROTHERMAL: MODELO DE LOWELL Y GILBERT (1970)

El modelo clásico para la zonación de tipos de alteración hidrotermal de un pórfido cuprífero es el de Lowell y Gilbert (1970), basado en la compilación de 27 depósitos de estas características. Estos autores mostraron la distribución espacial de la alteración hidrotermal en la roca de caja y la simetría en el sector alterado. Además indica la ubicación de los sulfuros primarios distintivos asociados a los procesos hidrotermales (Fig. 1.3).

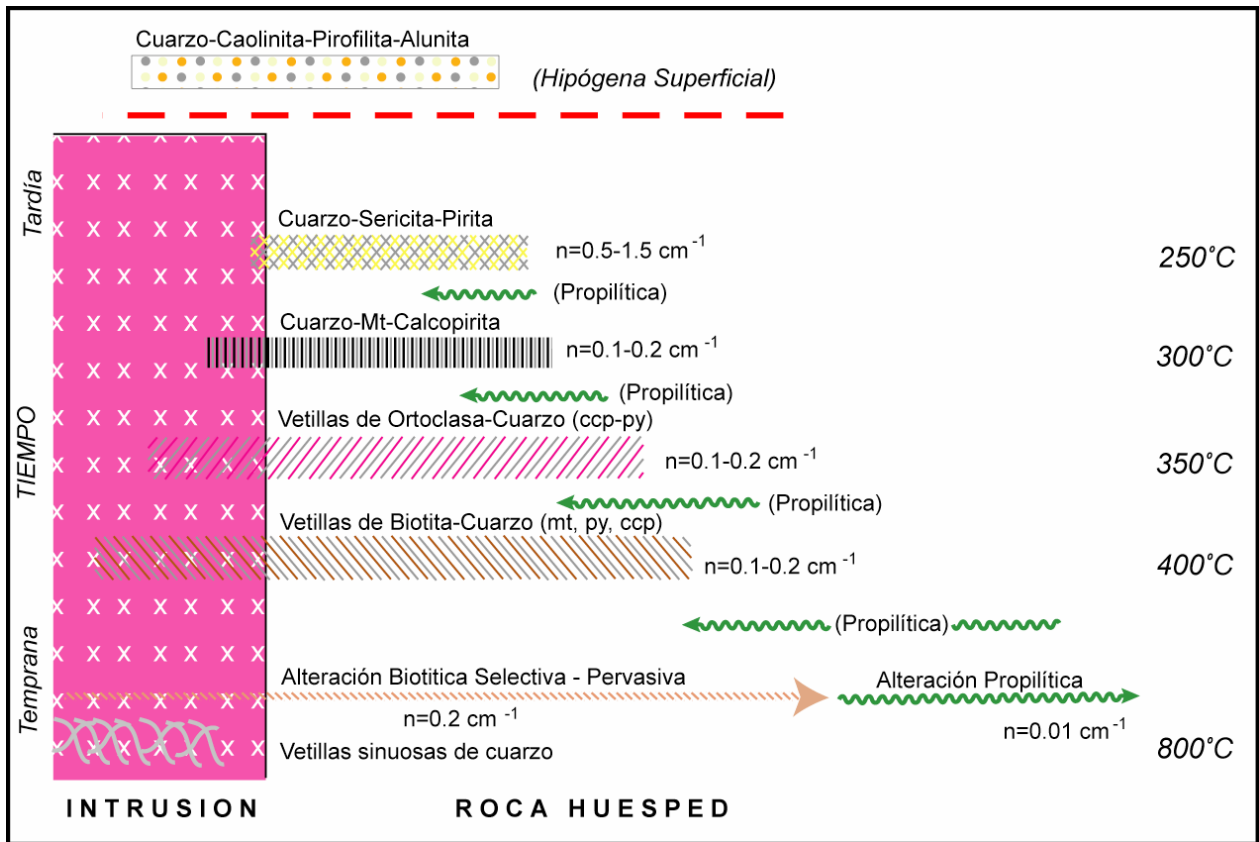


**Figura 1.3:** Zonación clásica de un modelo tipo pórfido cuprífero. (a) Zonación de alteración hidrotermal. (b) mineralogía de mena. (c) Ocurrencia de la mineralización (diseminada / vetillas). *Modificado de Tosdal y Richards, 2001.*

Este modelo corresponde a una idealización del yacimiento, por lo que muchas veces la zonación ideal no ocurre, debido a las especificidades de cada depósito (estructuras, roca huésped, contexto geodinámico). Respecto de la distribución de los tipos de alteración hidrotermal presentado en el diagrama, se observa un núcleo de alteración potásica y un halo externo de alteración propilítica, correspondientes a los primeros eventos de alteración hidrotermal (alteración temprana). Sobreimpuesto al anterior, se observa una zona de alteración fílica. La mayor concentración de menas primarias ocurre normalmente entre la zona potásica y fílica. En algunos depósitos se presentan también zonas laterales de alteración argílica. Un resumen de las asociaciones mineralógicas de alteración hidrotermal característica para cada zona, sus condiciones fisicoquímicas y mineralización se indican en la tabla 1.1 y en la figura 1.4.

**Tabla 1.1:** Principales características de los tipos de alteración hidrotermal en un depósito tipo pórfido cuprífero (Basada en Lowell & Gilbert, 1970; Gustafson, 1979, Dilles & Einaudi, 1992 y Titley, 1981 a,b, 1993; entre otros).

Nombre	Asociación mineralógica	Temperatura	Condiciones de pH	Minerales Metálicos
Alteración Potásica	<i>Feldespatos potásicos</i> en vetillas finas y/o matriz entrecrecida con cuarzo granular-mosaico. <i>Biotita</i> alterando minerales ferromagnesianos previos. Minerales accesorios: <i>cuarzo, magnetita, sericita, clorita</i> . También se describen flogopita con anhidrita, yeso, illita y clorita.	Alta temperatura: 400° a 800°C. Alteración selectiva y penetrativa. En vetillas: 350°-400°C → <i>biotita</i> 300°-350°C. → <i>feld.K</i>	Neutro a alcalino	Calcopirita-bornita-pirita-trazas molibdeno 1% de pirita razón py/ccp=3/1
Alteración Propilítica	<i>Clorita-epidota ± albita, calcita, pirita</i> . La clorita altera ferromagnesianos previos ( <i>piroxeno-anfibolita</i> ) y <i>biotita</i> primaria y/o secundaria. Accesorios: <i>cuarzo-magnetita-illita</i> . Corresponde al halo gradacional y distal de la alteración potásica (prógrado): Aparece <i>actinolita-biotita</i> en el contacto con la zona potásica; <i>actinolita-epidota</i> → zona propilítica y en las zonas más distales: <i>epidota-clorita-albita-carbonatos</i> gradando a <i>clorita</i> y <i>ceolitas</i> hidratadas	Temperatura baja: 200°-250°C. La presencia de <i>actinolita</i> (280°-300°C) indica la zona de alteración propilítica interior.	Neutro a alcalino. Aumenta la fugacidad de azufre.	Magnetita+hematita +pirita+<<galena-esfalerita. Externo a la zona propilítica: anillo de mineralización: vetas de esfalerita, galena, calcopirita, Au, Ag y pirita.
Alteración Fílica ( <i>cuarzo-sericita</i> )	Naturaleza penetrativa. La asociación mineralógica <i>cuarzo-sericita</i> tiende a destruir la textura primaria de la roca afectada por esta alteración. Accesorios: <i>clorita, illita y pirita</i> . Sobre 450°C: <i>corindón-sericita-andalusita</i> . En ambientes ricos en Na: <i>paragonita</i>	Temperatura sobre los 250°C: <i>sericita</i> A temperaturas más bajas: <i>illita</i> (200°-250°C) o <i>illita-smectita</i> (100°-200°C).	5 a 6 (Neutro a ácido). Alta fugacidad de azufre.	Pirita+calcopirita+< molibdeno-bornita-calcosina-covelina-esfalerita-galena-enargita-tennantita-tetrahedrita 10% de pirita Razón py/ccp=12/1
Alteración Argílica	<i>Arcillas (caolinita)-cuarzo</i> . La caolinita altera a plagioclasas previas y, en menor medida, fenocristales de feldespatos potásicos y <i>sericita</i> .	La caolinita se forma a temperaturas bajo 300°C.	4 a 5. Para pH entre 3 y 4: <i>alunita</i>	Pirita+calcopirita+< bornita-molibdeno-tennantita-esfalerita-galena-enargita-calcosina dominio de pirita razón py/ccp=23/1
Alteración Argílica Avanzada Zona superior alta ( <i>periférica</i> )	<i>Cuarzo residual</i> (textura oquerosa) ± <i>alunita, jarosita, caolinita, pirofilita, pirita</i> . Alteración altamente destructiva. Los minerales residuales conforman una estructura esquelética.	Amplio rango de temperatura. Sobre 350°C: Con <i>andalucita</i>	Entre 1 y 3.5 Bajo pH 2 domina la caolinita. Sobre pH 2, <i>alunita</i> .	Enargita+pirita Menor Au y Ag.

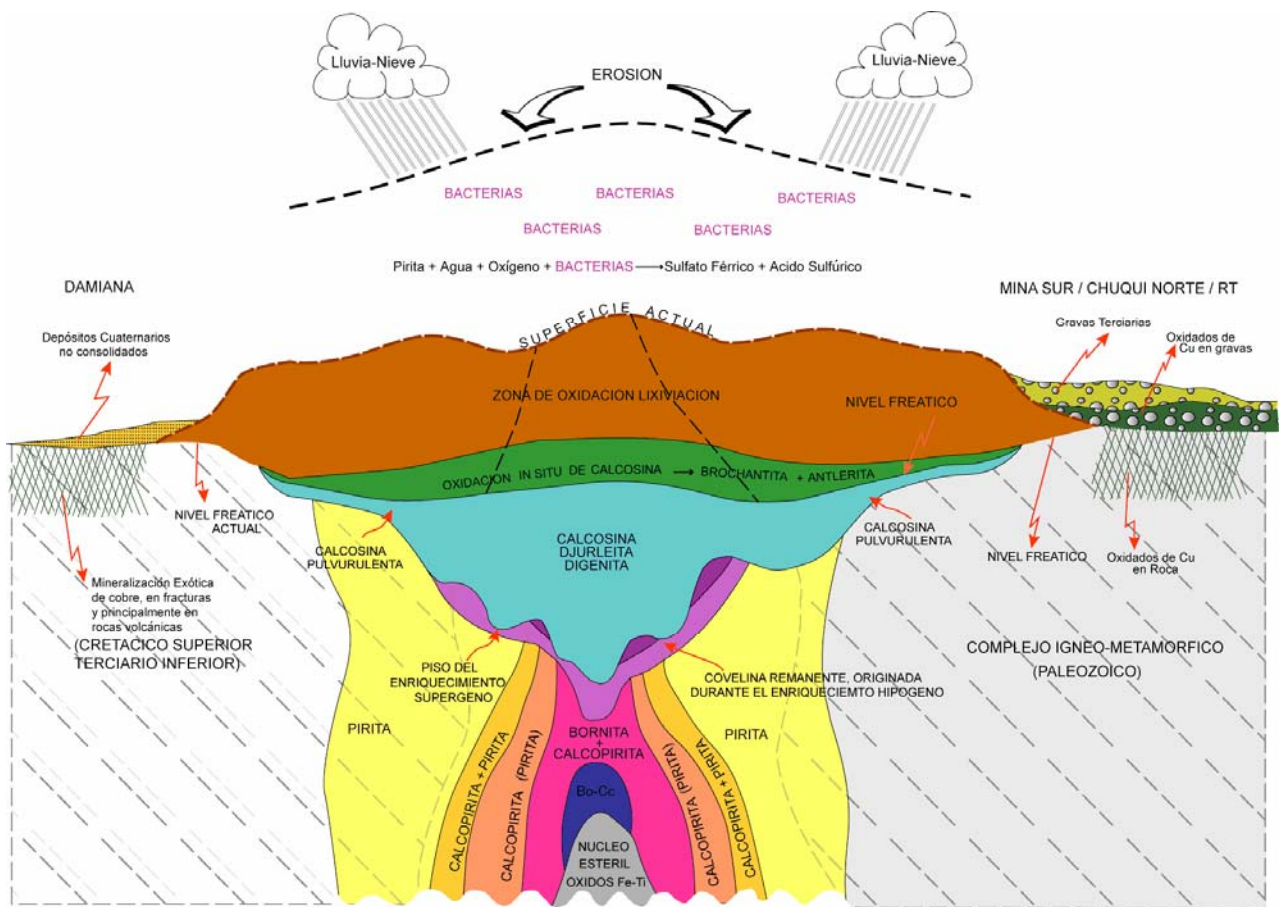


**Figura 1.4:** Evolución paragenética de los tipos de alteración hidrotermal en depósitos tipo pórfido cuprífero (modificado de Tittley, 1993). A mayor temperatura hay vetillas sinuosas de cuarzo, que reflejan la reología dúctil de la roca. A la alteración biotítica (600-400°C) se asocia biotita de reemplazo penetrativo-selectivo, con su correspondiente halo de alteración propilítica externo, ambas de carácter prógrado. Desde los 400°C hacia abajo, la alteración se presenta como una fase retrógrada, marcando además el comienzo de la mineralización metálica, ligada con alteración potásica, vetillas rectas de biotita-cuarzo y feldespato potásico-cuarzo, y como reemplazo metasomático en la roca huésped, para finalmente alcanzar temperaturas del orden de 250°C asociadas con alteración filica. La evolución descrita es en paralelo tanto a la evolución del enfriamiento del sistema, reológica (frágil-dúctil), evolución de permeabilidad y razón agua-roca (relacionadas al parámetro  $n$ , correspondiente al factor vetillas/área). Asimismo, considerando la razón agua/roca para cada evento de alteración hidrotermal, estabilidad de sulfuros y transporte y precipitación de metales, la evolución de alteración y mineralización representadas se ajustan a la evolución global del pórfido cuprífero.

#### 1.4.1.3 DESARROLLO DE UN PERFIL SUPERGENO EN SISTEMAS TIPO PORFIDO CUPRIFERO

Si un depósito tipo pórfido cuprífero es expuesto a procesos de alteración supérgena en un ambiente subtropical y condicionado posteriormente al paso hacia un clima árido que favorece la erosión y exhumación del depósito (como en el norte de Chile; Alpers y Brimhall, 1988; Sillitoe y McKee, 1996), pueden desarrollarse procesos supérgeno de enriquecimiento secundario que se superponen a los eventos de alteración/mineralización hipógenos. La figura 1.5 ilustra el perfil supérgeno asociado a un pórfido cuprífero, donde en la porción superficial se encuentra un horizonte *lixiviado*, con cuarzo residual, arcillas, abundantes óxidos e hidróxidos de fierro y frecuentemente oquedades pseudomorfos de sulfuros denominados *boxworks*. La extensión vertical promedio de esta zona es de 20-25 m y los valores de cobre son menores a 0.1-0.2%. Su génesis se relaciona a la circulación de aguas meteóricas, cuyas condiciones altamente oxidantes destruyen los sulfuros de Cu-Fe hipógenos, combinándose con el azufre liberado y originando ácido sulfúrico (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), principal responsable de la fuerte lixiviación de las rocas de este nivel. En profundidad le sigue un nivel oxidado, con mineralización de cobre oxidada (crisocola, malaquita, atacamita, antlerita, brochantita, copper pitch y wad, etc.), asociados con óxidos e hidróxidos de fierro. En general ocurre entre los 25 a 50 m, aunque su profundidad es variable. Sus leyes pueden superar el 1%. Se relaciona también a la circulación de fluidos meteóricas, pudiendo además recibir aportes de cobre desde la zona lixiviada. El cobre en solución migra a profundidades en forma de sulfatos solubles, estables en condiciones oxidantes y ácidas. La neutralización de las soluciones ácidas, por reacción con los minerales de la roca huésped provoca precipitación de minerales oxidados de cobre, en una secuencia de estabilidad dependiente del pH y el estado de oxidación (eH) del fluido. En ambientes más profundos, bajo el nivel freático y en presencia de sulfuros primarios, las condiciones cambian de oxidantes a reductoras. Bajo estas condiciones, los sulfatos son reducidos a sulfuros enriquecidos de cobre (covelina y calcosina). Esta zona más profunda se denomina nivel de *enriquecimiento secundario*. Ocurre normalmente bajo los 50 m y puede alcanzar espesores de hasta 200 m, con leyes de Cu entre 1 y 2%. En algunos depósitos se puede generar, además, zonas intermedias de óxidos-sulfuros secundarios, ligados a la migración del nivel freático.

Un resumen de los parámetros tectónicos y geodinámicos que controlan la formación de este tipo de yacimientos puede consultarse en el ANEXO B, Sección 3.



**Figura 1.5:** Perfil de enriquecimiento supérgeno idealizado para un depósito de tipo pórfido cuprífero. Se puede observar la organización en niveles de las zonas lixiviada, oxidada y de enriquecimiento supérgeno, junto con la asociación de minerales de mena comunes relacionados a cada nivel. También se detallan los factores fundamentales para la formación de este perfil, es decir: alzamiento, clima, tasas de erosión y el nivel freático. Además se observan los niveles de lixiviación, oxidación y enriquecimiento supérgeno. Ilustrados a cada lado del sistema de enriquecimiento, se observan sistemas exóticos hospedados tanto en grava (Mina Sur: Münchmeyer, 1996) como en roca fracturada principalmente (Damiana). *Modificado de Becerra (2001).*



## 1.4.2 MINERALOGIA MAGNETICA EN SISTEMAS HIDROTERMALES Y SUPERGENOS

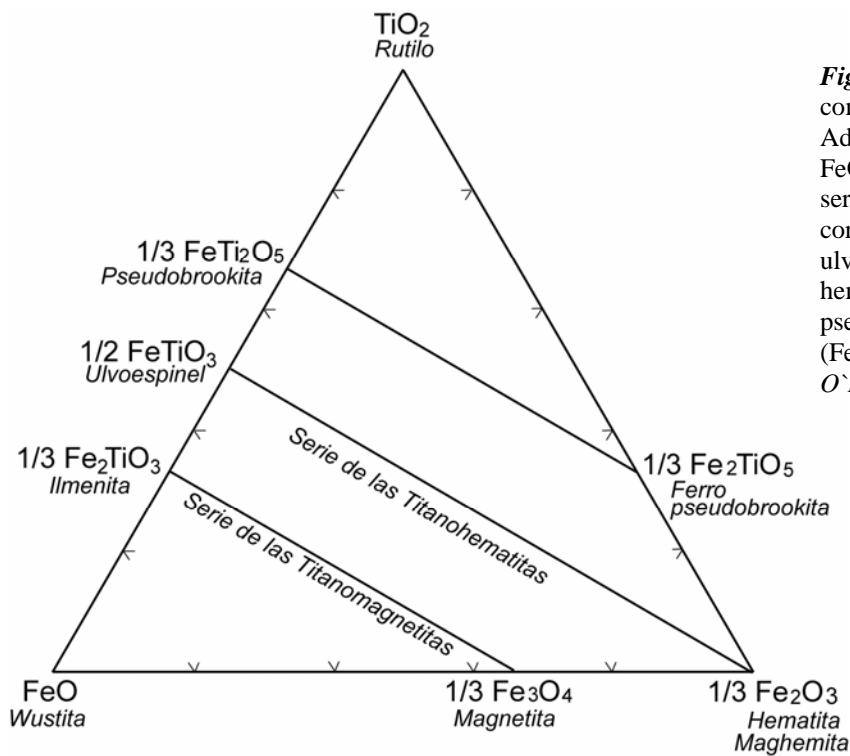
La base elemental del paleomagnetismo la constituye la capacidad de los minerales ferromagnéticos de una roca o material de registrar el vector de campo geomagnético al que están sometidos al momento de enfriarse (bajo la temperatura de bloqueo  $T_b$ ). En respuesta a las variaciones en las condiciones fisicoquímicas del fluido, la mineralogía magnética cambia, involucrando la modificación de las propiedades magnéticas de la roca, considerando su dependencia de la estructura cristalina de los minerales ferromagnéticos y su composición y distribución catiónica dentro de la estructura cristalina. Estas variables están ligadas directamente con las configuraciones de los momentos magnéticos de spin de los cationes componentes y su acoplamiento magnético dentro de la estructura (tabla 1.2). Otro parámetro imprescindible dentro de un análisis de propiedades magnéticas corresponde al tamaño de grano, parámetro ligado directamente con la “teoría de dominios” (ver ANEXO A, sección 4).

**Tabla 1.2:** Momentos de spin de cationes basado principalmente en su presencia dentro de los minerales ferromagnéticos

<i>Ion</i>	$Fe^{3+}$	$Fe^{2+}$	$Mn^{3+}$	$Mn^{2+}$	$Co^{2+}$	$Ni^{2+}$	$Ti^{4+}$
<i>Momento de spin (<math>\mu B</math>) por molécula</i>	5	4	5	4	3	2	0

### 1.4.2.1 OXIDOS DE Fe-Ti

Los minerales magnéticos más importantes son los óxidos de Fe-Ti cuya composición está representada por un diagrama ternario con miembros extremos FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> (Fig. 1.6). En este gráfico se definen además las series de solución sólida (SS) *magnetita-ulvospinel* (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>); *ilmenita-hematita* (FeTiO<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) y *pseudobrookita-ferropseudobrookita* (Fe<sub>2</sub>TiO<sub>5</sub>-FeTi<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). También hay que considerar aquellas composiciones intermedias asociadas a oxidación entre la serie de las titanomagnetitas y titanohematitas, correspondiente a la serie de las *titanomaghemitas*.

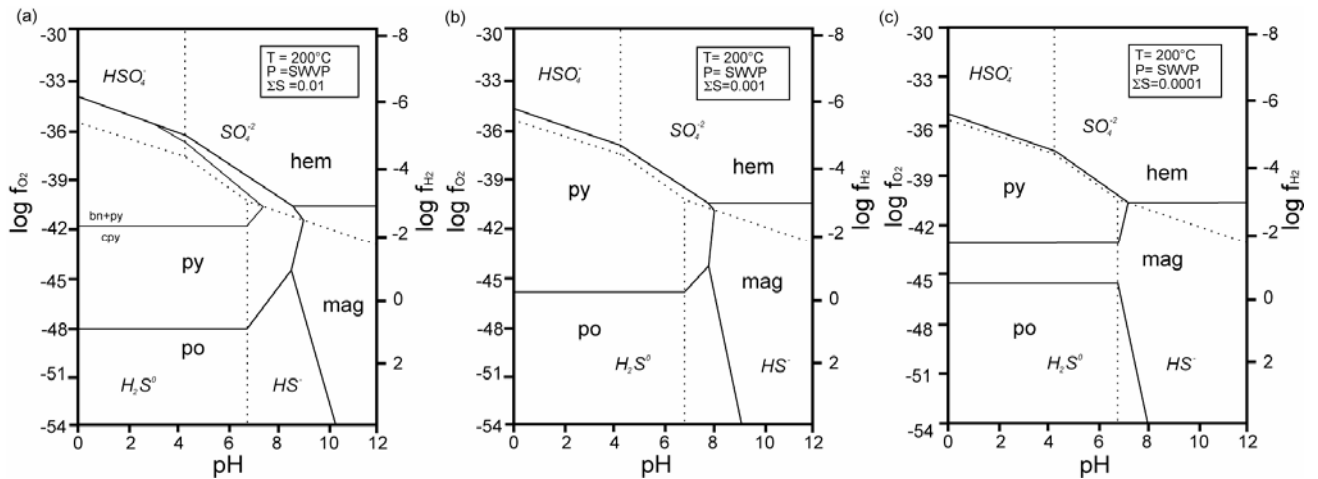


**Figura 1.6:** Diagrama ternario composicional para óxidos de Fe-Ti. Además de los miembros extremos FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub>, se ilustran las series de solución sólida correspondientes: magnetita-ulvoespinel (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Fe<sub>2</sub>TiO<sub>4</sub>); ilmenita-hematita (FeTiO<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) y pseudobrookita-ferropseudobrookita (Fe<sub>2</sub>TiO<sub>5</sub>-FeTi<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Modificado de O'Reilly, 1984)

En una roca afectada por alteración hidrotermal, la génesis de los óxidos de Fe-Ti está ligada principalmente a dos variables: *la mineralogía de la roca huésped y la composición y condiciones fisicoquímicas del fluido hidrotermal*. En el primer caso, esta variable controla en parte la disposición catiónica dentro de la roca huésped, como el Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> y Ti<sup>4+</sup> así como la disponibilidad de aquellos cationes capaces de modificar las condiciones del fluido que produce alteración por medio de reacciones de intercambio químico y/o precipitación de minerales (*buffer*). Por lo tanto puede implicar de la misma forma el control de las eventuales transformaciones de los minerales de Fe-Ti primarios respecto a las nuevas condiciones fisicoquímicas impuestas por el fluido (Reed, 1997). A modo de ejemplo, para alteración selectiva, o bien asociado a oxidación deutérica, un óxido de Fe-Ti primario como la ilmenita responderá reequilibrándose respecto a las nuevas condiciones presentando exsoluciones y reacciones de intercambio. Estas reacciones, si las condiciones de actividad de sílice y calcio en la solución hidrotermal son las adecuadas, puede producir reemplazos parciales por esfero de la ilmenita (CaTiSiO<sub>5</sub>, Haggerty, 1991).

La segunda variable de relevancia que puede favorecer la depositación, alteración o destrucción de la mineralogía ferromagnética se relaciona a parámetros como la temperatura (T), estado de oxidación (eH), acidez (pH), fugacidad de oxígeno (f[O<sub>2</sub>]), actividad de azufre (a<sub>S</sub>) y

cationes componentes disueltos en un fluido hidrotermal (Andersen & Lindsley, 1988; Lindsley, 1991; Wood, 1998). Esto es mostrado en la figura 1.7, en la cual, a condiciones experimentales específicas, una variación de la concentración de azufre en el sistema hidrotermal genera un cambio en la definición del gráfico de fases Fe-O-S-H, influyendo directamente en las condiciones de acidez y estado de oxidación a las que los óxidos y sulfuros de hierro presentan estabilidad.

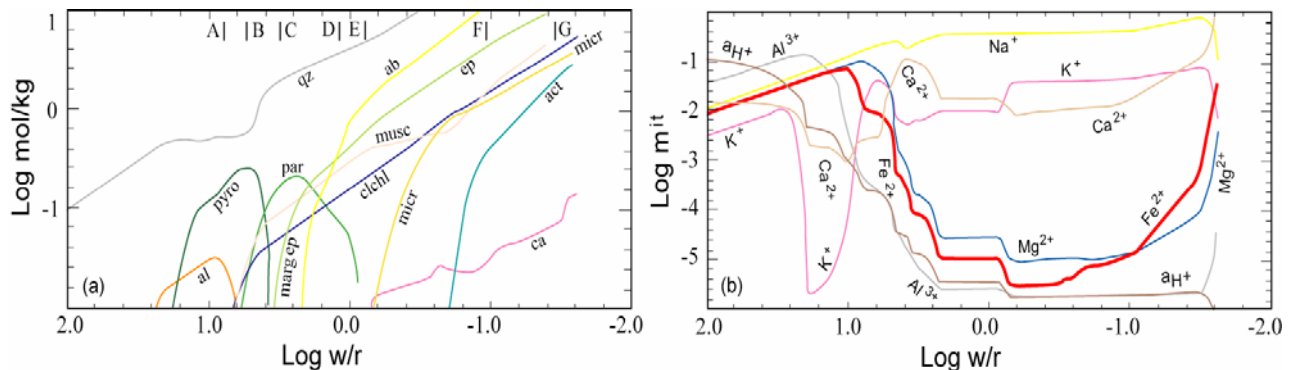


**Figura 1.7:** Gráficos pH versus  $f_{O_2}$  para Fe-S-O-H a 200°C, presión de vapor saturado en agua (SWVP). (a) Para  $\Sigma S=0.01$ ; (b)  $\Sigma S=0.001$  y (c)  $\Sigma S=0.0001$  (Tomados de Wood, 1998). Se observa claramente la diferencia de los campos de estabilidad de fase para los tres casos, así como la dependencia de la depositación de magnetita y/o hematita del estado de oxidación del azufre, teniendo en cuenta que las fronteras de fase entre los minerales de hierro tienen distintas reacciones de equilibrio. Por ejemplo, en presencia de  $H_2S^0$  la frontera po-py está representada por la reacción  $FeS + 0.5O_2(g) + H_2S^0 = FeS_2 + H_2O$ ; en cambio si domina el  $HS^-$ , la ecuación de paso entre ambos minerales es  $2FeS + 2H^+ + 0.5O_2(g) = FeS_2 + H_2O(l) + Fe^{2+}$ . Las abreviaciones utilizadas son las siguientes: py-pirita; po-pirrotina; mag-magnetita; hem-hematita.

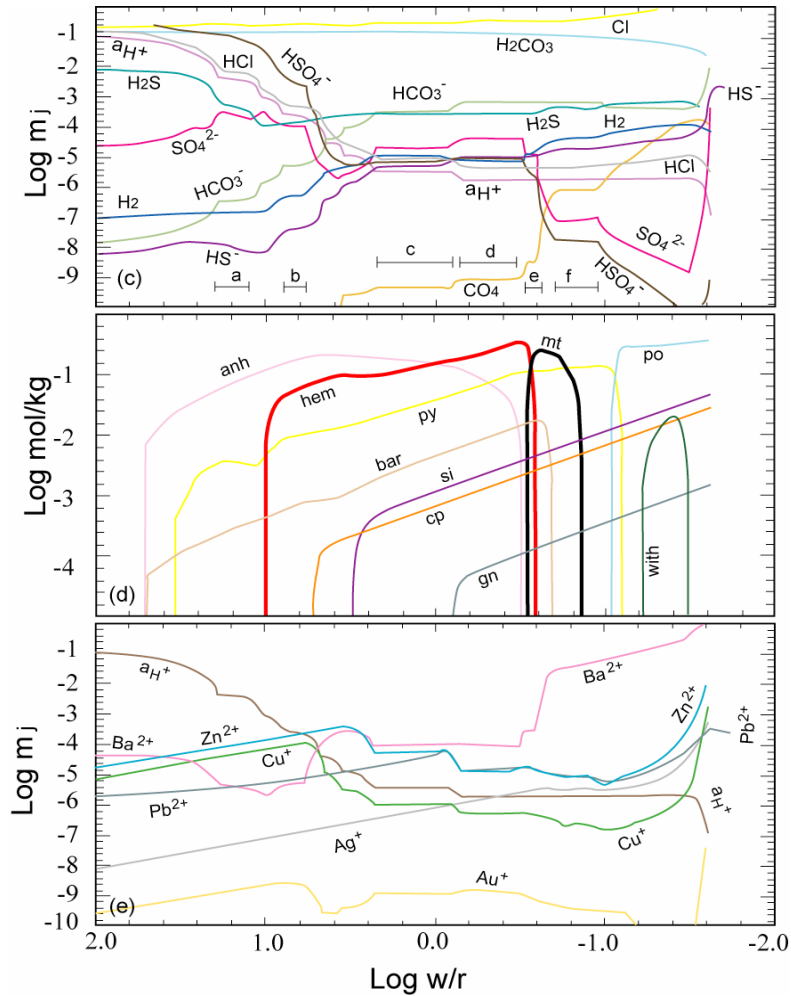
Los gráficos experimentales anteriores reproducen sólo una combinación de parámetros fisicoquímicos dentro del espectro en que puede desarrollarse un sistema hidrotermal, lo que sugiere que la complejidad asociada a la génesis de un pórfido cuprífero es capaz de generar asociaciones de minerales ferromagnéticos complejas. Por lo tanto, considerando que la suma “roca huésped” + “fluido hidrotermal” controla la composición y abundancia de óxidos de Fe-Ti presentes en una roca mineralizada, es importante identificar los efectos químicos que produce un proceso hidrotermal determinado, así como la asociación mineralógica correspondiente a los fenómenos hidrotermales registrados. Esto permite analizar los resultados magnéticos obtenidos en estas rocas alteradas asignándolos a un mineral dentro de la secuencia paragenética del yacimiento.

### 1.4.2.2 BUFFERS DE OXIDACION

Algunas condiciones fisicoquímicas dentro de un sistema hidrotermal no tienen variabilidad lineal, manteniéndose dentro de un intervalo dependiendo de la disponibilidad de un catión de balance que logra mantener estos parámetros fijos (como  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$ ) o bien, del cambio de una asociación de minerales de alteración. Es el caso de variables como el pH y el eH (estado de oxidación) del fluido, controlados por las *series de minerales buffer*. El conocimiento de las condiciones que influyen en la génesis de una asociación buffer implica la caracterización directa de los óxidos de Fe-Ti que depositados por un proceso hidrotermal, dada la respuesta del catión  $Fe^{2+}$  respecto a un buffer específico (Fig. 1.8.c). Además, la presencia de minerales correspondiente al gráfico de fases Fe-S-O-H, en conjunto con la reducción de sulfatos son decisivos para la determinación de las series de minerales buffer redox (Fig. 1.8.c y d). Es importante tener en cuenta que para las asociaciones buffer las consideraciones presentadas en la subsección anterior también son válidas, *i.e.*, son controladas por el tipo de roca huésped y por parámetros termodinámicos como la temperatura (Fig. 1.8). Tanto la *permeabilidad* como la *razón agua/roca* ligadas a la roca huésped son factores que inciden, entre otros parámetros, en el área total de superficie a alterar y, por ende, en la disponibilidad de cationes y reacciones de equilibrio-neutralización que se producirán durante el paso del fluido hidrotermal.



**Figura 1.8:** Reacción de una roca de composición andesítica al ser sometida al paso de un gas magmático ácido condensado diluido a 300°C (Tomado de Reed, 1997). En (a) se ilustra los principales minerales de alteración respecto al fluido inicial. (b) corresponde al pH y la molalidad total de los cationes mayores de la fase acuosa. Para caracterizar la variación escalonada del pH en este grafico (ligada justamente a los buffer), basta observar la curva correspondiente a la actividad de  $H^+$ . El consumo y/o concentración del resto de los cationes depende de la cristalización de las especies minerales indicadas en (a). En este estudio el catión de interés es el  $Fe^{2+}$ , para el que se presentan quiebres respecto a su composición en el fluido conectados tanto a la depositación de silicatos, como la clorita ( $[Mg,Al,Fe]_6[Si,Al]_4O_{10}[OH]_8$ ), epidota ( $Ca_2[Al,Fe]_3[SiO_4]_3[OH]$ ) y biotita ( $K[Mg,Fe]_3[Si_3Al]O_{10}[OH,F]_2$ ), pero principalmente relacionados a la reducción de sulfatos magmáticos a sulfuros dependiente de la oxidación de  $Fe^{2+}$  a  $Fe^{3+}$ , precipitando como magnetita ( $FeO \cdot Fe_2O_3$ ) y hematita ( $Fe_2O_3$ ).

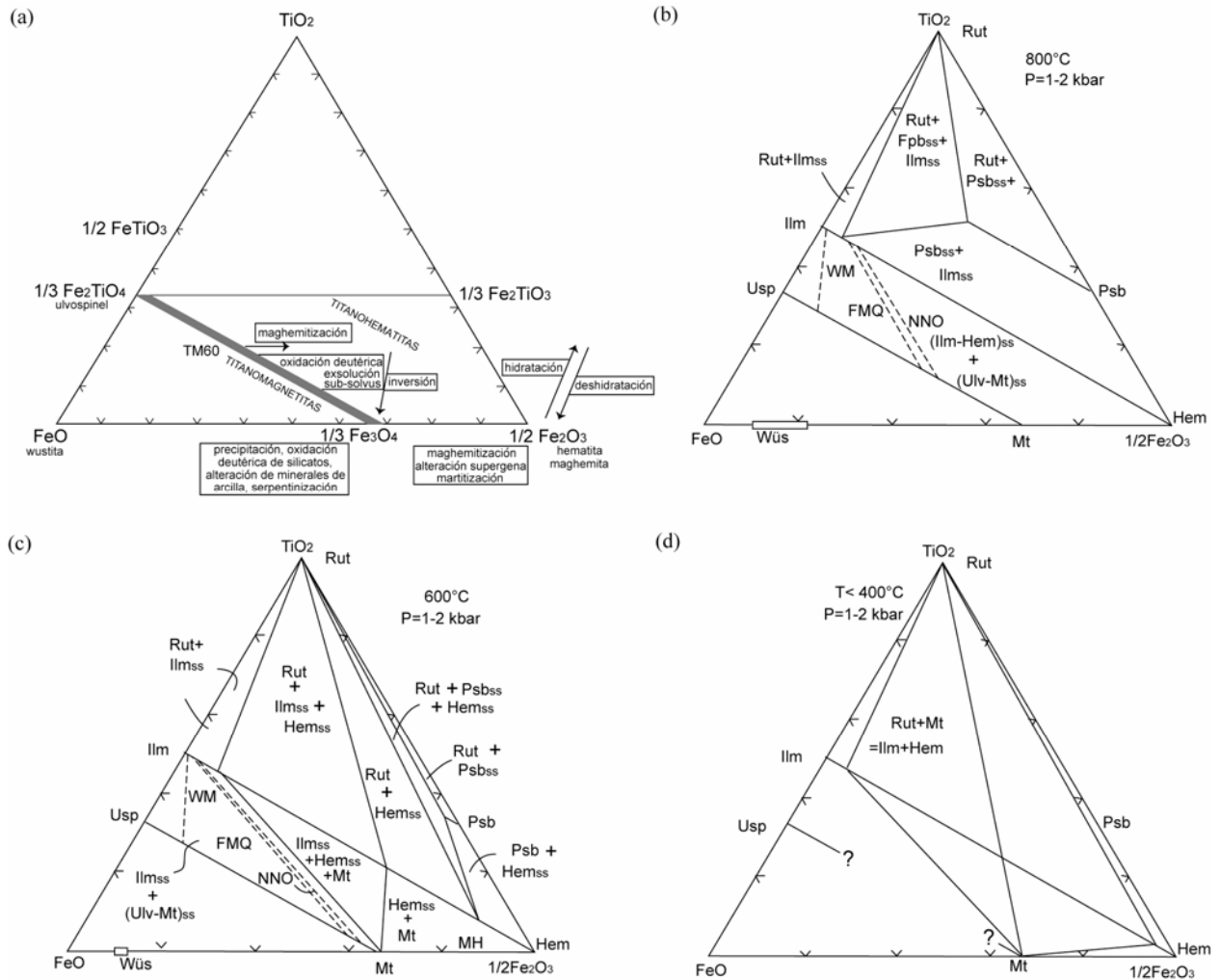


**Figura 1.8 (cont.):** Evolución del fluido descrito a través del paso en roca huésped respecto a : (c) Molalidades de especies ácido-base y redox seleccionadas. (d) Óxidos, sulfuros y sulfatos de alteración. (e) Molalidad total para metales de mena en fase acuosa. Como se indicó anteriormente, el contenido de  $Fe^{2+}$  en el fluido tiene directa relación con el de los ligantes  $SO_4^{2-}$  y  $H_2S$ , capaces de controlar estados redox del sistema involucrado en la depositación de pirita y sulfuros de metales base. Cabe destacar que la trayectoria de  $Cu^{2+}$  muestra cierta semejanza con  $Fe^{2+}$ , mostrando su relación directa y/o el control que ejerce este catión en las condiciones de precipitación de minerales de Cu. A modo de ejemplo, es posible visualizar que algunos buffer dentro de su reacción de equilibrio incluyen de forma directa la participación de óxidos y sulfuros de Fe (grafico (d)), como es el caso del *buffer a*, sujeto al equilibrio entre pirita con  $HSO_4^{2-}$  y  $Fe^{2+}$ ; los *buffer c* y *d*, dependientes del equilibrio hematita-pirita; el *buffer e*, correspondiente a hematita-magnetita, que se termina con la disolución de toda la hematita y el *buffer f* que incluye dentro de su serie mineralógica a la magnetita. Es importante tener en cuenta que estos buffer también poseen otros tipos de restricciones, acopladas tanto al pH como a la actividad de ciertos cationes.

De lo anterior se puede deducir que para comprender la relación de una asociación mineralógica específica con ciertas propiedades magnéticas presentadas es imprescindible establecer una correlación entre los óxidos de Fe-Ti y los minerales de alteración identificados, permitiendo interpretar su contribución a la señal magnética asociada a las rocas mineralizadas. Un detalle de estas propiedades y sus bases teóricas son discutidos en el ANEXO A, sección 7.

#### 1.4.2.3 ESTADOS DE OXIDACION DE LOS OXIDOS DE Fe-Ti

La génesis de los óxidos de Fe-Ti, y, por consiguiente, de los minerales magnéticos en un sistema hidrotermal está ligada principalmente a tres variables: (1) *temperatura*, (2) *mineralogía de la roca de caja*, y (3) *composición y condiciones químicas del fluido hidrotermal*. Ya que un evento de alteración hidrotermal es de naturaleza metasomática, impondrá modificaciones mineralógicas en la roca y, por consiguiente, a los minerales preexistentes. Un paralelo entre los efectos del hidrotermalismo respecto a otros procesos naturales susceptibles de modificar la mineralogía ferromagnética se observa en la figura 1.9, donde los miembros del diagrama ternario FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> y sus variaciones evidencian la sensibilidad de las fases finales de los óxidos de Fe-Ti en base a los cambios de aquellos parámetros termodinámicos involucrados. Por otra parte, si sólo considerando los fenómenos hidrotermales de mayor temperatura (600-350°C) asociados a la formación de un yacimiento tipo pórfido cuprífero, los diagramas de estabilidad de fase para óxidos de Fe-Ti sufre transformaciones (Fig. 1.9.b, c y d). A su vez, ya que los desequilibrios del “ambiente” son grabados por estos minerales, se puede estimar su estado de oxidación según el análisis de Buddington y Lindsley (1964), obteniendo información de la mineralogía magnética ígnea del sistema en base a la reconstrucción cualitativa de los procesos de oxidación que afectan la roca (tabla 1.3). Bajo los supuestos anteriores, se puede interpretar una correlación entre cierta asociación mineralógica representativa de un evento de alteración hidrotermal y una familia específica de minerales magnéticos.



**Figura 1.9:** (a) Diagrama ternario correspondiente a distintos fenómenos susceptibles de producir cambios de las asociaciones mineralógicas existentes en una roca al ser sometidas a nuevas condiciones impuestas por un evento geológico posterior. En el diagrama se indica la composición intermedia  $\text{Fe}_{2.4}\text{Ti}_{0.6}\text{O}_4$  (TM60) ya que, desde este punto hasta el miembro extremo  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  de la solución sólida de las titanomagnetitas, son composiciones apropiadas para la generación por oxidación de miembros de la serie de las titanomaghemitas. (b), (c) y (d) Cambio de asociaciones mineralógicas en el diagrama de fases para los óxidos de Fe-Ti respecto a la temperatura. Los diagramas representan temperaturas de 800, 600 y 400°C a presiones de 1-2 kbar, semejantes a las asociadas a emplazamiento de intrusivos porfíricos (6-7 km.; 3.3 km ~1kbar). Las líneas segmentadas en (b) y (c) indican la coexistencia de  $(\text{Mt-Ulv})_{\text{ss}}$  y  $(\text{Hem-Ilm})_{\text{ss}}$  bajo las condiciones de fugacidad de oxígeno del buffer indicado (WM: Wustita-Magnetita; FMQ: Cuarzo-Fayalita-Magnetita; NNO: Níquel-NiO). Se observa además la tendencia desde  $(\text{Fps-Psb})_{\text{ss}}$  hacia Psb con el descenso de la temperatura (a) Modificado de O'Reilly, 1984; (b), (c) y (d) modificados de Linsdley, 1991)

**Tabla 1.3:** Resumen de las características químico-ópticas de los estados de oxidación progresivos para la titanomagnetita e ilmenita (basado en Haggerty, 1991).

<i>Mineral</i>	<i>Estado de oxidación</i>	<i>Características</i>	<i>Reacciones</i>
<b>Oxidación de titanomagnetita primaria</b>	C1	Mt-Ulv <sub>SS</sub> ópticamente homogénea.	
	C2	S.S. enriquecida en magnetita con baja densidad de ilmenita “lamellar” exsuelta paralela al plano {111}.	$6\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 = 6\text{FeTiO}_3 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$
	C3	Titanomagnetita pobre en Ti, con un aumento de la densidad de “ilmenita lamellar” exsuelta paralela al plano {111} del mineral huésped.	$4\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{O}_2 = 4\text{FeTiO}_3 + 2\text{Fe}_2\text{O}_3$
<b>Oxidación de intercrecimientos de titanohematita-ilmenita</b>	C4	<i>Primeros estados:</i> textura “moteada” de los intercrecimientos de ilmenohematita, asociada a diminutas exsoluciones de espinel y desarrollo de ferri-rutilo en ilmenita. <i>Estados más avanzados:</i> La metailmenita es más clara (Hem <sub>SS</sub> ) y la titanomagnetita cambia hacia colores café oscuro (Mt <sub>SS</sub> ). Aumentan los reflejos internos de la meta-ilmenita, con grados variables de anisotropía. Hay una orientación de los lentes de ferri-rutilo paralelo a las láminas de metailmenita (0001). El centro de las zonas con ilmenita lamellar está más afectado que los bordes.	Lamellas similares a estado de oxidación R2 y R3 en ilmenita
	C5	Desarrollo de Rt+TitanoHem <sub>SS</sub> . Ferri-rutilo persiste en zonas menos oxidadas. El rutilo y la titanohematita se desarrollan extensivamente en zonas con metailmenita lamellar. Los contactos aserrados entre planos lamellares exsueles y la titanomagnetitas son más pronunciados que en estado C4. A estados más avanzados, comienza a desarrollarse exsoluciones en la titanomagnetita y los contactos tienen forma de frentes de reemplazo	Equivalente a estado de oxidación R5 de ilmenita
	C6	Desarrollo incipiente de P <sub>sbSS</sub> desde rutilo+titanohematita a lo largo de los planos {111} relictos. El desarrollo de lentes de rutilo es mas fino que para el estado de oxidación R5 en ilmenita.	P <sub>sbSS</sub> +Rt+titanoH <sub>tSS</sub>
	C7	Es el estado más avanzado de oxidación del espinel original. La P <sub>sbSS</sub> típicamente muestra dos texturas distintivas: lámellas pseudomorfas respecto al plano {111} o intercrecimientos de <i>textura grafica</i> con titanohematita. Estas texturas dependerán por una parte, de la exsolución lamellar extensiva de ilmenita-hematita en el primer caso, o por otra parte, del desarrollo de exsoluciones de tipo sándwich o compuesto, donde la estructura espinel sigue manteniendo grandes concentraciones de Ti.	P <sub>sbSS</sub> + H <sub>tSS</sub>



Tabla 1.3: Continuación

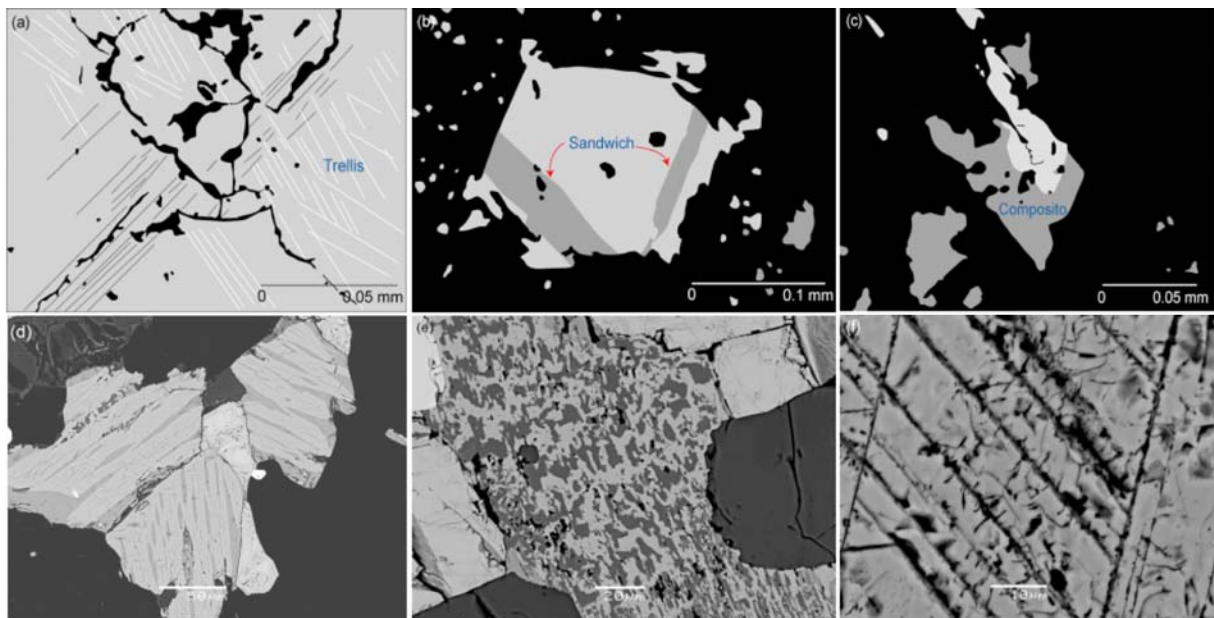
<b>Oxidación de ilmenita primaria</b>	R1	Ilmenita homogénea	
	R2	Incremento de la reflectividad y cambio de color. Desarrollo de lentes sigmoidales de rutilo a lo largo de los planos {0001} y {01 $\bar{1}1$ } de la ilmenita. Hay una tendencia de las lámellas a ser más gruesas respecto al plano {0001}	Ilm férrica+Rt férrico
	R3	Los lentes comienzan a engrosarse y a ser más abundantes, con cambios de color, reflectividad y anisotropía. Las exsoluciones de forma sigmoidal dan origen a una textura conocida como <i>syneusis</i> .	Rt férrico+ (Ilm ferrica)
	R4	Más complejo que R3 y R5. Ilmenita y titanohematita están presentes como mineral huésped en proporciones similares. Rutilo férrico y rutilo ocurren como lentes sigmoidales o como finas lámellas, orientadas respecto a los planos {0001} y {01 $\bar{1}1$ } de la ilmenita. La composición de las fases descritas es altamente variable	Rt+titanoHt+Rt férrico+Ilm férrica
	R5	Desarrollo extensivo de rutilo y titanohematita, con un blanqueamiento de este último producto del aumento de Fe <sup>3+</sup> y la pérdida de TiO <sub>2</sub> . Los lentes de rutilo férrico son bien definidos y con un fuerte control cristalográfico.	Rt+titanoHt
	R6	Desarrollo de P <sub>sbSS</sub> en base a la asociación mineralógica R5. En estados incipientes aparece en fracturas y bandas de granos, pero si la oxidación se intensifica, reemplaza regiones más centralizadas del grano, con preferencia por los lentes de rutilo. Las formas lenticulares bien definidas de los estados R3-R5 son destruidas por las formas de la P <sub>sbSS</sub> , con un reemplazo raramente completo.	Rt+titanoHt+(P <sub>sbSS</sub> )
	R7	Predominancia de P <sub>sbSS</sub> . Tienden a presentarse fantasmas de rutilo férrico y, en algunos casos, inclusiones de rutilo+hematita con textura de “gotas” o sub-gráfica.	P <sub>sbSS</sub> = (Rt+titanoHt)

Otras de las características fundamentales de las titanomagnetitas corresponden a las texturas de oxidación ligadas a exsolución y/o intercrecimiento con ilmenita. Estas son:

(a) *Tipo trellis*: Dado que el plano {111} del espinel es cercano al plano {0001} de la ilmenita, por efectos de oxidación-exsolución tiende a aparecer ilmenita lamellar a lo largo del plano {111} de la titanomagnetita. Es común que exista también una transición desde el estado descrito ( $<1-10\ \mu\text{m}$ ) a láminas respecto a todos los sets de planos octaedrales de la estructura (Fig. 1.10.a).

(b) *Tipo Sándwich*: Bandas espesas de ilmenita ( $25-50\ \mu\text{m}$ ) a lo largo de un arreglo de planos octaedrales. No son abundantes dentro de un mismo cristal y, en algunos casos, puede existir una sola banda. Muestran contactos bien definidos con la titanomagnetita y pueden coexistir con texturas tipo trellis, pero están raramente en contacto con inclusiones de tipo compósitos, con una secuencia paragenética entre ambas indeterminada (Fig. 1.10.b).

(c) *Tipo compósito*: Corresponden a inclusiones euhedrales-subhedrales de ilmenita presentes en titanomagnetita, con contactos bien definidos respecto a su mineral huésped. Ocasionalmente muestran orientación respecto a planos determinados. Pueden tener un origen magmático o bien, ser producto de oxidación-exsolución de  $\text{Mt-Usp}_{\text{SS}}$  (Fig. 1.10.c).



**Figura 1.10:** Texturas de exsolución-oxidación-reemplazo de óxidos de Fe-Ti primarios. (a) Exsolución de ilmenita en titanomagnetita tipo (a) trellis. (b) sándwich y (c) compósito. (d), (e) y (f) microfotografías de texturas de oxi-exsolución más avanzadas. (d) textura syneusis ( $\text{Ilm}_{\text{SS}}\text{-Hem}_{\text{SS}}$ ) de apariencia atigrada. (d) Textura gráfica ( $\text{Rut}+\text{Hem}_{\text{SS}}+\text{Psb}$ ). (f) Martitización: la oxidación permite visualizar los planos {111}. (a, b y c) modificado de Haggerty (1991). (d, e y f), este trabajo.

#### 1.4.2.4 IMPLICANCIAS MAGNETICAS DE LAS EXSOLUCIONES: *Inversión de la magnetización y magnetización lamellar*

Las diferentes transformaciones antes mencionadas no sólo tienen consecuencias relacionadas a la composición de las fases mineralógicas; también afectan las propiedades magnéticas de la roca a consecuencia directa tanto del cambio químico-estructural y del tamaño de los minerales de Fe-Ti. Basta recordar, a modo de ejemplo, que la formación de dominios es función de este parámetro y que a su vez la coercividad de la intensidad de magnetización de un mineral depende del número de dominios magnéticos dentro del mineral. Dos efectos producidos por estos cambios a minerales ferromagnéticos de naturaleza primaria son los llamados *inversión de la magnetización y magnetismo lamellar*. Estos efectos son descritos en detalle a continuación, con el fin de ejemplificar los efectos magnéticos que son capaces de producir los desequilibrios fisicoquímicos que involucra la alteración hidrotermal. Ambos tópicos son de amplio debate hasta hoy.

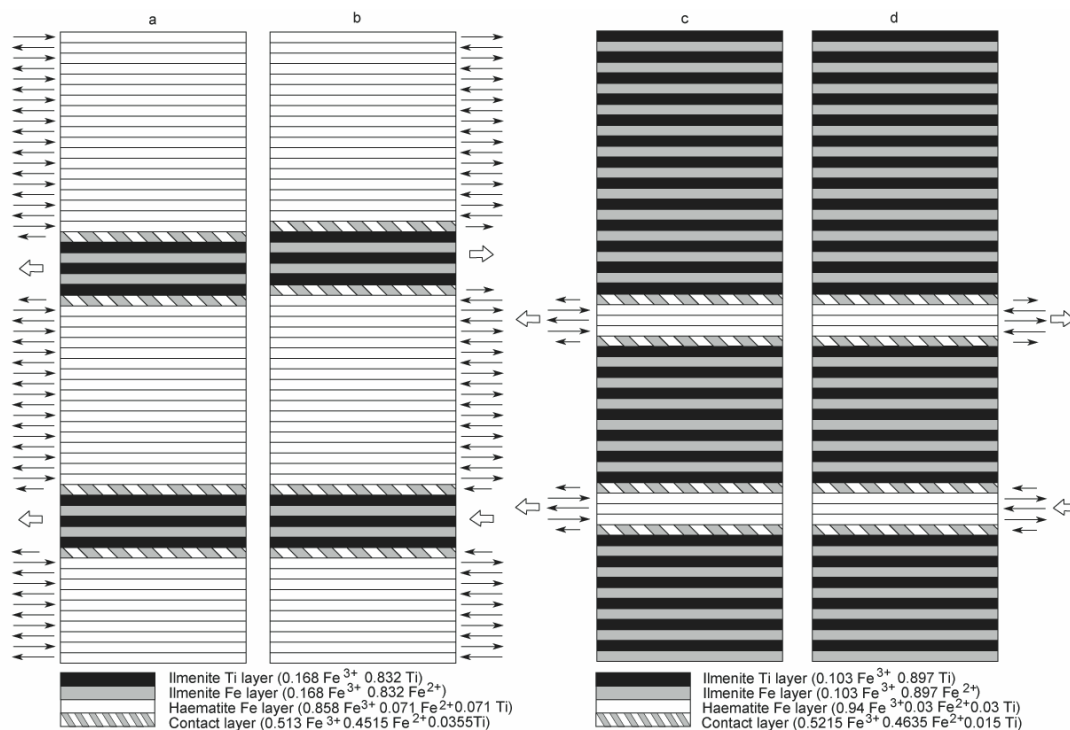
##### *Magnetización Termorremanente Invertida*

Este fenómeno está asociado al mecanismo de acoplamiento antiferromagnético entre una fase de baja temperatura de Curie ( $T_c$ ) fuertemente magnética y una fase de mayor  $T_c$  y de menor coercividad (Dunlop, 1990). Al enfriarse, la fase de mayor  $T_c$  atrapa una magnetización alineada paralelamente al campo magnético aplicado, pero al alcanzar la  $T_c$  de la segunda fase, esta muestra un alineamiento antiparalelo respecto a la fase de mayor temperatura, por lo tanto la magnetización resultante es antiparalela al campo magnético aplicado (Harrison & Putnis, 1995). Por ejemplo, en el caso de las titanohematitas, la exsolución de miembros ricos en hierro para sistemas con fracciones de  $\text{Ilm} < 50\%$ .

##### *Magnetización Lamellar*

Este tipo de magnetismo ha sido fuente de intensa investigación en la última década (Robinson et al., 2002; Robinson et al., 2004; McEnroe & Brown, 2000; McEnroe et al., 2001; entre otros), ya que puede explicar valores inusuales de intensidad de magnetismo remanente en rocas de enfriamiento lento donde no existen miembros ferrimagnéticos asociados a la serie  $\text{Ilm-Hem}_{\text{SS}}$  primarios, como por ejemplo en una roca volcánica. En este caso se propone que las exsoluciones lamellares de  $\text{Ilm}_{\text{SS}}\text{-Hem}_{\text{SS}}$  producidas por fenómenos de oxidación y reequilibrio en la roca son capaces de generar un comportamiento ferrimagnético, ya que las superficies de contacto entre

zonas enriquecidas en  $\text{Fe}^{3+}$  y empobrecidas en  $\text{Ti}^{4+}$  y viceversa no son abruptas, sino que tienen una composición transicional entre ambos miembros exsueitos, generando un vector magnético resultante, que sumado al asociado a otras capas dan origen al ferrimagnetismo observado (fig. 1.11).



**Figura 1.11:** Modelo de magnetismo lamellar multicapa (tomado de Robinson et al., 2002). Las columnas a y b corresponde a hematita como mineral huésped; c y d, a ilmenita. Las flechas oscuras muestran el vector magnético resultante de cada capa catiónica. Las flechas abiertas representan el vector magnético resultante de cada lámina. El modelo corresponde a una *Simulación de Monte Carlo*, con un número de capas catiónicas y lamellas variables, que permite modelar el comportamiento de las exsoluciones de las titanohematitas, donde la presencia o ausencia de un vector resultante dependerá del número de láminas total del modelo, el número de láminas exsueitas, su composición y el lugar dentro del modelo de láminas, considerando que entre las sub-estructuras A y B (capas alternadas) el comportamiento es antiferromagnético.

### 1.4.3 PALEOMAGNETISMO Y MINERALOGIA MAGNETICA EN YACIMIENTOS DE ORIGEN HIDROTHERMAL

Las investigaciones respecto de la aplicación del paleomagnetismo en rocas mineralizadas son escasas. Esto se relaciona principalmente con la génesis hidrotermal compleja de los depósitos minerales, requiriendo estudios minuciosos de orden magnético-mineralógicos para determinar el mineral portador de la magnetización. En Chile se han efectuado estudios preliminares de este tipo en los yacimientos tipo pórfido cuprífero *Chuquicamata*, *El Teniente* y *Los Pelambres*

(Faúndez, 2002; Astudillo, 2003; Tapia et al., 2005), cuyo principal objetivo se relacionó a la factibilidad de desarrollar un estudio paleomagnético de mayor detalle en cada depósito, con la entrega de resultados parciales respecto de los efectos de la alteración sobre las propiedades magnéticas originales de la roca huésped. En yacimientos tipo Kiruna e IOCG (*El Romeral* y *El Laco*, respectivamente) las interpretaciones se sustentan principalmente en la correlación establecida entre la composición-tamaño de los minerales de mena (titanomagnetita/magnetita y hematita) y su dependencia de los fenómenos magmático-hidrotermales presentes en cada depósito (*ver* Bookstrom, 1977; Nystrom & Henríquez, 1994; Naslund et al., 2002, entre otros), permitiendo definir la contribución del magnetismo remanente natural y/o inducido en el modelamiento de anomalías magnéticas (Alva-Valdivia, 2003 a y b). Un planteamiento similar para el yacimiento *La Candelaria* ha sido propuesto por Taylor (2000) y la subsecuente discusión formulada por Roperch et al. (2001).

Este método también ha sido aplicado en otros depósitos de cobre: *Mantos Blancos* y *Manto Verde* (Tassara et al., 2000; Ramírez et al., *in prep*), que evidencian un fuerte control litológico-hidrotermal de su respuesta magnética. Es el caso de las brechas hidrotermales, donde la abundancia relativa de especularita y/o hematita influye directamente en los valores de MRN presentados por esta unidad. Para el distrito *Carolina de Michilla*, si bien la alteración hidrotermal se relaciona a la depositación de magnetita y hematita, magnéticamente es imposible diferenciar el cuerpo mineralizado de la roca de caja (lavas no mineralizadas, Townley et al., 2007).

Estudios tectónicos recientes basados en datos paleomagnéticos obtenidos desde yacimientos de Zn-Pb han sido realizados en Alaska (*Red Dog*, Lewchuk et al., 2004), Canadá (*Navan*, Symons et al., 2002) e Irlanda (*Pillara mine*, Symons et al., 2005), así como en depósitos de Mn (*Kalahari field*, Evans et al., 2001). Para estos depósitos las consideraciones magnetoestratigráficas derivadas de los eventos de alteración hidrotermal registrados en la roca huésped son indispensables, ya que la interpretación se realiza en base a su correlación con la geocronología del yacimiento. Esta herramienta, en conjunto a análisis magnético-mineralógicos, ha contribuido además al modelamiento magnético de yacimientos de fierro-apatito en México (*El Encino*, *Las Truchas*, *Peña Colorada*, *Cerro de Mercado* y *Distrito Naica*. Alva Valdivia et al., 1995; 1998; 2001; 2003).

## CAPITULO 2:

### *ALTERACION HIDROTERMAL, PROPIEDADES MAGNETICAS Y MINERALOGIA FERROMAGNETICA DEL YACIMIENTO TIPO PORFIDO CUPRIFERO CHUQUICAMATA Y GRANITOIDES ALTERADOS (Bloque este de la mina)*

- Antecedentes Geológicos*
- Petrografía y Alteración Hidrotermal del yacimiento e intrusivos encajantes*
- Resultados Magnético-Mineralógicos*
- Discusiones*

## 2.1 UBICACIÓN Y GENERALIDADES

El yacimiento tipo pórfido cuprífero Chuquicamata es el núcleo y depósito principal del distrito homónimo, que constituye una concentración excepcional de Cu, Mo y otros elementos de interés económico a escala regional, y es reconocido como una “anomalía a escala planetaria” (Faunes et al., 2005). Está localizado en la provincia de El Loa, Región de Antofagasta, Chile, en los Andes Centrales ( $22^{\circ}16.5'S$ ;  $68^{\circ}54'W$ ), a 2800-3000 m.s.n.m. (Fig. 2.1). Se ha explotado desde el siglo XIX, inicialmente a pequeña escala en afloramientos de cuerpos oxidados y vetas de minerales de Cu oxidados de alta ley, correspondiente a la expresión superficial del yacimiento. La extracción de mineral en forma industrial se realiza desde 1915, cuando comenzó la explotación por medio de una mina a rajo abierto de los oxidados de Cu diseminados (Faunes et al., 2005). Hasta el año 1997 se estima que 2.035 millones de toneladas métricas (Mt) de mineral de mena han sido extraídos desde el yacimiento, con recursos remanentes estimados en 6.450 Mt con 0.55% de Cu (Ossandón y Zentilli, 1997).



*Figura 2.1:* Ubicación del yacimiento tipo pórfido cuprífero Chuquicamata. También se puede observar la localización de otros yacimientos importantes asociados a la franja Eoceno-Oligoceno del norte de Chile.

## 2.2 GEOLOGIA DEL YACIMIENTO

Considerando los numerosos trabajos realizados en este yacimiento y con el fin de facilitar al lector la exposición de los resultados de esta investigación, en esta subsección se presenta un resumen de algunos aspectos geológicos de la mina Chuquicamata, fundamentales para la comprensión de las interpretaciones basadas en la alteración hidrotermal, su relación con la mineralogía magnética (CAPITULO 2 y 3), así como consideraciones estructurales a nivel local y distrital que sustenten interpretaciones tectónicas derivadas desde el estudio paleomagnético de estas rocas (CAPITULO 4). Para mayor detalle se sugiere consultar el ANEXO B, denominado “*Antecedentes geológicos expandidos de los yacimientos tipo pórfido cuprífero chilenos Chuquicamata y El Teniente*”.

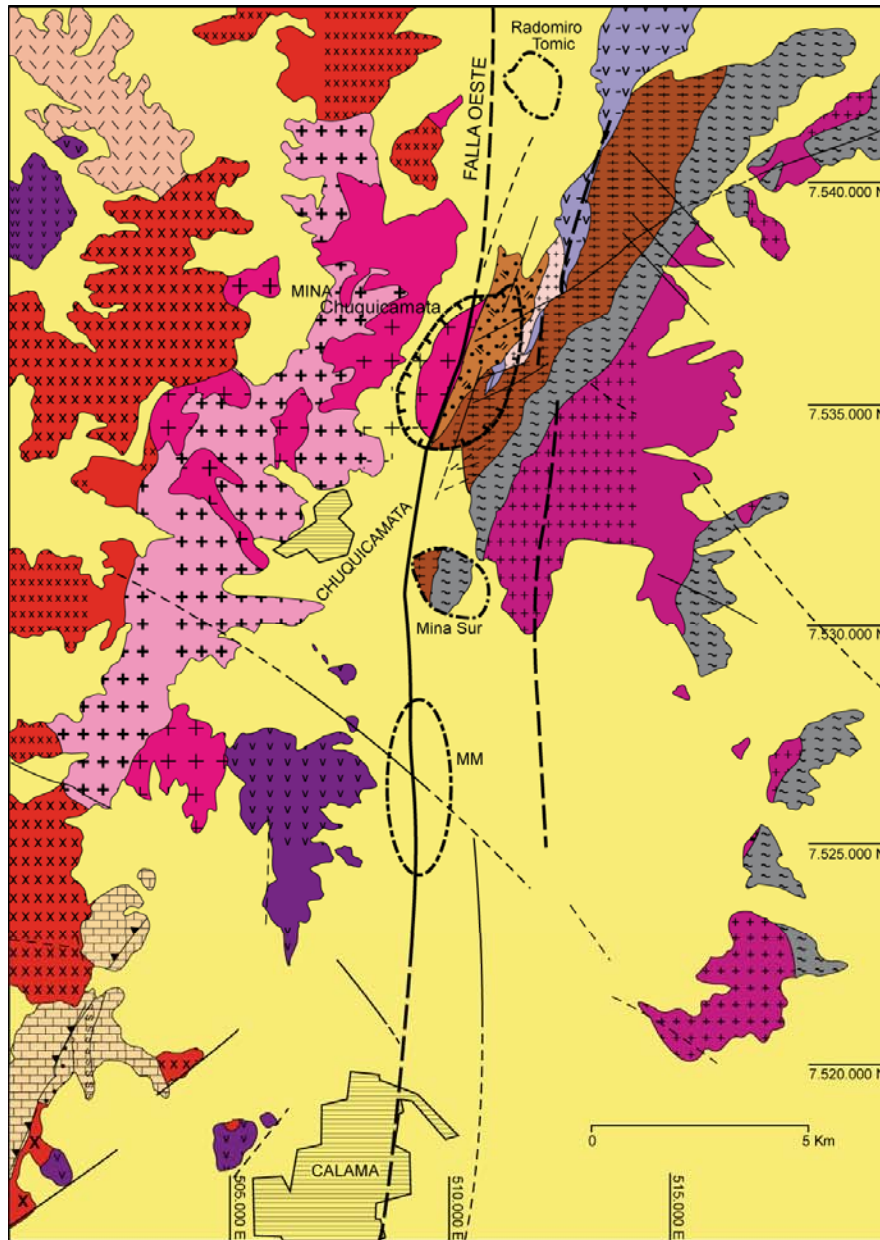
### 2.2.1 MARCO GEOLOGICO LOCAL

El yacimiento tipo pórfido cuprífero Chuquicamata está hospedado en rocas intrusivas terciarias, ligado al emplazamiento de complejos intrusivos Cenozoicos elongados y de orientación noreste (Lindsay, 1997, Fig. 2.2). La roca huésped de la mineralización corresponde a tres unidades porfíricas, con distintas texturas y cantidades variables de plagioclasa, cuarzo, ortoclasa y biotita. Estas unidades son las denominadas: (1) *Pórfido Este*, granodiorítica a monzodiorítica, con abundantes fenocristales fuertemente empaquetados y escasa matriz; (2) *Pórfido Oeste*, monzogranito a granodiorita, con fenocristales espaciados y matriz sacaroidal; y (3) *Pórfido Banco*, monzodiorítico, con una distribución bimodal de tamaño de fenocristales en una matriz afanítica (Aracena, 1981). El intervalo de edades en el que se emplazan estas unidades varía entre los 35.6 a 33.0 Ma (U-Pb en circón; Ballard et al., 2001), siendo el pórfido Este el más antiguo, de mayor distribución volumétrica y el que concentra la mayor parte de los minerales de mena (Fig. 2.3).



Chuquicamata tiene relación espacial y temporal con el Sistema de Fallas de Domeyko (DFZ), específicamente la Falla Oeste, la cual lo corta (Ossandón et al., 2001). Esta falla, subvertical y de rumbo aproximado N-S, pone en contacto el bloque mineralizado en su pared oeste con la *Granodiorita Fiesta* (Fortuna Clara), perteneciente al Complejo Intrusivo Fortuna, con edades aproximadas entre 39.3-36.2 Ma (Ballard, 2002).



La roca encajante del sistema de pórfidos corresponde a intrusivos más antiguos cuyas edades no han sido establecidas con seguridad. Es el caso del *Granito Este*, con edades mínimas entre  $196\pm 6$  y  $189\pm 6$  Ma (K-Ar en roca total, Tomlinson et al., 2001); y la *Granodiorita Elena*, asignada al Cretácico (K-Ar en roca total:  $125\pm 6$  Ma. Ambrus, 1979; Lindsay et al., 1995; Ossandón et al., 2001) y, más recientemente, al Eoceno (Ballard et al., 2001). Igualmente, existen afloramientos de rocas estratificadas mesozoicas (metasedimentitas y metavolcanitas: *Formación Caracoles?*, Lindsay, 1997), y de *depósitos cuaternarios*. La distribución de las diferentes unidades mencionadas, tanto dentro como fuera del rajo, pueden observarse en las figuras 2.2 y 2.3.

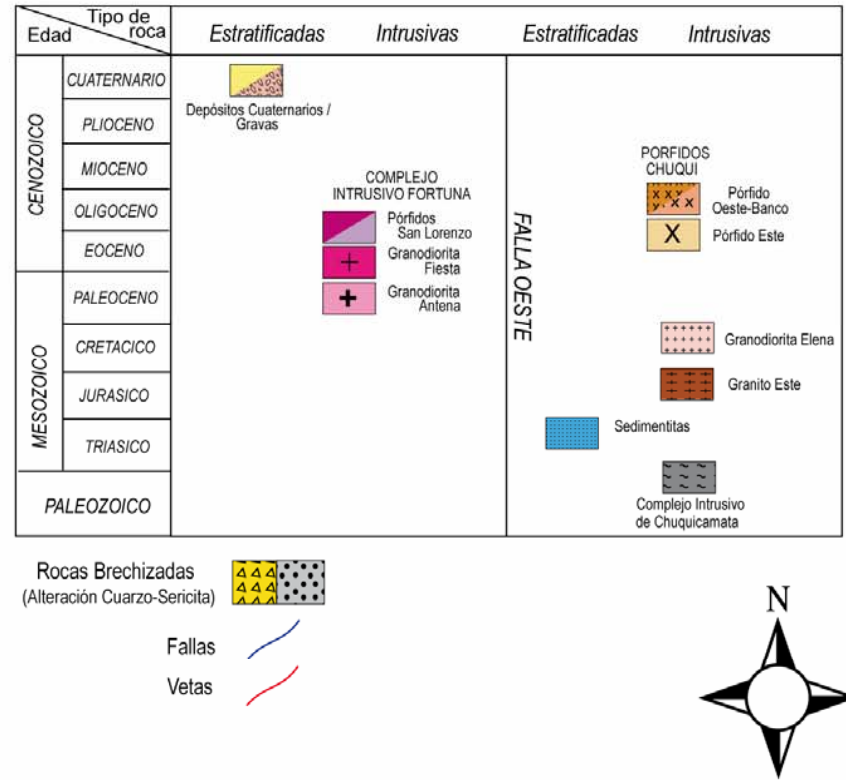
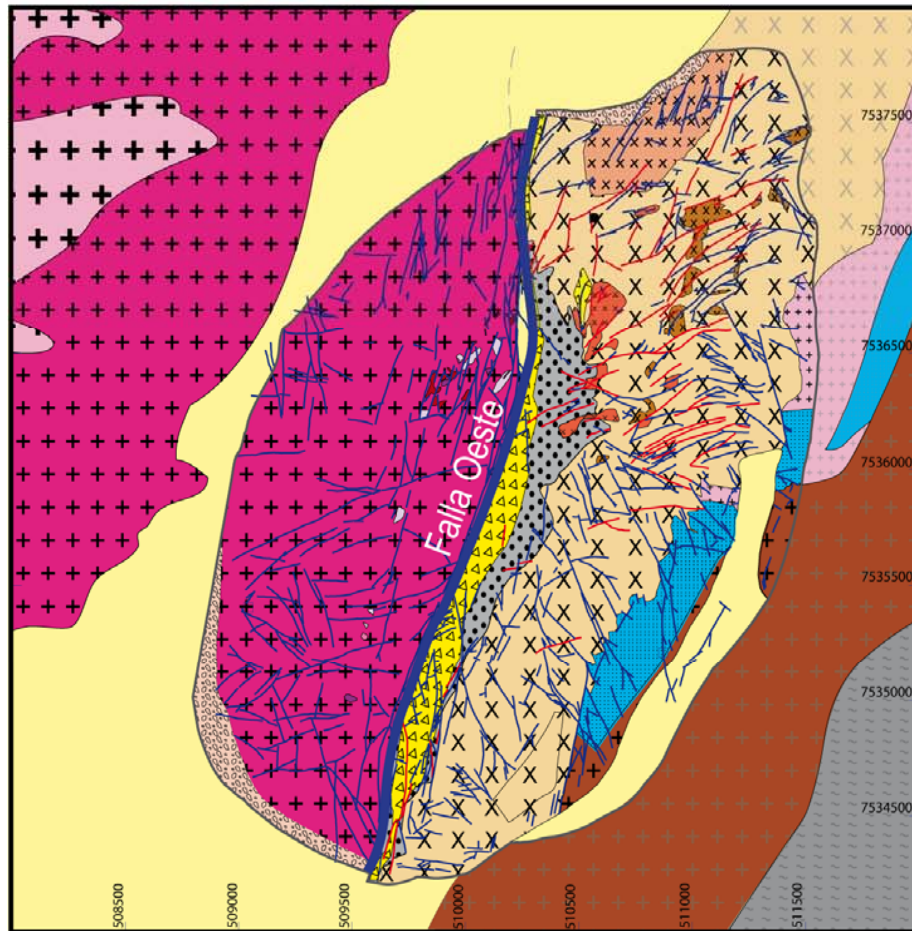


Edad		Tipo de roca			
		Estratificadas	Intrusivas	Estratificadas	Intrusivas
CENOZOICO	CUATERNARIO	Depósitos Cuaternarios			
	PLIOCENO				
	MIOCENO				
MESOZOICO	OLIGOCENO	Complejo Intrusivo Fortuna		Pórfido Chuquicamata	
	EOCENO	Diorita Los Picos			
	PALEOCENO	Complejo Intrusivo Montecristo		Granodiorita Elena	
	CRETACICO			Granito Este	
	JURASICO	Formación Cerritos Bayos	Formación Cerro Empexa		
PALEOZOICO	TRIASICO	Estratos de Quetena		Formación Agua Dulce	
				Granito Mesa	
				Complejo Intrusivo de Chuquicamata	

Alteración Hidrotermal   
 Falla 



**Figura 2.2:** Geología regional del distrito Chuquicamata y sectores aledaños. *Modificado de Chong & Pardo (1993), Lindsay (1997) y Becerra (2001)*



**Figura 2.3:** Geología de la mina Chuquicamata.  
 Modificado de Ossandón et al. (2001).

## 2.2.2 ALTERACION Y MINERALIZACION

El depósito de Chuquicamata tiene forma de un cuerpo tabular vertical alongado en dirección N-S, 4.500 m. de longitud, 800 m. de ancho y al menos 1.500 m de profundidad de acuerdo a Faunes et al. (2005). Los eventos de alteración y mineralización hipógena de Chuquicamata, están agrupados en dos categorías principales (Faunes et al., 2005): (i) *evento temprano de baja sulfidización*, con bajos contenidos de pirita dentro de la asociación de sulfuros y (ii) *evento tardío fílico*, con abundantes minerales sulfurados y pirita. Adicionalmente existió un evento de alteración supérgena (Flores, 1985).

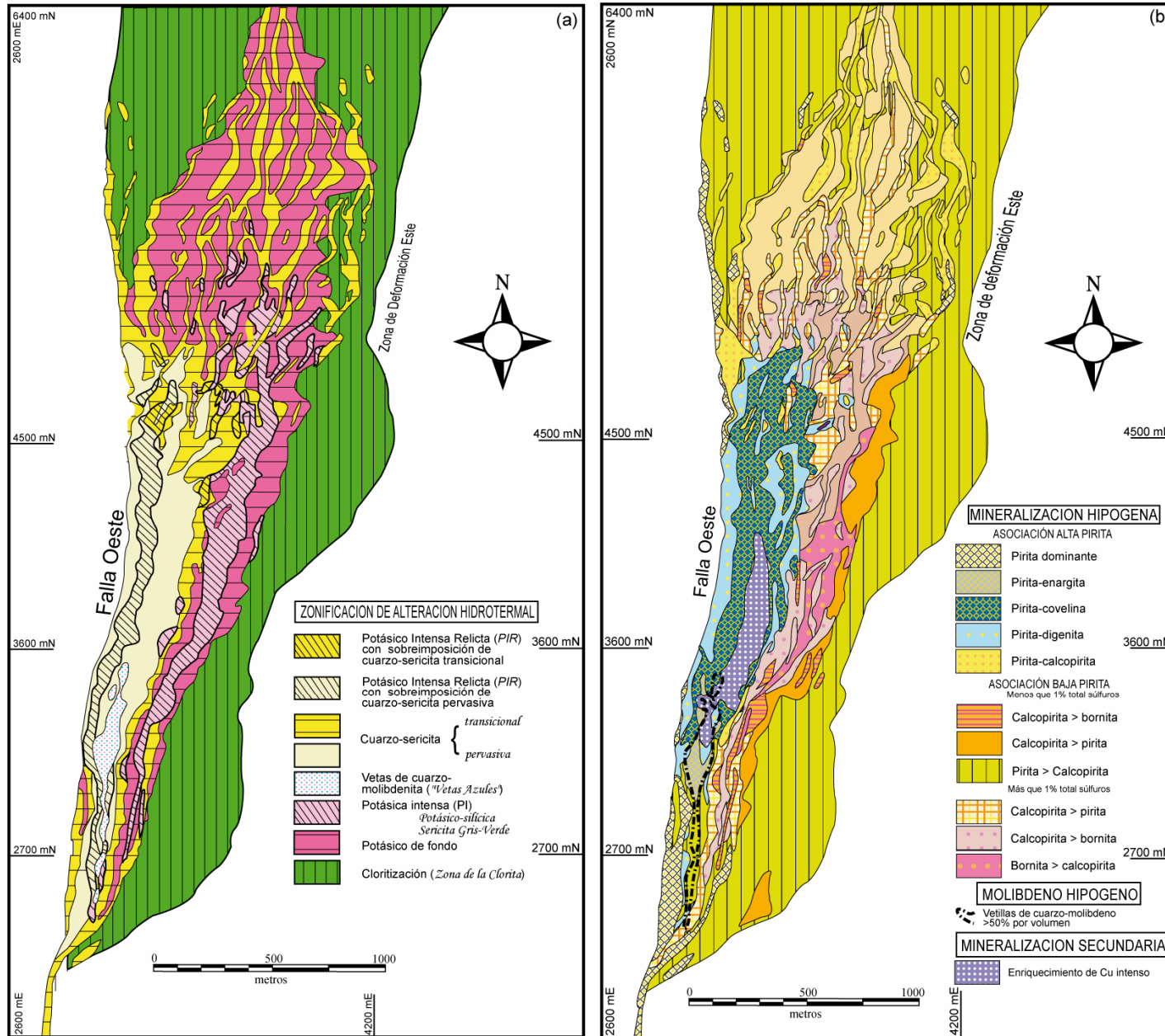
Los tipos de alteración hidrotermal correlacionados con el primer evento hidrotermal son los siguientes (con su asociación de minerales de alteración representativa): *potásica de fondo* (biotita+feldespatos-K-sericita+arcillas); *clorítica* (clorita+>albita-ankerita-calcosina-epidota); alteración *potásico-intensa* dividida en dos sub-etapas: *feldespatos-K-cuarzo grano fino* o *K-Sil* (felsespatos-K+albita+cuarzo+<anhidrita) y *sericita gris-verde temprana* (sericita+cuarzo+sulfuros+>felsespatos-K). Asociadas al evento descrito también se emplazan las *vetas* y *vetillas de cuarzo-molibdenita* o “*Vetas Azules*” y, finalmente, las *vetillas de calcopirita con halos sericíticos* (calcopirita+halos de cuarzo-sericita-calcopirita).

El segundo evento hidrotermal está representado por alteración *cuarzo-sericita* (sericita+cuarzo+pirita+menor caolinita y raro cuarzo+alunita), altamente penetrativa, ligada a repetida mineralización de sulfuros, con superposición espacial y temporal, que indican la evolución del grado de sulfidización del fluido. Posteriormente se emplazan las *vetas tardías*, *vetillas* y *microbrechas* (calcopirita+covelina±hematita±anhidrita±yeso sin pirita), de distribución muy localizada.

Relacionadas a procesos supérgenos, existen tres zonas: la *zona de enriquecimiento débil*, asociada a fracturas y zonas de falla, donde la ocurrencia de sulfuros supérgenos está subordinada a la presencia de sulfuros hipógenos; la *zona de enriquecimiento intenso*, altamente fracturada y con abundantes cavidades, lixiviación de sulfatos y un gran porcentaje de sulfuros hipógenos reemplazados y, por último, la *zona de oxidación* y *lixiviación*, correspondiente a capas oxidadas ricas en limonita y/o mineralización oxidada de Cu, principalmente desarrollada en la parte norte del yacimiento.

Las edades de los diferentes pulsos de alteración hidrotermal han sido obtenidas por medio de relaciones genéticas con los pórfidos del sistema, relaciones de corte y, en algunos casos, a través de dataciones radiométricas en minerales de alteración. La edad asignada a la alteración *potásica de fondo* es 33.4 Ma (Ar-Ar en biotita y feldespato-K; Reynolds et al., 1998); para las *vetas azules*,  $34.9 \pm 0.17$  Ma (Re-Os en molibdenita; Ossandón et al., 2001) y 31.1 Ma, para la alteración *cuarzo-sericita* (Ar-Ar en sericita; Reynolds et al., 1998). Para la alteración supérgena, si bien no hay dataciones directas en el yacimiento, su edad probablemente se encuentre constreñida dentro del rango interpretado para este evento en toda la zona norte de Chile, es decir, entre 19-9 Ma (Sillitoe & McKee, 1996; entre otros).

La distribución en planta de zonas o tipos de alteración hidrotermal y mineralización se ilustra en la figura 2.4.



**Figura 2.4:** Distribución en planta de (a) zonas de alteración hidrotermal. En letra cursiva se indica la equivalencia entre tipos de alteración hidrotermal descritos en diferentes trabajos. (b) Mineralización en el yacimiento. *Modificado de Faunes et al. (2005)*

### 2.2.3 ESTRUCTURAS PRESENTES EN EL DISTRITO

El emplazamiento de los pórfidos y los eventos de alteración/mineralización en el yacimiento presentan un fuerte control estructural, por lo que un estudio paleomagnético aporta información complementaria desde el punto de vista tectónico. Dentro de la mina, las estructuras más importantes son la *Falla Oeste* y la *Zona de Deformación Este* (Falla Mesabi). Sus principales características, tanto a nivel regional como dentro de la mina, se indican a continuación.

#### ➤ FALLA OESTE

Constituye el segmento norte del sistema de fallas de Domeyko y es conocida por su exposición en el rajo de la mina Chuquicamata. Corresponde a una estructura regional, constituida por un arreglo de fallas transcurrentes e inversas paralelas al arco, de probable edad Cenozoica (Ossandón et al., 2001). Se extiende varios cientos de kilómetros en el norte de Chile y presenta un “comportamiento dinámico segmentado” (movimiento depende de la posición geográfica y/o contexto geológico). Los yacimientos del distrito Chuquicamata están distribuidos a lo largo de esta falla (Fig. 2.5).

Evidencias de actividad transcurrente N-S de esta falla existen al norte de los Cerros de Paqui, correspondientes al desarrollo de fallas de rumbo NNE, no conectadas directamente, con indicadores cinemáticos de cizalle dextral (Tomlinson & Blanco, 1997). Hacia el norte, entre Copaquiri y Quebrada Puno (21-21.5°S), tres de estas fallas muestran arreglo en echelón, alteración cuarzo-sericita y mineralización de Au. En la zona de Pastos Largos (al norte de El Abra), existen zonas de falla transcurrente dextral aisladas, cuya alteración evidencia una edad de  $39.3 \pm 1.4$  Ma (K-Ar en sericita: Tomlinson & Blanco, 1997). El movimiento de esta falla en el Eoceno Superior se limitó a la formación de bandas miloníticas N-S durante el enfriamiento en la Granodiorita Antena, con indicadores de cizalle dextral (Reutter et al., 1996).

Diferentes autores (Aracena, 1981; Maksaev & Zentilli, 1988; Tomlinson & Blanco, 1997a y b; Lindsay, 1997; Ossandón et al., 2001) proponen que esta falla controla la intrusión del pórfido cuprífero Chuquicamata asociada a la formación del yacimiento, en base a evidencias de foliación y deformación dúctil presentes en la Granodiorita Fortuna y el Pórfido Este, y la consecuente alteración y mineralización, dada la repetitiva apertura de fracturas acoplada a sus movimientos (Maksaev, 1990; Lindsay, 1997).



En la mina, entre los 34-33 Ma se puede definir una inversión del movimiento transcurrente de la falla desde dextral a sinistral (Lindsay et al., 1996). Este estilo de deformación se mantiene aproximadamente hasta los 31 Ma (Oligoceno Medio-Mioceno Inferior), ya que existen familias de fallas transcurrentes sinistral que cortan la alteración de tipo cuarzo-sericita ligada al movimiento de cizalle dextral previo; así como indicadores S-C en salvanda y brechas de falla en el yacimiento de Chuquicamata (Reutter et al., 1996). En la parte norte de la Zona de Falla Oeste una familia de fallas oblicuas de cizalle sinistral-normal y fallas verticales sinistral pliegan depósitos sedimentarios (Formación Papajoy, Tomlinson et al., 2001). El movimiento de rumbo sinistral de la falla continua al menos hasta los 15 Ma, en base a edades K-Ar en tobas, relaciones de contacto-corte de gravas supérgenas mineralizadas en El Abra con fallas transcurrentes sinistral, y fallas de rumbo sinistral menores que afectan zonas de enriquecimiento supérgeno en Chuquicamata. Este límite es estimado por la edad de la Ignimbrita Huasco ( $16.6 \pm 0.3$  Ma, K-Ar en biotita), que sobreyace la parte norte de la Falla Oeste, con escarpes menores (Tomlinson & Blanco, 1997b).

Basado en similitudes litológicas, químicas y edades del Complejo Intrusivo Fortuna (CIF) y El Abra, Dilles et al. (1997) proyectan un desplazamiento sinistral de la falla de  $35 \pm 1$  km, aunque indican que una componente en el manto podría explicar las diferentes elevaciones de los bloques separados por la falla (bloque oeste posee subsidencia relativa respecto a bloque este). En este contexto, McInnes et al. (1999), por medio de la aplicación de termocronometría (U-Th)/He en apatito, propone un alzamiento del bloque correspondiente la Granodiorita Fortuna, sin considerar movimientos de rumbo de la falla y evidencias de terreno a favor de un descenso del bloque con respecto a su posición inicial (El Abra, Tomlinson et al., 2001). Finalmente, entre el Mioceno Superior-Plioceno, el movimiento de esta falla se caracterizó por pequeños desplazamientos de rumbo y verticales, contemporáneos al levantamiento de la Cordillera (Maksaev et al., 1994).

➤ *FALLA MESABI-ESTE (Zona de Deformación Este, Faunes et al., 2005)*

Corresponde al conjunto de fallas más antiguo en el yacimiento. Formada en el contacto entre los *pórfidos Chuquicamata* y la *Granodiorita Elena*, de rumbo NNE y manto de alto ángulo al W. Constituida por bandas de milonitas, cataclasitas y brechas de falla recrystalizadas, otorgando espesores variables en planta a esta zona, en función de su grado de deformación. Algunos

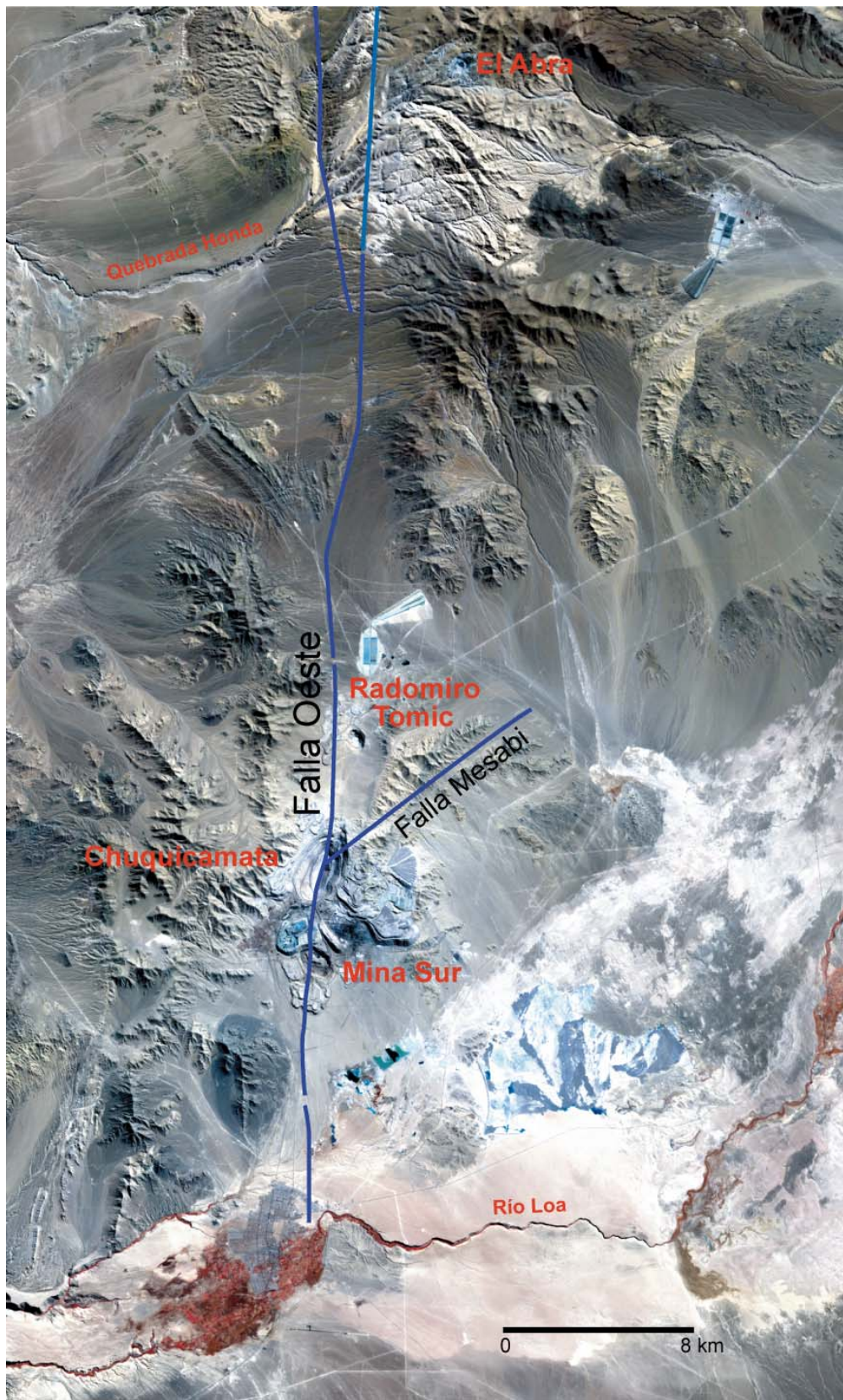


autores (Rojas & Lindsay, 1997; Lindsay, 1997; Faunes et al., 2005) le atribuyeron un fuerte control estructural del emplazamiento del *Complejo Intrusivo Chuquicamata*, así como los subsecuentes eventos de alteración hidrotermal, en base a sus evidencias de movimiento transcurrente dextral y la curvatura al oeste de la falla Portezuelo, relacionando sólo a la Falla Oeste con eventos tardíos de la evolución del yacimiento (zona de alta pirita). Esto es consecuente con la interpretación propuesta por Reutter et al. (1996), los que indicaron que los movimientos de la Falla Oeste son post-mineralización.

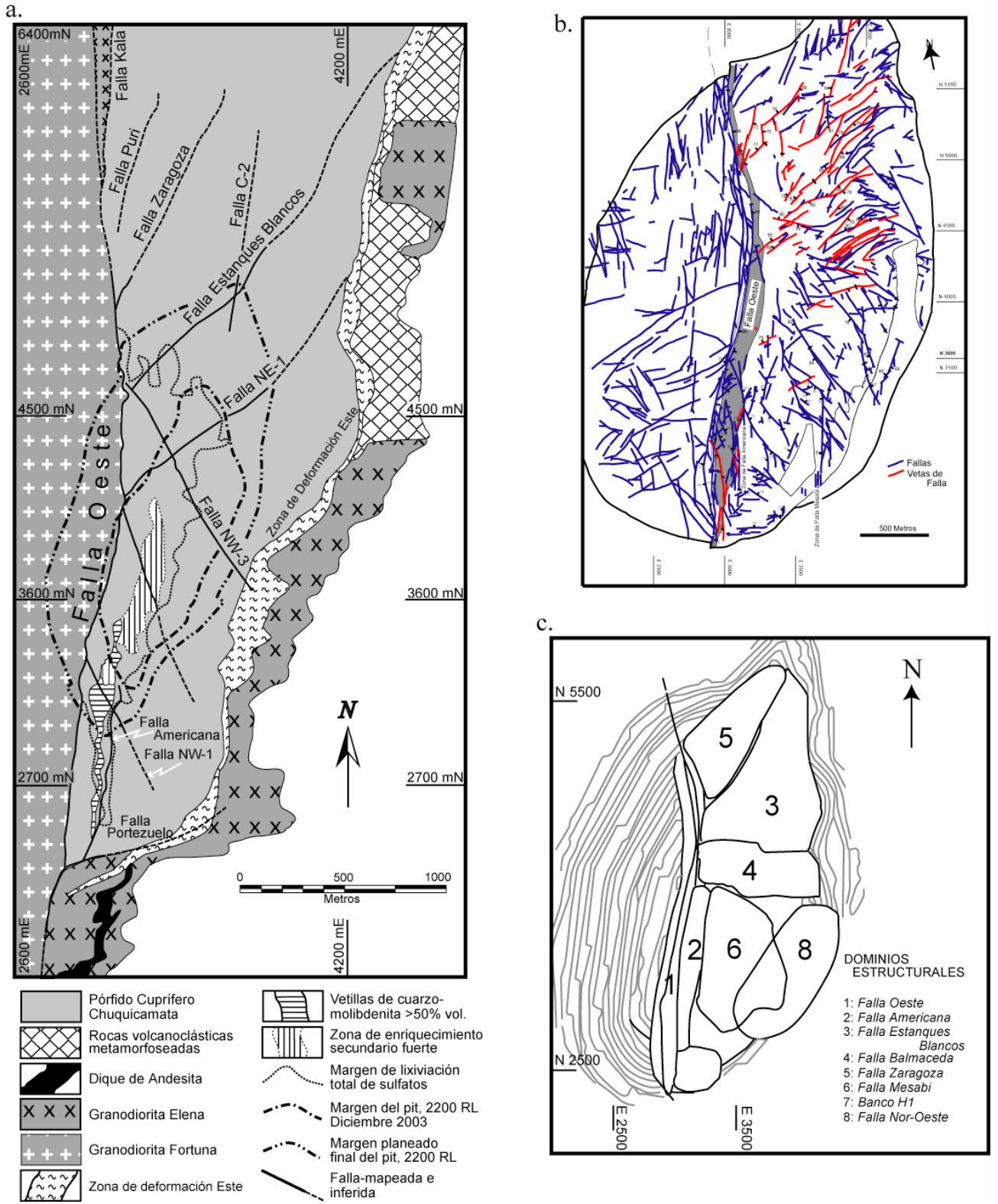
Considerando sus similitudes en el estilo de deformación, Tomlinson y Blanco (1997) indican que, al sur de los Cerros de Paqui, el “pseudos-plegamiento” del bloque *Granodiorita Este* puede asociarse a la rotación de bloques de la Sierra Limón Verde. Esto se habría producido entre los 45-40 Ma, en un periodo de actividad sinistral de la falla, si bien los indicadores de este movimiento son, más bien, producto de eventos más jóvenes ligados a la Falla Oeste. Además, estos indicadores de movimiento sinistral se superponen a indicadores dextrales de la Falla Mesabi, asociados al periodo entre los 34-33 Ma, permitiendo inferir a los autores mencionados que ambas fallas pertenecen al mismo sistema estructural. Lo anterior se contrapone a las nuevas interpretaciones de Faunes et al. (2005), quienes consideraron el sistema de falla Mesabi más antiguo que la Falla Oeste.

#### ➤ *Otros sistemas estructurales*

Dentro del yacimiento se han definido diferentes sistemas de fallas locales (*Falla Americana, Falla Zaragoza, Falla C-2, Falla Estanques Blancos, Falla Balmaceda, Falla Portezuelo y Dominio de fallas NNW*), cuya génesis y desarrollo estarían ligados genéticamente a la Falla Oeste y/o a la Falla Mesabi. Este es el caso de estructuras que forman asociadas a una *cuenca “pull-apart”* o bien, como *fracturas tipo Riedel*, interpretaciones hechas en base a los esfuerzos del distrito para el Eoceno-Oligoceno (Maksaev & Zentilli, 1988; Reutter et al., 1996; Ossandón et al., 2001; entre otros). Su distribución dentro de la mina es ilustrada en la figura 2.6. La caracterización ampliada puede ser consultada en el ANEXO B.



**Figura 2.5:** Configuración estructural de la Falla Oeste y la Falla Mesabi tanto dentro de la mina Chuquicamata como en el contexto distrital.



**Figura 2.6:** Diferentes modelos de dominios estructurales presentes en el yacimiento. (a) Faunes et al., 2005. (b) Ossandón et al., 2001. (c) Rojas y Lindsay, 1997.

## 2.3 RESULTADOS MAGNETICO-MINERALOGICOS EN EL SISTEMA TIPO PORFIDO CUPRIFERO CHUQUICAMATA

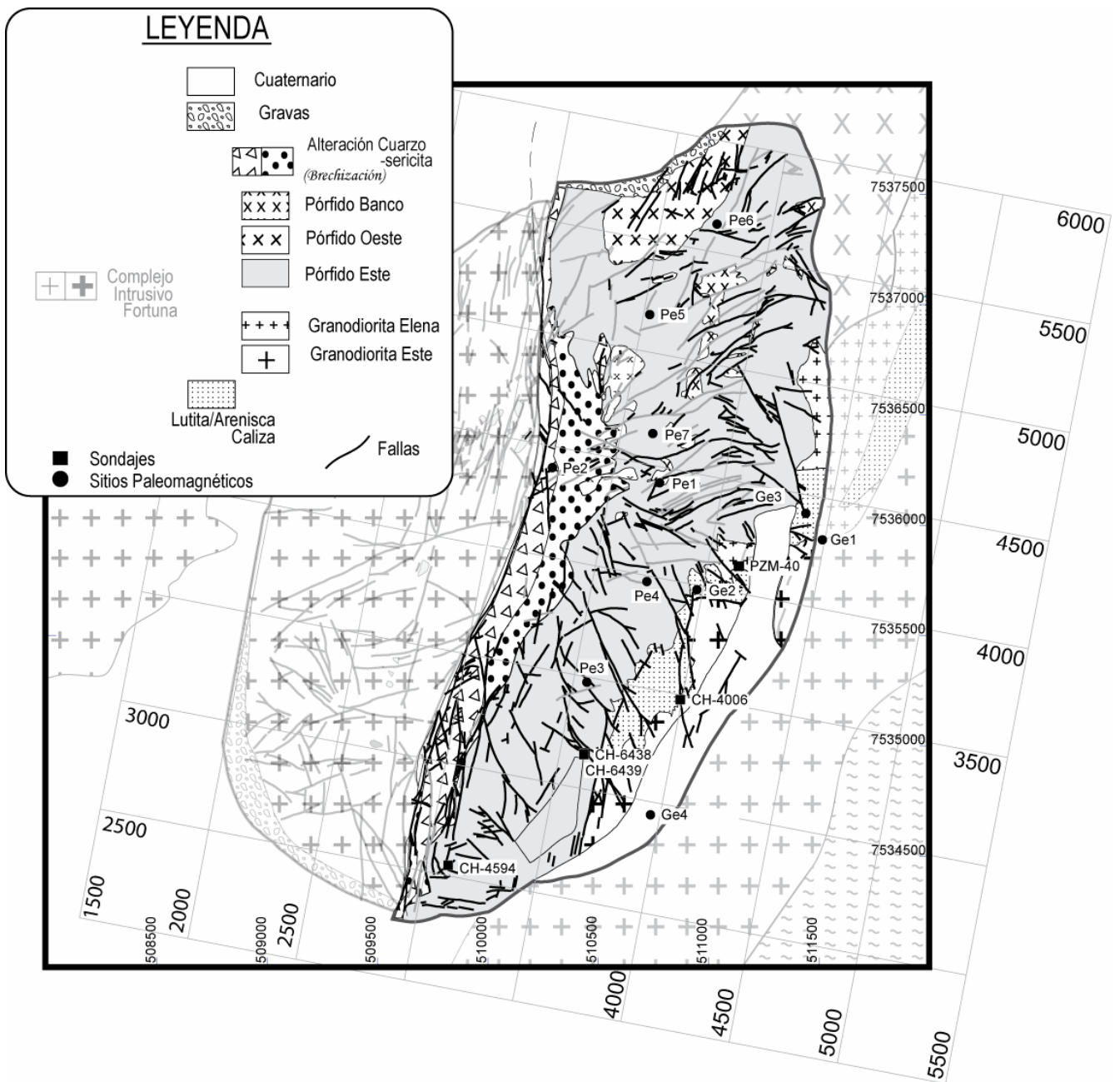
### 2.3.1 MUESTREO

Para este estudio se obtuvo un total de 141 muestras desde el yacimiento y afloramientos de intrusivos no mineralizados (al este del rajo, tabla 2.1). La distribución en planta de los sitios y sondajes muestreados puede observarse en la figura 2.7 y 2.8. La denominación *SITIO* corresponde a un grupo de testigos paleomagnéticos representativos de una misma ubicación. El protolito de las unidades muestreadas es de composición predominantemente granodiorítica, a excepción de aquellos especímenes de la *Zona de Deformación Este*. Evidencian intensidad de alteración hidrotermal variable: *potásica de fondo*, *potásico-silícica*, *clorítica*, *cuarzo-sericítica* y *supérgena*. En este estudio los testigos paleomagnéticos se identifican respecto a la unidad litológica que representan.

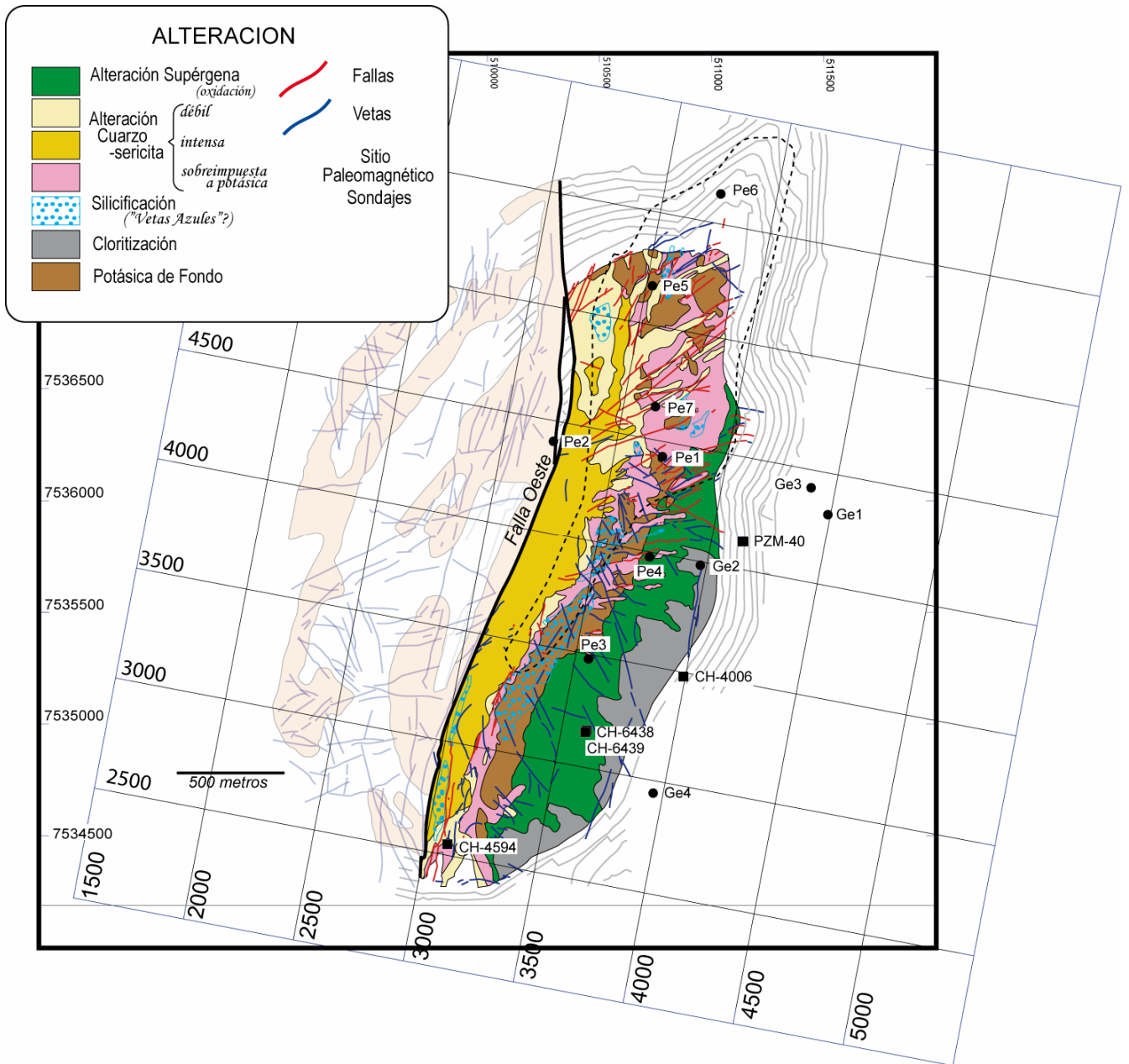
**Tabla 2.1:** Unidades litológicas muestreadas en sitios y sondajes al este del sistema de Falla Oeste.

Unidad litológica muestreada	Sitio	Ubicación (En coord. Mina)	Número de Muestras
Muestreo Año 2000			
<i>Pórfido Este</i>	Pe1	4150N / 3700E	3
	Pe2	4400N / 3250E	4
	Pe3	3450N / 3650E	13
	Pe4	4050N / 3900E	5
	Pe5	5150N / 3500E	5
	Pe6	5600N / 3750E	19
<i>Granodiorita Este</i>	Ge1	4200N / 2000E	6
Muestreo Año 2004			
<i>Pórfido Este</i>	Pe7	4650N / 3650E	6
<i>Granodiorita Elena- Granodiorita Este</i>	Ge3	4420N / 4400E	4
	Ge4	2940N / 3950E	2
<i>Granodiorita Elena Zona de Deformación Este</i>	Ge2	3980N / 3980E	21
			15
<b>TOTAL MUESTRAS SITIOS</b>			103
Unidad litológica muestreada	Sondaje	Ubicación (En coord. Mina)	Número de Muestras
Muestreo Año 2000			
<i>Zona de Deformación Este</i>	CH-4006	2478N / 3993E	23
<i>Pórfido Este brechizado</i>	CH-4594	2544N / 3100E	5
Muestreo Año 2004			
<i>Pórfido Este</i>	CH-6693	Sin Información	8
<i>Pórfido Este-Zona de Deformación Este</i>	CH6438	3150N / 3600E	5
	CH6439	3140N / 3590E	5
<i>Granito Este-Zona de Deformación Este</i>	PZM-40	4050N / 4200E	7
<b>TOTAL MUESTRAS SONDAJES</b>			38
<b>TOTAL MUESTRAS UTILIZADAS</b>			141





**Figura 2.7:** Mapa geológico de la mina Chuquicamata, donde se muestra la ubicación de los sitios y sondajes muestreados al este de la Falla Oeste. En el diagrama se observa también el sistema de coordenadas de la mina y su proyección en coordenadas UTM. *Modificado de Ossandón et al. (2001).*



**Figura 2.8:** Ubicación de los sitios y sondajes muestreados en el bloque este de la mina Chuquicamata versus la distribución de los tipos de alteración hidrotermal presentes en el yacimiento. *Modificado de Ossandón et al. (2001).*

### 2.3.2 PETROGRAFIA Y MINERALOGIA MAGNETICA DE LOS SITIOS Y SONDAJES AL ESTE DE LA FALLA OESTE

Considerando que los contrastes entre las propiedades magnéticas correspondientes a un mismo tipo litológico son consecuencia de la alteración hidrotermal presente en el yacimiento, es necesario determinar qué tipo de alteración hidrotermal existe en los sitios y sondajes analizados, así como sus resultados mineralógico-magnéticos, para establecer finalmente su relación. A continuación se realiza un resumen de los grupos definidos en función de las principales características petrográficas observadas en muestras del *Pórfido Este* y de la roca de caja al este de la mina (*Granito Este* y *Granodiorita Elena*). Las descripciones detalladas pueden ser consultadas en el ANEXO C.

#### A. PORFIDO ESTE con alteración SELECTIVA

(Sitios Pe1 y Pe3; Sondajes CH6438 y CH6439)

○ *Características.* En estas muestras se preserva las características del protolito. De textura porfírica, holocristalina, hipidiomórfica, inequigranular, de grano medio-groeso, presenta fenocristales de *plagioclasa* euhedral-subhedral, cuya macla puede ser obliterada por alteración argílica y fracturamiento; *ortoclasa* anhedral y empañada; *hornblenda* subhedral-anhedral, con clivaje característico y como pseudomorfos totalmente reemplazados por un agregado de *clorita-rutilo*; y *biotita*, subhedral-anhedral. La masa fundamental corresponde a un agregado de *cuarzo+feldespatos-K+plagioclasa* accesoria, con texturas de mosaico y extinción ondulosa intracristalina. Accesorios son los “ojos de cuarzo” semiredondeados.

○ *Alteración Hidrotermal.* Los tipos de alteración hidrotermal interpretados son los siguientes: *potásico de fondo*, asociada a reemplazo parcial de *plagioclasa* por *feldespatos-K* y de minerales ferromagnesianos por *biotita-rutilo-magnetita*. Probablemente también se relacione a recristalización de la matriz. Sobreimpuesta hay *cloritización* parcial de la *hornblenda* y *biotita* (Fig. 2.9.a y b), en bordes-clivajes y, eventualmente, afectando a todo el cristal, y, localmente, alteración *potásico-silícica*, relacionada a evidencias de cataclasis. La *plagioclasa* y, en menor medida, la *ortoclasa* evidencian *sericitización* y *argilización*. Puede o no existir escasa *calcopirita* pequeña e irregular diseminada en la masa fundamental con *magnetita*.

○ *Mineralogía Magnética*. Corresponde a **magnetita** accesoria subhedral-anhedral predominantemente asociada a minerales máficos alterados, tamaños entre 0.5-0.05 mm, desgarradas y con evidencias de oxidación (**martitización** y **hematitización**) en bordes-fracturas o, eventualmente, afectando a todo el cristal (Fig. 2.9.c y d).

**B. PORFIDO ESTE con alteración PENETRATIVA**

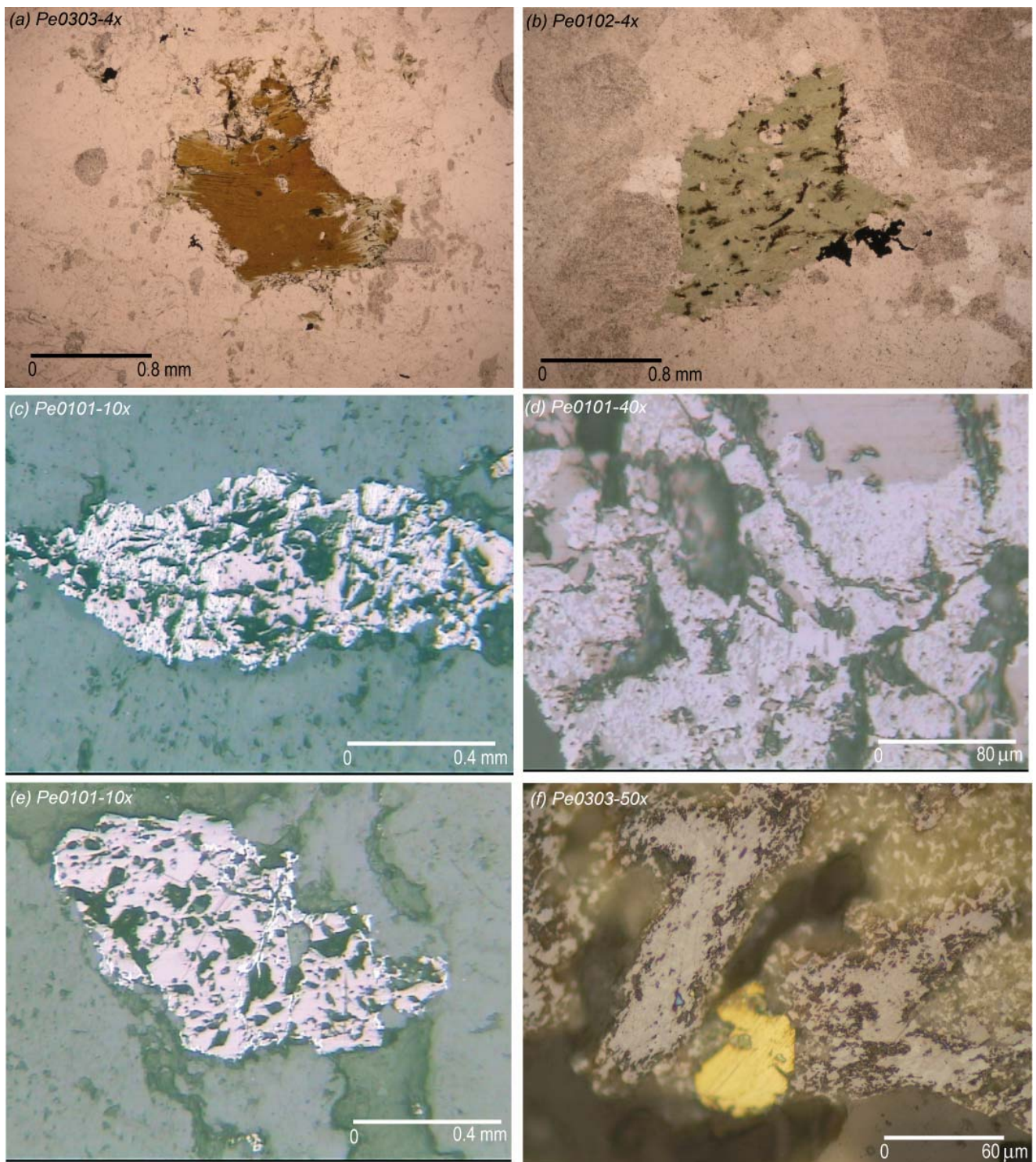
(Sitios Pe2, Pe4, Pe5, Pe6, Pe7. Sondajes CH4594 y CH6693)

○ *Características*. Si bien la alteración hidrotermal oblitera las características del protolito, en ocasiones se distingue su textura holocristalina porfírica. Localmente puede observarse fenocristales de *plagioclasa* gruesa (>2-0.5 mm) subhedral-anhedral, con reemplazo variable de *sericita-arcilla-calcita* originando pseudomorfos tabulares; *feldespato-K* redondeado, de bordes carcomidos y con reemplazo por *caolinita*. La *biotita* se observa desgarrada y decolorada, alterada a *clorita-sericita-rutilo* y con eventual presencia de pliegues kink. La masa fundamental corresponde a un agregado granular grueso de *cuarzo* y *feldespato-K*, con evidencias de recristalización. En ciertos casos se observan fracturas paralelas (¿cizalle?).

○ *Alteración Hidrotermal*. De las asociaciones mineralógicas se pueden inferir los siguientes tipos de alteración hidrotermal: clorítica, observada en remanentes de *biotita*; potásico-silícica, relacionada a reemplazo penetrativo de la roca por un agregado de *cuarzo-feldespato-K* (Fig. 2.10.c). Sobreimpuesta a las anteriores se evidencia una alteración cuarzo-sericita muy destructiva, asociada además a *pirita* y *apatito* prismático accesorio (Fig. 2.10.a, b y e). Localmente se relaciona a texturas de mosaico, sageníticas y “ojos de cuarzo”. La mineralización puede encontrarse diseminada (*calcopirita*± *bornita*, reemplazada por *calcosina-covelina-digenita*, fig. 2.10.d y f) o en vetillas rectas/stockworks (*cuarzo-pirita*-<<*calcopirita+enargita*). La alteración supérgena se infiere a partir de la presencia de *caolinita-alunita*, sulfuros supérgenos e hidróxidos de hierro.

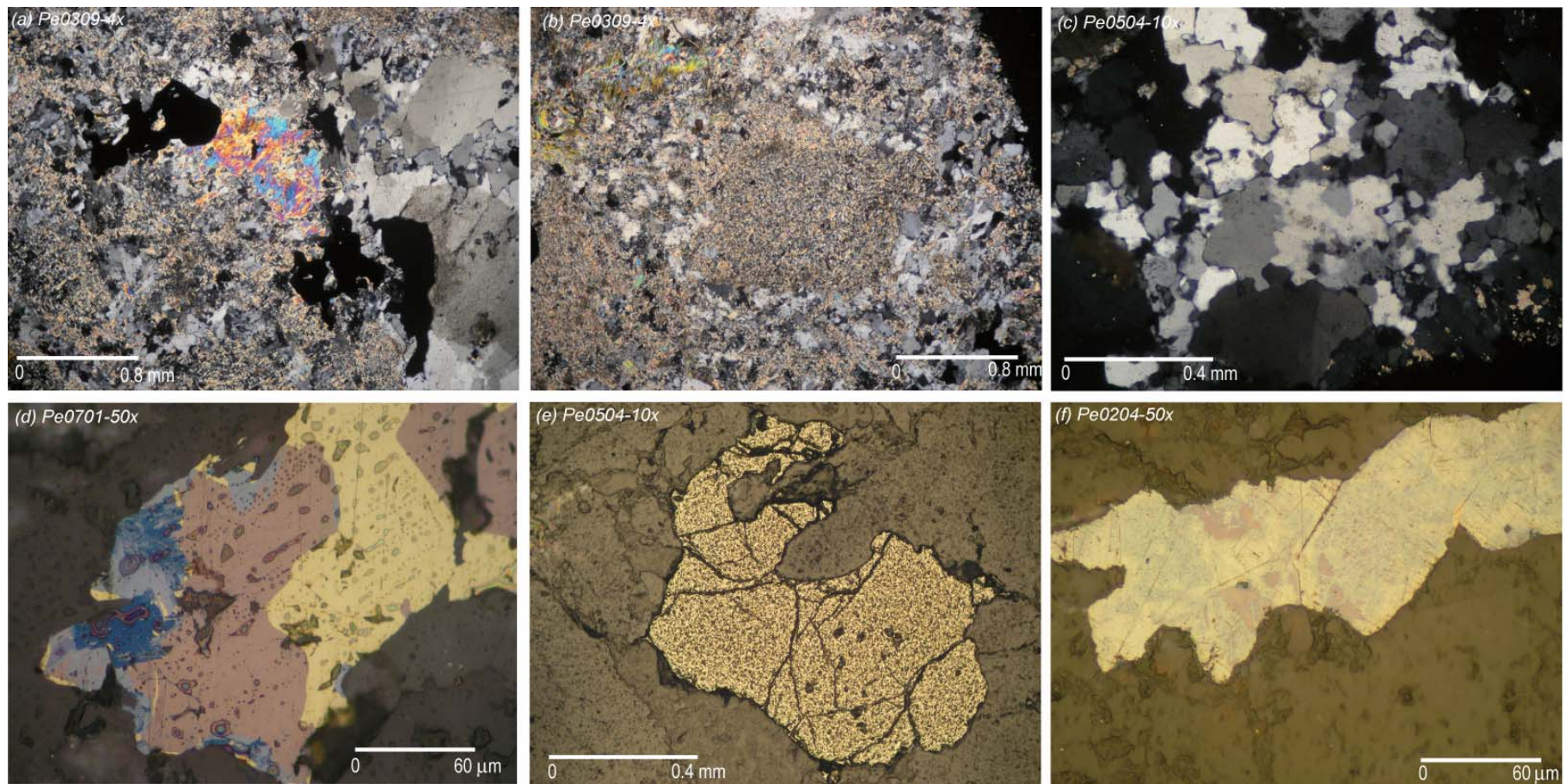
○ *Mineralogía Magnética*. Es escasa, distinguiéndose **magnetita** relictas irregulares parcialmente oxidadas, **hematita** cristalina asociada a rutilo, y **limonitas** de Fe (*goethita+hematita terrosa*) diseminada y en fracturas relacionada a argilización.





**Figura 2.9:** Evidencias de alteración hidrotermal selectiva en el yacimiento. (a) Biotita con bordes cloritizados y “deshilachados”, textura relacionada a la aparición de rutilo. (b) Reemplazo total de un mineral máfico por clorita+opacos. Efectos de la alteración hidrotermal en minerales ferromagnéticos (luz reflejada). (c) Magnetita irregular con evidencias de maghemitización. En (d), correspondiente a un zoom del cristal anterior, se ilustra la diferencia entre un sector de la magnetita no afectado por oxidación versus sectores más a los bordes con texturas “gusanoidales”. (e) Magnetita con evidencias de hematitización en fracturas. (f) Cristal de magnetita parcialmente maghemitizado en asociación con calcopirita.





**Figura 2.10:** Evidencias de alteración penetrativa y mineralización en el yacimiento. (a) Cuarzo en mosaico+sericita y opacos (sulfuros), con crecimiento ocasional de muscovita. (b) Pseudomorfo de plagioclasa con reemplazo de sericita. (c) Textura granular de cuarzo+feldespatos-K. (d) Bornita-calcopirita entrecrecidas+digenita-covelina en bordes. (e) Pirita diseminada y (f) Bornita reemplazada por calcosina-digenita.

### C. ROCA DE CAJA (GRANITO ESTE-GRANODIORITA ELENA)

(Sitios Ge1, parte sitio Ge2, Ge3, Ge4. Tramos PZM-40)

○ *Características.* Rocas de textura primaria holocristalina, fanerítica, equigranular de grano medio. Constituida por *plagioclasa* euhedral, con maclas dobladas o quebradas y fracturamiento (Fig. 2.11.a y b); *feldespato-K* irregular y bordes carcomidos; *cuarzo* anhedral grueso, y *biotita* reemplazada por *clorita*, que también aparece diseminada y en fracturas asociada a *rutilo* y *magnetita* oxidada (Fig. 2.11.b). Menor calcita en fracturas. Eventualmente existen brechas hidrotermales de *clorita-especularita*

○ *Alteración Hidrotermal.* Estas muestras evidencian alteración propilítica, que se puede presentar como cloritización diseminada ( $\pm$ calcita) y/o en la matriz de brechas con fragmentos correspondientes a los intrusivos descritos. Localizada y en relación a texturas cataclásticas puede inferirse una probable alteración potásico-silícica. Finalmente, en base a la presencia de arcillas-limonitas, se interpreta la presencia de meteorización y/o alteración supérgena superpuesta.

○ *Mineralogía Magnética.* **Magnetita** accesoria, con tamaños entre 0.5-0.01 mm, diseminada junto a *clorita*. Algunos cristales presentan **maghemitización**. Si las evidencias de oxidación son considerables, se puede observar reemplazo total de este mineral por **hematita** cristalina-terrosa y **goethita**, correspondientes a pseudomorfos euhedrales-subhedrales (Fig. 2.11. c y d).

### D. ZONA DE DEFORMACION ESTE

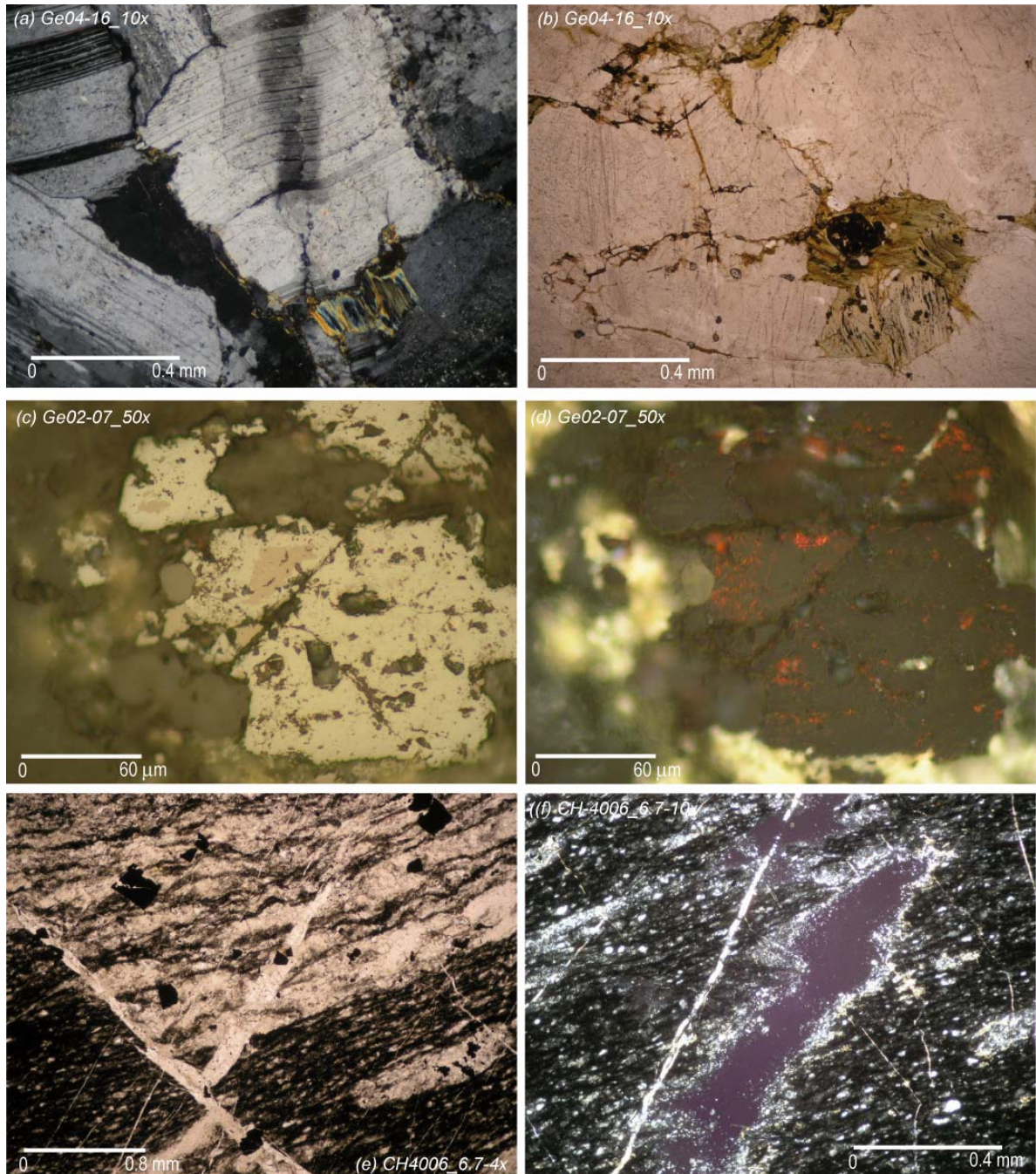
(Parte sitio Ge2. Sondaje CH4006 y tramos PZM-40)

○ *Características.* Corresponde a una roca gris-negrucza muy frágil (¿salvanda de falla?), con foliación localizada. Su textura varía desde granolepidoblástica a granonematoblástica, asociada a orientación de *minerales micáceos*, menor *calcita*, y granos de *cuarzo* pequeños entrecrecidos dentro de bandas oscuras anastomosadas (Fig. 2.11.e y f); o bien a *hornblenda* alterada a *biotita*. Se observa además la presencia de pórfidoclastos de *plagioclasa*.

○ *Alteración Hidrotermal.* La presencia de microvetillas de *cuarzo-calcita* rectas y *epidota* diseminada asociada a *pirita*, puede relacionarse a alteración propilítica y probable silicificación.



○ *Mineralogía Magnética*. La abundancia y naturaleza de los minerales magnéticos es variable dependiendo de la muestra estudiada. Existe un predominio de la **magnetita**, grande y anhedral (>0.5-0.1mm), o pequeña y euhedral (0.01 mm). La **hematita** es escasa y diseminada.



**Figura 2.11:** Evidencias de alteración hidrotermal y deformación en el Granito Este. (a) Pliegues ondulados en maclas de plagioclasa. (b) Ferromagnesianos alterados por clorita, con evidencias de pliegues kink. Se observa además un opaco (posiblemente magnetita) fuertemente obliterado por meteorización (limonitas de Fe). (c) y (d) Magnetita con evidencias de hematización en bordes y sectores “picados” (reflejos internos rojos). Textura milonítica y deformación en la Zona de Deformación Este: (e) Diferentes familias de vetillas rectas de cuarzo-calcita que cortan el contacto entre zonas más granulares respecto a bandas carbonosas anastomosadas. Se evidencia también la presencia de opacos (magnetita). (f) Pliegue sinusoidal de vetilla.

### 2.3.3 PROPIEDADES FISICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA

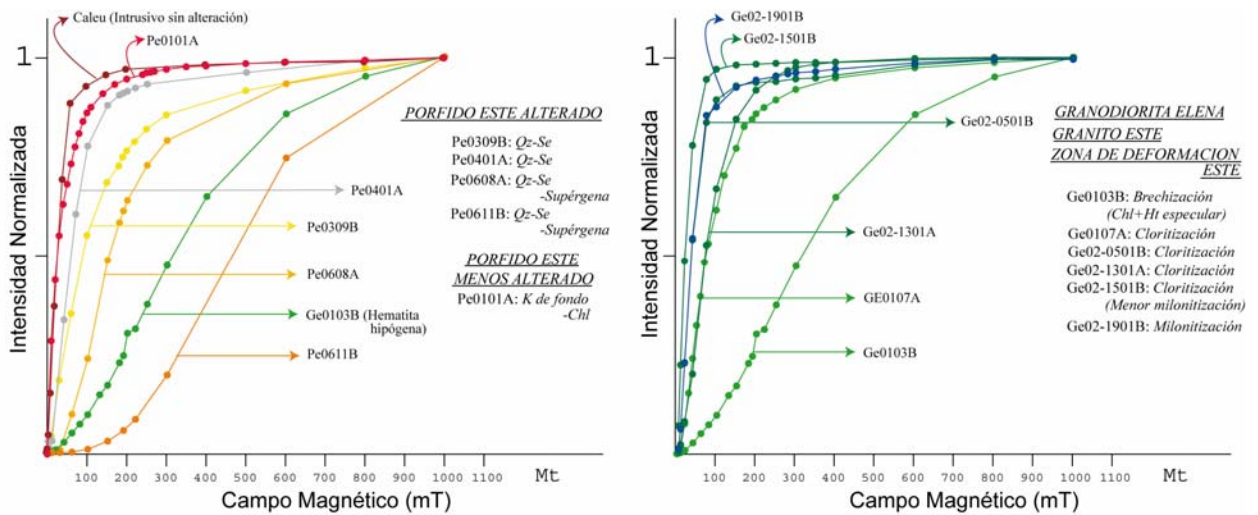
#### ANÁLISIS DE MAGNETISMO REMANENTE ISOTERMAL (IRM)

Las curvas de IRM correspondientes al *Pórfido Este* evidencian mezclas de minerales magnéticos de baja y alta coercividad, (*magnetita* y *hematita* respectivamente), con un incremento de la hematita en función de la alteración hidrotermal penetrativa (Fig. 2.12.a).

Para muestras asignadas al *Pórfido Este con alteración selectiva* (00Pe0101A) no se observa saturación completa en comparación a intrusivos no alterados (Plutón Caleu no alterado, Parada et al., 2005), si bien el 95% de la magnetización es adquirida en el rango 200-270 mT. Esto indica la presencia de *magnetita* con escasa oxidación (presencia de *hematita*).

En el caso del *Pórfido Este con alteración penetrativa*, la magnetización adquirida en el rango señalado es menor (Pe0401A:  $\approx 90\%$ ; Pe0309A  $\approx 75\%$ ; Pe0608A  $\approx 60\%$ ), lo que se relaciona al aumento de la cantidad de *hematita* en la muestra en función de la alteración que presenta. Las diferencias de las curvas IRM indicativas de la presencia de *hematita* para ciertas muestras de este grupo podría correlacionarse con el tipo de alteración hidrotermal predominante (Pe0309A: cuarzo-sericita; Pe0608A: cuarzo-sericita penetrativa; Pe0612A: supérgena Ge0103A: brecha hidrotermal, matriz de clorita-hematita especular), considerando que este parámetro depende del tamaño de los cristales y/o su génesis (Dunlop, 1973; Kletetschka et al., 2001; Kletetschka & Wasilewski, 2002).

Para aquellas muestras correspondientes a la roca de caja (*Granito Este-Granodiorita Elena*), las curvas indican la presencia predominante de *magnetita* y menor cantidad de *hematita* (Fig. 2.12.b). Las diferencias entre la forma de las curvas de adquisición de magnetización y los valores de saturación respectivos (siempre menores a 270 mT) se correlacionan con heterogeneidad del tamaño de la magnetita, ya que mientras más grande es, satura con mayor facilidad (ver ANEXO A, sección 4: "Teoría de Dominios"). La conclusión obtenida a partir de la curva representativa de la muestra Ge02-1901A (*Zona de Deformación Este*) es similar.



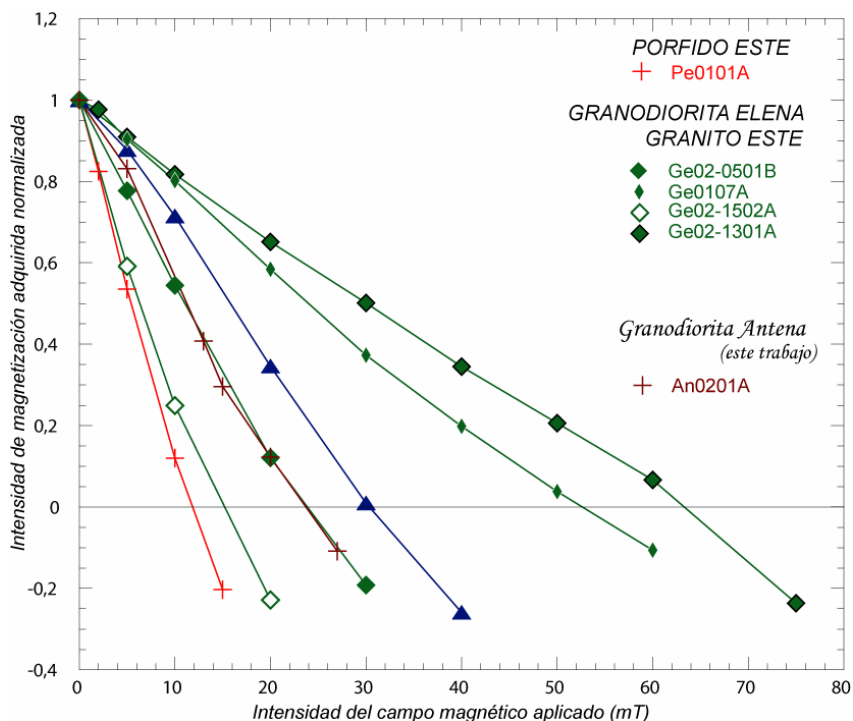
**Figura 2.12:** Curvas IRM asociadas a (a) Pórfido Este, con diferentes grados de alteración y (b) Roca de Caja: Granito Este y Granodiorita Elena cloritizados. Además se ilustra una muestra perteneciente a la Zona de Deformación Este (ZDE).

### ANÁLISIS DE CAMPO COERCITIVO REMANENTE ( $H_{Cr}$ )

Este análisis se realizó en muestras con evidencias magnético-mineralógicas de la presencia de magnetita (*Pórfido Este menos alterado* y roca de caja: *Granito Este-Granodiorita Elena*), ya que es necesaria una saturación cercana al total para poder obtener el campo al que pierde toda la magnetización adquirida anteriormente. Al comparar las curvas obtenidas para muestras del *Pórfido Este menos alterado* con aquellas relacionadas a rocas de composición similar (Granodiorita Antena, este estudio), se observa que poseen un  $H_{Cr}$  menor (10-12 mT). Esto implica un tamaño mayor de la magnetita (tipo *multidominio* [MD]) y, por ende, mayor inestabilidad (Butler & Barnejee, 1975) como lo indican las observaciones petrográficas.

Las muestras de la *Granodiorita Elena* presentan valores variables de  $H_{Cr}$ , lo que define dos grupos: el primero, de coercividad moderada (Ge02-1502A, Ge02-0501B) sugiere la presencia de magnetita *multidominio*, pero con un tamaño menor que las antes mencionadas. Para el segundo grupo, sus altos valores de  $H_{Cr}$  probablemente se correlacionan con la presencia de *hematización* parcial (Ge0107A, Ge02-1301A, Fig. 2.13), en acuerdo con aquellas interpretaciones derivadas de las curvas IRM.



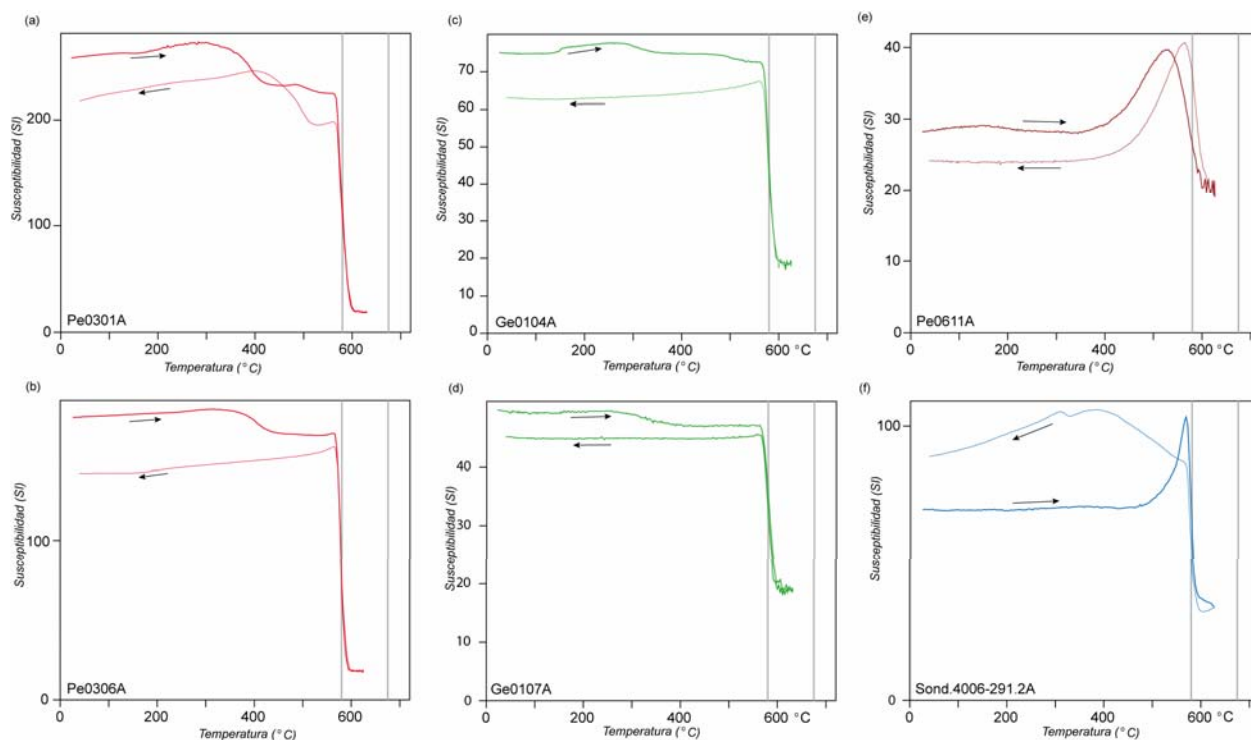


**Figura 2.13:** Diagrama de variación de la magnetización inducida v/s intensidad magnética adquirida normalizada para muestras asociadas al Pórfido Este e intrusivos encajantes. La curva An0201A correspondiente a la Granodiorita Antena es utilizada de forma referencial.

### CURVAS SUSCEPTIBILIDAD (K) VERSUS TEMPERATURA (T)

Las curvas k-T de las muestras correspondientes al *Pórfido Este menos alterado* (Pe0301A y Pe0306A, Fig. 2.14.a y b) sugieren la presencia de **magnetita**, en función del quiebre cercano a los 580°C, temperatura de Curie ( $T_C$ ) de este mineral (Nagata, 1961; Banerjee, 1991). El descenso de la curva a los 350°C y su no-reversibilidad al enfriarse indican una oxidación débil relacionada a **maghemita**, dada la transformación de este mineral en hematita a esta temperatura (Sato et al., 1967). La anomalía de la curva asociada a la muestra Pe0301A en el intervalo 450-550°C podría relacionarse con la formación por calentamiento de una fase magnética que incorpora Ti en su estructura (probablemente **titanomagnetita**). Para la *Granodiorita Elena-Granito Este* (Ge0104A y Ge0107A) las interpretaciones son similares que en la unidad antes analizada (presencia predominante de **magnetita** y menor **maghemita**). Para muestras del *Pórfido Este alterado* (Pe0611A Fig. 2.14.e), si bien la susceptibilidad inicial es baja, su aumento gradual desde los 400°C puede relacionarse con transformaciones mineralógicas en base a los sulfuros presentes, considerando el contenido de Fe en la roca y las condiciones experimentales (en aire) en que se realiza el experimento; o como un **Efecto de Hopkinson** (Kamer & Mikhov, 1989), respuesta activada termalmente de la mineralogía magnética a cambios en el stress del sistema, afectando la disposición de las paredes de dominio a nivel cristalino. Ambas interpretaciones, en

conjunto con sus valores de susceptibilidad, implican la presencia de *magnetita residual*, probablemente pequeña (SD). La curva asociada a la muestra de la *Zona de Deformación Este* (SCH4006-291.2A) también evidencia un *efecto de Hopkinson*, si bien está más definido que en el caso anterior, sugiriendo su relación con *magnetita* pequeña, tipo dominio simple (SD).



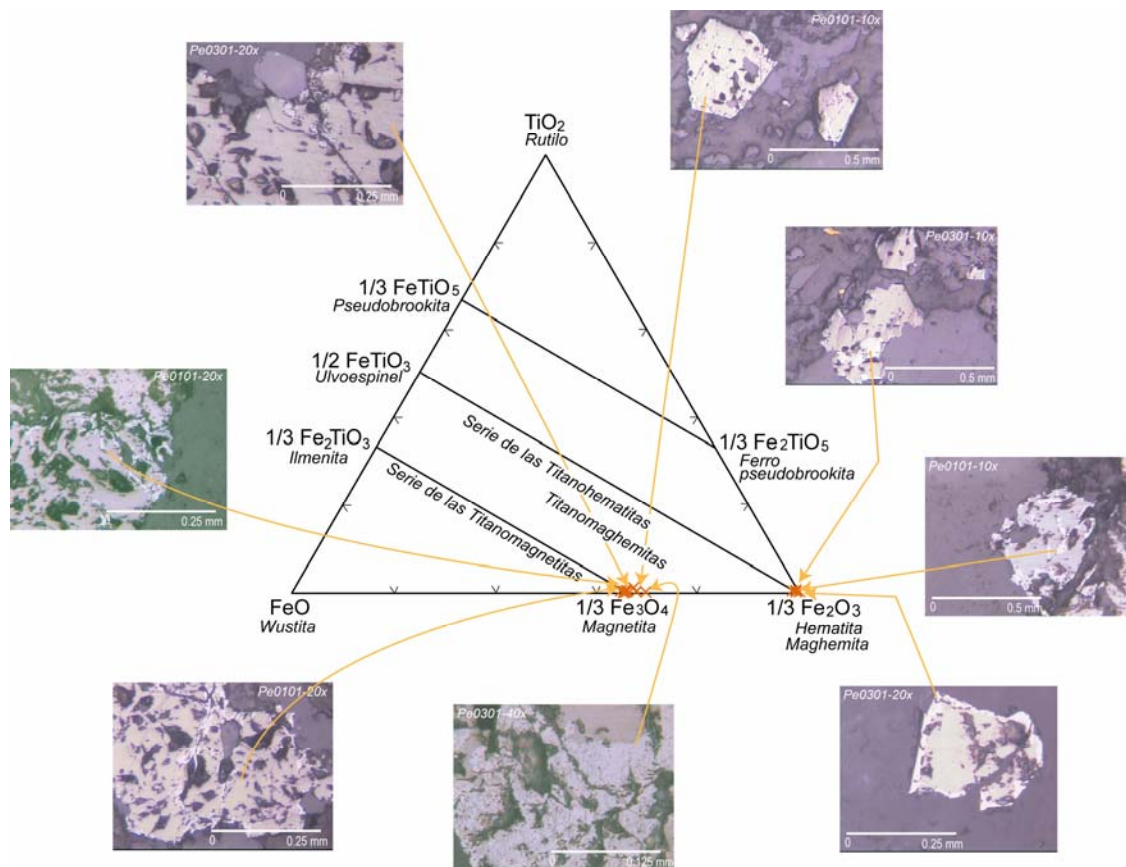
**Figura 2.14:** Gráficos de susceptibilidad magnética (k) versus temperatura (T) para unidades al este de la Falla Oeste. (a)-(b) Pórfido Este menos alterado (K de fondo-chl). (c)-(d) Granodiorita Elena cloritizada. (e) Pórfido Este con alteración cuarzo-sericita penetrativa. (f) Zona de Deformación Este (EDZ).

### 2.3.4 CRISTALOQUIMICA DE MINERALES FERROMAGNETICOS EN EL YACIMIENTO CHUQUICAMATA

Estos análisis sólo se realizaron en ciertos sitios correspondientes al *Pórfido Este menos alterado* (Pe1 y Pe3), en función del tamaño y caracterización petrográfica de los minerales ferromagnéticos, condición que muestras con alteración penetrativa no evidencian. La metodología de cálculo (corrección de  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ ) y los resultados de microsonda son detallados en el ANEXO F. La clasificación se elaboró en base al diagrama ternario para óxidos de Fe-Ti (O'Reilly, 1984. Fig. 2.15), indicando el predominio de *magnetita* (fase cúbica) sobre la *hematita* (fase romboedral) consecuente con las observaciones petrográficas. La *magnetita* presenta concentraciones subordinadas de MnO (0.05-0.2% wt.) y  $Cr_2O_3$  (0-0.2% wt.), con



porcentajes de  $\text{TiO}_2$ , en general, inexistentes o bajo el límite de detección de la microsonda. Si bien la *hematita* también posee Mn y Cr en su estructura, pero en promedio menor que para la magnetita. Porcentajes intermedios de FeO y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  se correlacionan con la presencia de *maghemita* (contenido catiónico de Fe entre 2.7-2.9; Mucke, 2003).



**Figura 2.15:** Triángulo composicional para óxidos de Fe-Ti que ilustra la ubicación de los análisis asociados al yacimiento Chuquicamata. Existen un grupo principal, *magnetita*, y uno subordinado, *hematita*. Ciertos resultados intermedios entre ambos minerales corresponden a *maghemita*. Para una mejor visualización de las características de los minerales analizados, los análisis se asocian a microfotografías representativas obtenidas con luz reflejada.

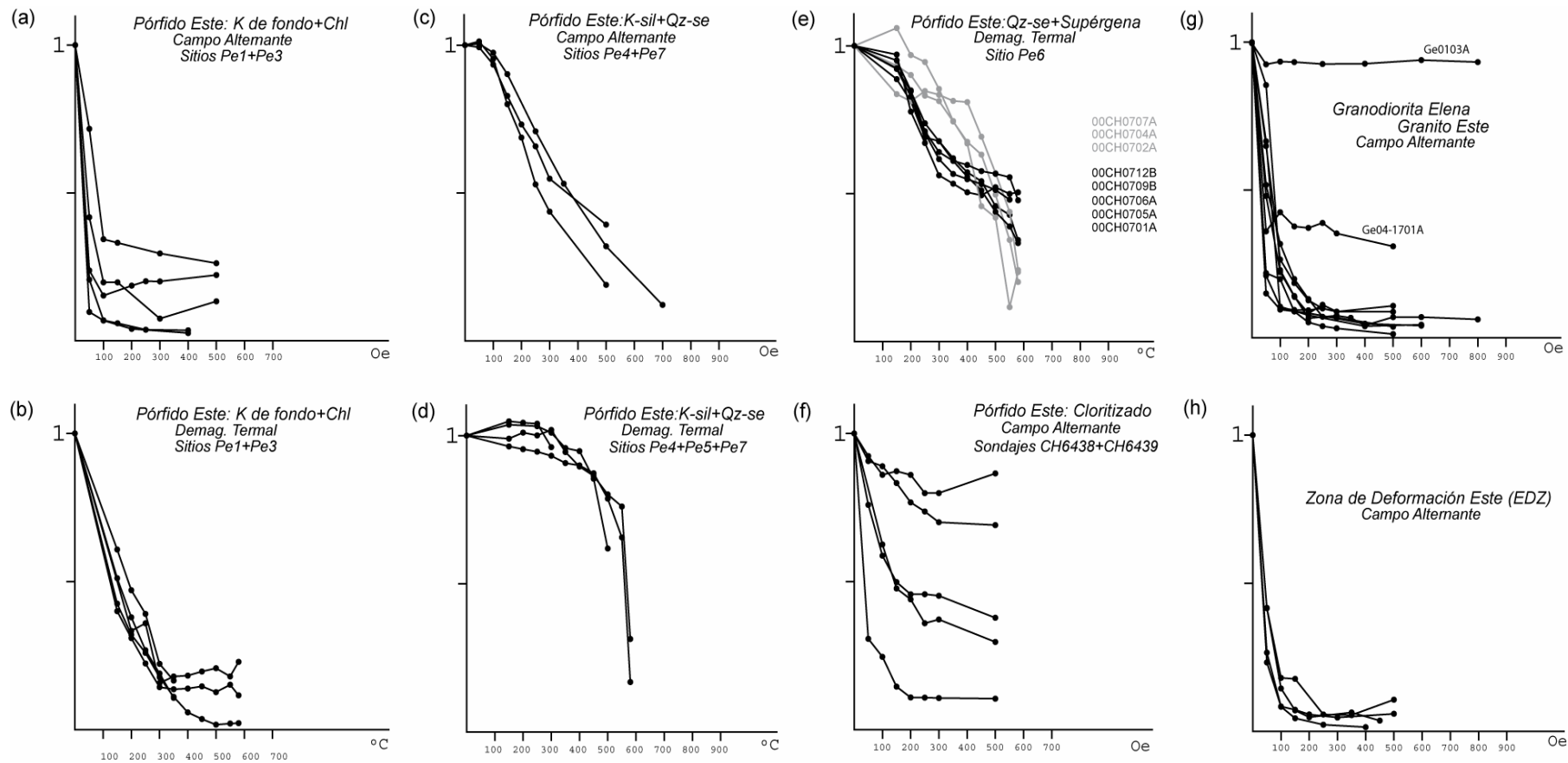
### 2.3.5 MINERALES PORTADORES DE LA MAGNETIZACION REMANENTE: ANALISIS DE LAS CURVAS DE DESMAGNETIZACION

Los resultados antes expuestos indican que las muestras analizadas presentan, al menos, tres minerales ferromagnéticos, pero no todos pueden registrar magnetización remanente. Por lo tanto, si bien permiten determinar la mayor parte de estos minerales, la señal de la magnetita podría “enmascarar” a aquellos de menor susceptibilidad, lo que puede traducirse en una identificación errónea del portador de la magnetización y, eventualmente, del tiempo de adquisición de este parámetro.

Aquellas muestras correspondientes al *Pórfido Este menos alterado* con alteración *potásica de fondo y cloritización* evidencian una pérdida rápida de la magnetización (entre 60-90%) en las primeras etapas del lavado magnético por campo alternante (AF), estabilizándose posteriormente (Fig. 2.16.a y b), lo que sugiere que el mineral portador de la magnetización es *magnetita multidominio* (MD) y de tipo *pseudo-dominio simple* (PSD) y/o *dominio simple* (SD) en el caso de la componente residual. Esto es corroborado por las curvas de demagnetización termal (D), donde la componente inestable se pierde a temperatura menor a 350°C. Para muestras con *cloritización* intensa, las curvas de demagnetización por campo alternante presentan mayor heterogeneidad, por lo tanto el mineral portador de la magnetización tiene coercividad variable, lo que se interpreta como diferentes tamaños de *magnetita* (SD a MD) ó presencia de *hematita* si la magnetización es estable.

Para muestras asociadas al *Pórfido Este alterado*, la magnetización tiende a ser inestable, salvo excepciones (sitios Pe4, Pe5 y Pe7). En estos casos, las concavidad de las curvas de demagnetización por AF se relacionan a un mineral portador de la magnetización de tipo SD (Argyle et al., 1994), que en conjunto con la temperatura de desbloqueo de algunos especímenes ( $\approx 580^\circ\text{C}$ ) permiten inferir que la magnetización se correlaciona con *magnetita* remanente menor a 1  $\mu\text{m}$  (Fig. 2.16.c y d). En el sitio Pe6, las curvas de demagnetización termal permiten distinguir dos grupos (Fig. 2.16.e): el primero, con una pérdida progresiva de la magnetización previa a 580°C ( $\approx 90\%$ , en GRIS); y el segundo, con formas más complejas probablemente relacionadas a una magnetización compuesta, sin demagnetización completa a la temperatura antes señalada (en NEGRO). Estas evidencias indican que el mineral portador de la magnetización podría ser *magnetita* parcialmente *maghemitizada* y/o mezcla de *magnetita-hematita*.

En el caso de la *Granodiorita Elena-Granito Este* y la *Zona de Deformación Este*, las curvas de demagnetización por campo alternante exhiben una pérdida rápida y completa de la magnetización en las primeras etapas del experimento, lo que indica la inestabilidad de la magnetización y su relación con *magnetita* de baja coercividad (MD). De este análisis se excluyen las muestras Ge0103A y Ge04-1701A, ya que el mineral portador de la magnetización indicado por las curvas de demagnetización es de alta coercividad (*especularita*) y una mezcla de *magnetita MD* y *SD* respectivamente, en función de los análisis petrográficos previos (Fig. 2.16.g).



**Figura 2.16:** Curvas de demagnetización asociadas al Pórfido Este. Alteración potásica de fondo y cloritización sobreimpuesta: (a) demagnetización por campo alternativo y (b) termal. Alteración K-sil y cuarzo-sericita. (c) demagnetización por campo alternativo y (d) termal. (e) Alteración cuarzo-sericita y supérgena sobreimpuesta, demagnetización termal. (f) Alteración clorítica, demagnetización por campo alternativo. Curvas de demagnetización por campo alternativo asociadas a (g) Granodiorita Elena-Granito Este cloritizados. (h) Zona de Deformación Este (EDZ).

### 2.3.6 MAGNETISMO REMANENTE NATURAL (MRN) Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (k) EN EL BLOQUE ESTE DE LA MINA CHUQUICAMATA

La figura 2.17 ilustra el MRN versus la susceptibilidad magnética (k) de las muestras obtenidas en el bloque mineralizado por sitio y/o sondaje. La variabilidad de estos parámetros dentro de una unidad litológica determinada así como la alteración hidrotermal que presentan, permite realizar una nueva sub-división complementaria al análisis petrográfico y magnético-mineralógico previo: *Pórfido Este menos alterado* y *Pórfido Este Cloritizado*<sup>1</sup>; *Alteración K-sil* y *Alteración cuarzo-sericita*<sup>2</sup>, *Granitoides Cloritizados* y *Zona de Deformación Este* (Fig. 2.17.c y d). De los gráficos realizados, correspondientes tanto a los resultados por muestra como las medias geométricas por sitio y/o grupo, se deduce la dependencia de la intensidad de magnetismo remanente natural y la susceptibilidad magnética de los eventos de alteración hidrotermal ocurridos en una roca huésped de composición predominantemente granodiorítica (*Granito Este*, *Granodiorita Elena* y *Pórfido Este*).

Los mayores valores de MRN y susceptibilidad corresponden a las muestras del *Pórfido Este menos alterado*, que agrupa sitios y sondajes con un predominio de alteración selectiva (magnetita). Estos valores van disminuyendo progresivamente a medida que aumentan las evidencias de alteración penetrativa ( $\downarrow$ magnetita  $\leftrightarrow$   $\uparrow$ sulfuros de Fe + [ $\ll$ hematita]), siendo los sitios Pe2, Pe4 y Pe5 aquellos que tienen los promedios más bajos (tabla 2.2). Si bien la *Granodiorita Elena* y el *Granito Este* son composicionalmente similares al *Pórfido Este*, el MRN y susceptibilidad por muestra y promedio asociado a ambas unidades son menores, probablemente en respuesta a su cloritización más intensa.

Si bien la variabilidad de los parámetros magnéticos que presentan los sitios con alteración hidrotermal penetrativa es baja en relación a la escala utilizada (logarítmica), cabe destacar la homogeneidad de las muestras del *Pórfido Este menos alterado*, patrón no reproducible para los sondajes asociados a esta unidad, probablemente por la alteración (presencia de sectores más o menos alterados). En el caso de la *Zona de Deformación Este* la fuerte distribución de MRN y k se correlaciona con las evidencias de cizallamiento y/o milonitización variables a escala métrica, reconociéndose en ciertas muestras la textura granodiorítica de la roca afectada por la falla.

---

<sup>1</sup> En base al grupo "Pórfido Este menos alterado" previamente definido

<sup>2</sup> En base al grupo "Pórfido Este alterado"

De acuerdo a una clasificación más amplia, los parámetros magnéticos se distribuyen en dos grupos: el primero con mayores valores de MRN y k (rocas granodioríticas con alteración selectiva); y el segundo, de bajos valores de MRN y k (rocas con alteración penetrativa). Un algoritmo de clasificación basado en la definición de áreas circulares de radio fijo centradas en cada uno de los puntos del gráfico MRN versus k (Fig. 2.18.a) corrobora las observaciones previas, reclasificando las muestras en: *GRUPO I*, de alto MRN y k homogéneo; y *GRUPO II*, afectado por alteración penetrativa, con bajo MRN y k y de mayor variabilidad (Fig. 2.18.b). Se excluyen aquellas muestras cuyos valores de MRN y k son intermedios entre ambos grupos, asociadas principalmente a la *Zona de Deformación Este*.

El parámetro que indica la importancia relativa entre la magnetización remanente y la inducida es la *razón de Koenigsberger (Q)*, definida por la expresión  $Q=M_0/kH$ , con H: campo geomagnético en el sector muestreado. Cuando  $Q=1$ ,  $M_0=kH$ , ecuación que representa la línea de Koenigsberger ilustrada en los gráficos de MRN versus k. Los puntos por sobre esta recta tienen un  $Q<1$ , con un predominio de la componente inducida sobre la remanente y los que están bajo la diagonal,  $Q>1$ , un predominio de la componente remanente sobre la inducida. Para efectos de cálculo,  $H=18.9538$  A/m (campo geomagnético de la zona en diciembre del año 2000, fecha del primer muestreo).

En general, las muestras correspondientes al *GRUPO I* se ubican por sobre la línea de Koenigsberger ( $Q<1$ ), salvo escasas excepciones que se alejan bastante de la diagonal (Fig. 2.18.a). En el caso del *GRUPO II* las muestras se distribuyen entre ambos campos, si bien al excluir aquellas muestras de la *Zona de Deformación Este* (cuyos procesos de desequilibrio dependen tanto de la alteración hidrotermal como del movimiento de la falla), hay un predominio del MRN por sobre la susceptibilidad. Lo anterior es corroborado por los mapas de distribución de las propiedades magnéticas (Fig. 2.19.a y b), ya que aquellos sitios con alteración selectiva presentan un magnetismo inducido mayor que el remanente ( $M_i>MRN$ ), en oposición a aquellos sitios con alteración penetrativa ( $MRN>M_i$ ).

**Tabla 2.2:** Intensidad de Magnetismo Remanente Natural (MRN) y susceptibilidad (k) medias ( $\bar{X}$ ) respecto de los sitios y la litología muestreada. El  $Q=M_0/kH$  es calculado en base a los datos presentados. N corresponde al número de datos utilizado en el cálculo de la media (El sondaje PZM40 no está incluido porque las unidades litológicas que representan no tienen continuidad espacial en la vertical).

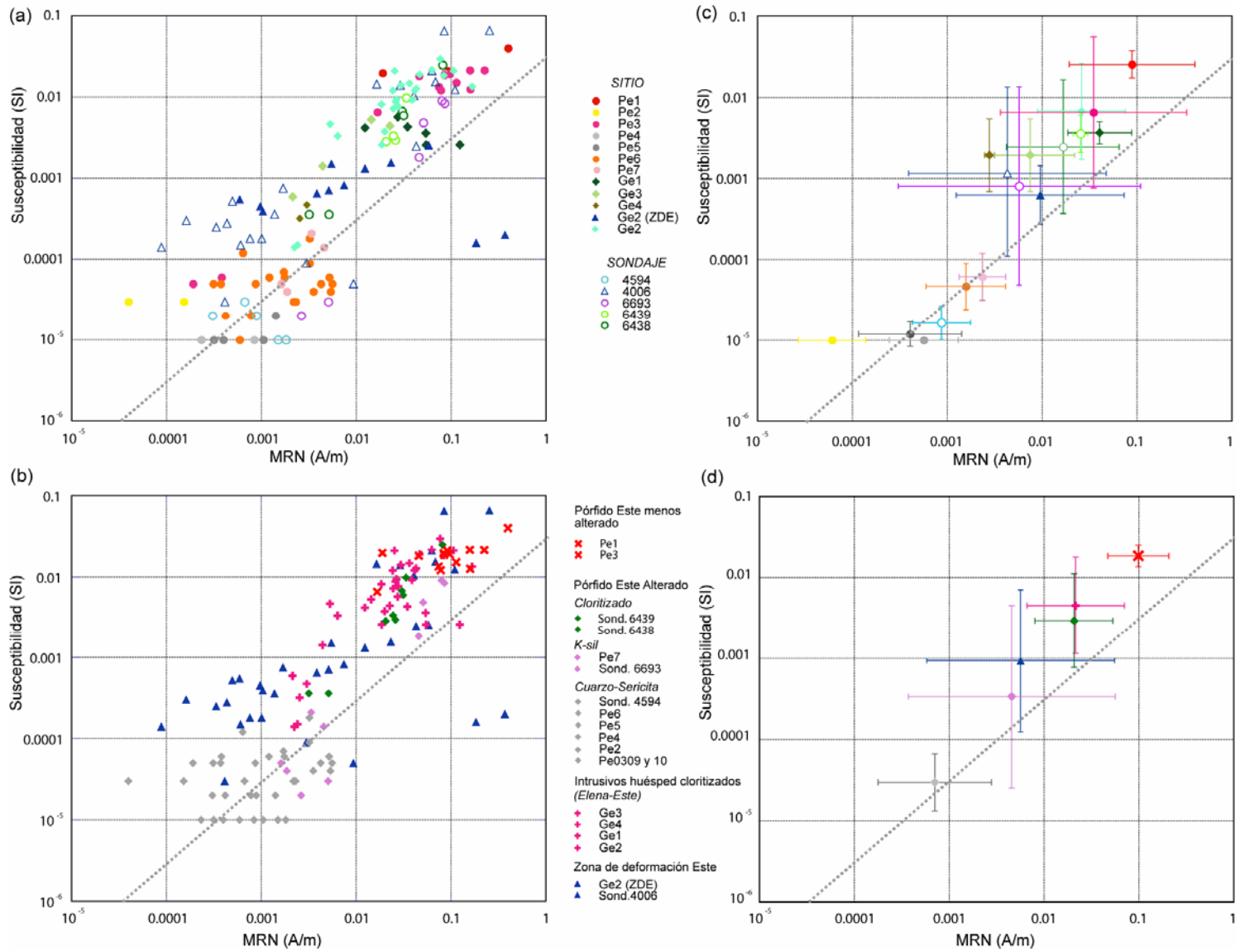
<i>Sitio</i>	<i>Alteración</i>	<i>N MRN</i>	$\bar{X}$ MRN (A/m)	<i>N k</i>	$\bar{X}$ k (SI)	<i>Q</i> <i>sitio</i>
<i>Pórfido Este</i>						
Pe1	Potásico de fondo. Clorítica	3	8.87E-02	3	2.55E-02	0.18
Pe2	Brechización. Cuarzo-sericita	4	6.22E-05	4	1.57E-05	0.21
Pe3	Potásico de fondo. Clorítica	13	3.55E-02	13	6.47E-03	0.29
Pe4	Potásico-silícica. Cuarzo-sericita	5	5.65E-04	3	1.00E-05	2.98
Pe5	Cuarzo-sericita	5	4.05E-04	4	1.19E-05	1.80
Pe6	Cuarzo-sericita. Supérgena	19	1.57E-03	19	4.67E-05	1.01
Pe7	Potásico-silícica	4	2.39E-03	4	6.06E-05	2.08
Son.6693	Potásico-silícica	8	2.58E-02	6	3.54E-03	0.39
Son.4594	Cuarzo-sericita	5	8.68E-04	5	1.64E-05	2.79
Son.6438	Clorítica	5	1.66E-02	5	2.45E-03	0.36
Son.6439	Clorítica	5	2.58E-02	5	3.54E-03	0.39
<i>Granodiorita Elena-Granito Este</i>						
Ge1	Brechización. Cloritización	6	4.03E-02	6	3.67E-03	0.58
Ge3	Cloritización	4	7.46E-03	4	1.94E-03	0.20
Ge4	Cloritización. Supérgena	2	2.78E-03	2	1.94E-03	0.08
Ge2	Cloritización.	24	2.60E-02	24	6.76E-03	0.20
<i>Zona de Deformación Este</i>						
Son.4006	Milonitización. Brechización Cloritización	23	4.30E-03	22	1.16E-03	0.20
Ge2	Milonitización. Brechización Cloritización	16	9.52E-03	16	6.26E-04	0.80

Las figuras 2.18.c y 2.18.d permiten evaluar la contribución del MRN y k al factor Q, respectivamente. Respecto al factor Q el MRN muestra una distribución mayor y una correlación menor ( $R^2=0.0022$ ) que la susceptibilidad ( $R^2=0.3567$ ). La tendencia indica que, a valores más bajos de MRN (*GRUPO II*), el valor Q se acerca y es mayor que 1, en contraste al grupo con mayor MRN (*GRUPO I*) con  $Q < 1$ . Además, se puede identificar tres sub-tendencias en función de las características petrográficas de las muestras: (i) granitoides menos alterados, (ii) granitoides afectados por alteración penetrativa y, (iii) Zona de Deformación Este.

Si bien la susceptibilidad tiene una distribución similar al MRN, la variabilidad de Q en las muestras menos alteradas es menor. Aunque la correlación obtenida desde el gráfico Q-k es negativa, en el caso de la *Zona de Deformación Este* es, más bien, positiva. Esto probablemente se relacione a los procesos de formación de este tipo de rocas. Por lo tanto este análisis permite deducir que la susceptibilidad magnética corresponde a la principal contribución al parámetro Q.

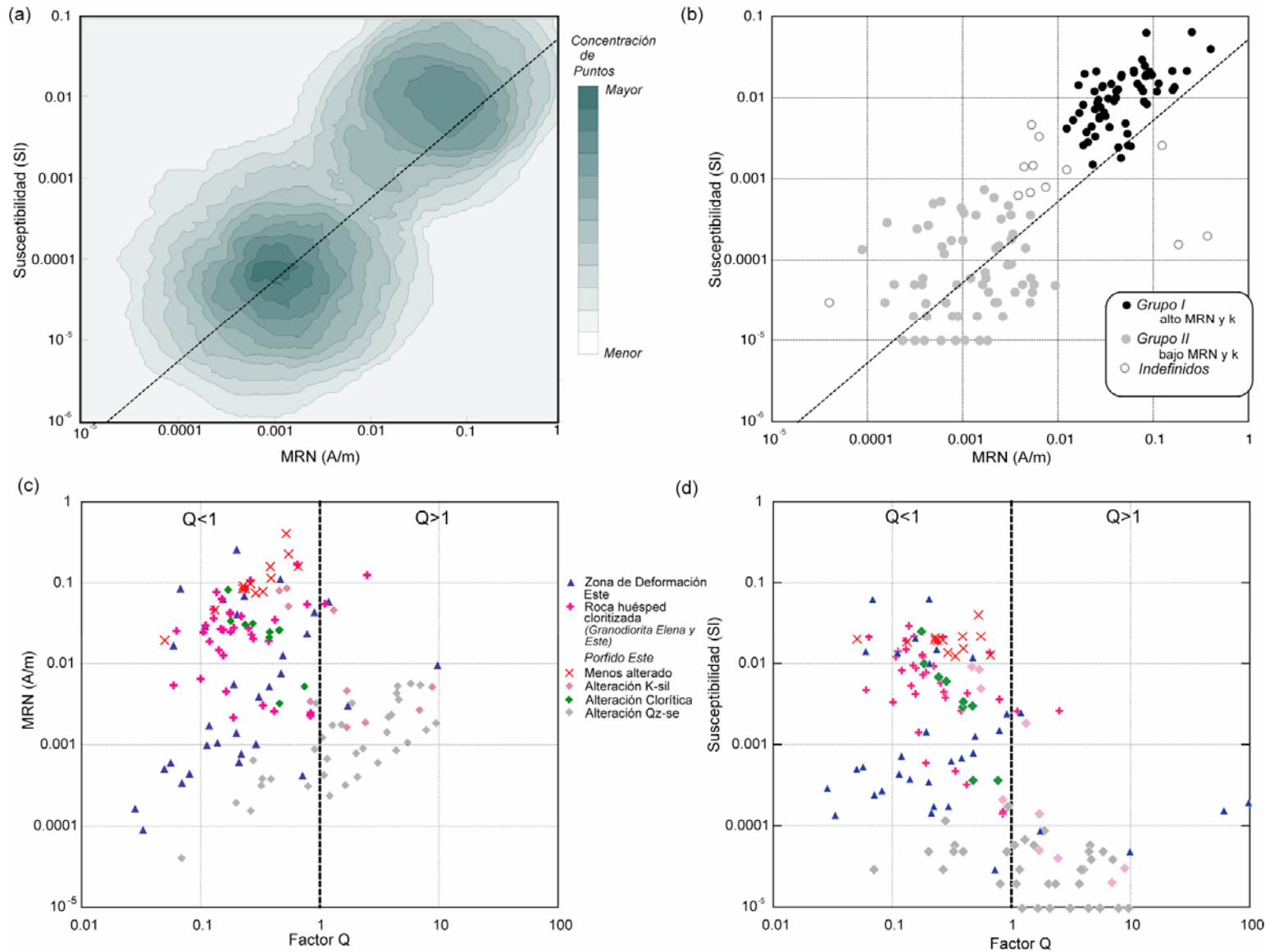
La distribución en planta del magnetismo remanente natural e inducido permite confirmar su correlación con la alteración hidrotermal presente en el yacimiento (Fig. 2.19.d), ya que definen a escala de la mina, “bandas” de orientación NNE incrementándose hacia el este. La anomalía positiva (valores altos de MRN y k) en cercanías a la Falla Oeste se relaciona al método elegido para el modelamiento (kriging) y la ausencia de un sitio de muestreo y/o sondaje en el sector, pero, en función de sus características geológicas, es más probable que sea negativa. Cabe destacar la discontinuidad “pseudolineal” negativa asociada a la *Zona de Deformación Este*, ya que en este caso los parámetros magnéticos son controlados por litología (milonitas y brechas de falla, Fig. 2.19.c).

La tabla 2.3 corresponde al resumen de los diferentes resultados petrográfico-magnéticos obtenidos para las unidades geológicas al este de la mina Chuquicamata. Se incluye la polaridad magnética obtenida para cada sitio paleomagnético, si bien el análisis estructural de las direcciones características es discutida con mayor detalle en el CAPITULO 4.

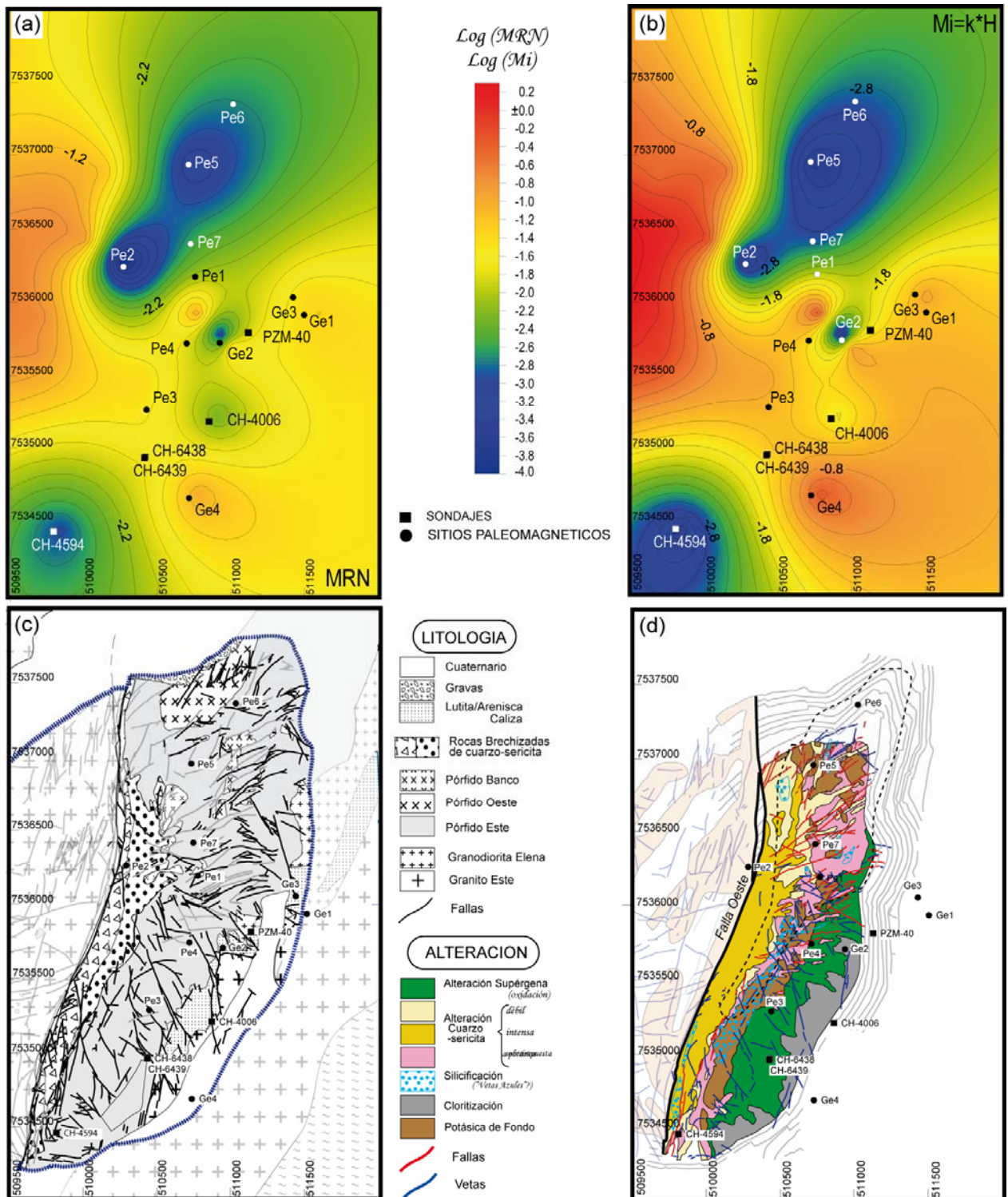


**Figura 2.17:** Intensidad de Magnetismo Remanente Natural (MRN) versus susceptibilidad ( $k$ ) para el bloque este mineralizado. (a) Todas las muestras por sitio. (b) Todas las muestras según litología. (c) Medias por Sitios. (d) Medias por litología. La diagonal punteada representa la *Línea de Koenigsberger*.





**Figura 2.18:** (a) Gráfico de isoconcentración de puntos, donde se definen los grupos mencionados en el texto. (b) Clasificación de los puntos (MRN, k) según el algoritmo del vecino más cercano, asignada según las características de los parámetros magnéticos analizados. Gráfico  $Q=M_0/kH$  versus (c) MRN y (d) k.



**Figura 2.19:** Modelamiento de la distribución en planta de los parámetros magnéticos versus litología y alteración hidrotermal. (a) Magnetismo remanente natural (MRN). (b) Magnetismo inducido (Mi). (c) Mapa geológico del lado este del rajo. (d) Zonación de tipos de alteración hidrotermal.

**Tabla 2.3:** Propiedades magnético-mineralógicas y eventos hidrotermales observados en sitios y sondajes correspondientes al bloque este de la mina.

Sitio y/o Sondaje	Textura	Eventos de Alteración Hidrotermal	Mineralogía ferromagnética observada (% c/r roca)	MRN (A/m) promedio	K (SI) Promedio	Susceptibilidad (k) v/s Temperatura [T° de Curie]	Adquisición de Magnetización a bajo campo [IRM]	Campo Coercitivo Remanente	Curvas de Demagnetización	Polaridad
<i>Pórfido Este menos Alterado</i>										
Pe1	Porfírica	<i>Alteración Selectiva de hornblenda y biotita</i> Feld-K leve Biotítica moderada Clorítica leve-moderada <i>Alteración Supérgena</i> Argílica moderada	<u>Magnetita</u> (2%) 50-300 µm. asociada con hornblenda alterada a biotita y clorita. Escasa en la masa fundamental	0.0887	0.0255	*****	Mineral baja coercividad ( <u>magnetita</u> ). 90% magnetización alcanzada a 270 mT. No satura ( <u>hematita</u> ?)	Bajo ≈ 7 mT	AF y Termal: Pérdida 50-90% magnetización en primeras etapas del experimento. <u>Magnetita MD</u>	No definida. A altas temperaturas demagnetización termal: <u>INVERSA</u>
Pe3	Porfírica	<i>Alteración Selectiva de hornblenda y biotita</i> Feld-K leve Biotítica moderada Clorítica moderada <i>Alteración Penetrativa</i> Fílica débil	<u>Magnetita</u> (2%) 50-300 µm. asociada con hornblenda alterada a biotita y clorita. Oxidada en bordes /fracturas (alteración supérgena)	8.62E-02	0.0154	Quiebre principal: 580°C <u>Magnetita</u> Quiebre 350°C y no reversibilidad: <u>maghemita</u> . Mineral ferromagnético neoformado	*****	*****	AF y Termal: Pérdida 50-90% Magnetización en las primeras etapas del experimento. <u>Magnetita MD</u>	No definida. A altas temperaturas demagnetización termal: <u>INVERSA</u>
CH6438 CH6439	Porfírica gruesa	<i>Alteración Selectiva</i> Cloritización moderada <i>Alteración Penetrativa</i> Silicificación moderada <i>Evidencias de Cizalle</i>	<u>Magnetita</u> (3%) asociada a clorita, 50-300 maghemitizada y <u>hematitizada</u> .	0.0166 0.0258	0.00245 0.00354	***** *****	***** *****	***** *****	AF: Pérdida aprox. total de la magnetización en 1eras etapas de demagnetización. <u>Magnetita MD</u>	Inestable. Signo positivo predominante. <u>INVERSA</u>
<i>Pórfido Este Alterado</i>										
Pe2	No se observa	<i>Alteración Penetrativa</i> Fílica Intensa <i>Tardia</i> (vetillas Enargita-Pirita) <i>Brechización</i>	No se observa. Probable <u>hematita</u> residual	0.0000622	0.0000157	*****	*****	*****	***** Bajo valor MRN ⇒ interferencias con ruido magnetómetro	No se puede obtener
Pe3 Muestras 09-10	No se observa	<i>Alteración Penetrativa</i> Fílica moderada-Intensa	Escasa <u>magnetita</u> (<0.1%) residual y entrecrecimiento <u>rutilo</u> +ocasional <u>hematita</u>	0.000269	0.000055	*****	Mezcla mx alta/baja coercividad. No satura. <u>Magnetita</u> + <u>hematita</u>	Alto valor: <u>Hematita</u>	Termal: curva indica presencia de <u>maghemita</u> y sulfuros (hidrotermal).	<u>INVERSA</u>
Pe4	Porfírica	<i>Alteración Selectiva</i> Clorítica moderada <i>Alteración Penetrativa</i> K-sil moderada Fílica moderada-intensa	<u>Magnetita</u> (<0.1%) muy escasa y pequeña (<0.01 mm), <u>hematitizada</u> en bordes/ fracturas (alteración supérgena?).	0.000565	0.00001	*****	Mezcla mx alta/baja coercitividad. No satura. Predominante <u>magnetita</u> , menor <u>hematita</u>	*****	AF: Escasa presencia de <u>magnetita</u> SD (curvas de demagnetización cóncavas). Termal: Desbloqueo ppal a 580°C: <u>magnetita</u> + menor <u>hematita</u>	Signo positivo <u>INVERSA</u>

**Tabla 2.3:** Continuación

Sitio y/o Sondaje	Textura	Eventos de Alteración Hidrotermal	Mineralogía Ferromagnética observada	MRN (A/m) promedio	K (SI) Promedio	Susceptibilidad (k) v/s Temperatura [T° de Curie]	Adquisición de Magnetización a bajo campo [IRM]	Campo Coercitivo Remanente	Curvas de Demagnetización	Polaridad
<i>Pórfido Este Alterado</i>										
Pe5	Porfírica	<i>Alteración Penetrativa</i> Fílica moderada-intensa Arcillosa moderada	<u>Magnetita</u> (<0.1%) Muy escasa, 0.5 mm, subhedral, fracturamiento intenso. <u>Hematizada</u> en bordes y fracturas.	0.000405	0.0000119	*****	*****	*****	Termal: Desbloqueo principal a 580°C: <u>Magnetita</u> + menor <u>hematita</u>	<u>INVERSA</u>
Pe6	No se observa	<i>Alteración Penetrativa</i> Fílica Intensa <i>Alteración Supérgena</i> Lixiviación moderada-Intensa.	Principalmente escasa <u>hematita</u> (1%) residual (probablemente supérgena).	0.00157	0.0000467	Muy baja susceptibilidad. Previo a quiebre 580°C Efecto de Hopkinson. Escasa <u>magnetita</u> SD	2 comportamientos: <u>hematita</u> predominante + escasa <u>magnetita</u> y <u>hematita</u> , o bien <u>hematita</u> SD y PDS (hipógena-supérgena?).	*****	Doble comportamiento: demagnetización parcial asociada a mezcla de <u>magnetita</u> + <u>hematita</u> , ó <u>hematita</u> .	Dos polaridades: <u>NORMAL</u> (muestras con alteración supérgena más evidente). <u>INVERSA</u> (alteración fílica?)
Pe7	Porfírica	<i>Alteración Selectiva</i> Albitización moderada Feld-K leve <i>Alteración Penetrativa</i> K-sil Moderada <i>Alteración Supérgena</i> Arcillización moderada <i>Evidencias de Cizalle</i>	<u>Magnetita</u> (<0.1%) Muy escasa. <u>Hematita</u> cristalina escasa+ rutilo. Limonitas de Fe ( <u>Goethita</u> + <u>hematita</u> terrosa, alteración supérgena)	0.00239	0.0000606	*****	*****	*****	AF: Escasa presencia de magnetita SD. Termal: Desbloqueo principal a 580°C: <u>Magnetita</u> + menor <u>hematita</u>	Signo positivo predominante. <u>INVERSA</u>
CH4594	No se observa	<i>Alteración Penetrativa</i> Fílica Intensa Tardía (vetillas sulfuros)	No se observa. Probable <u>hematita</u> residual (hidrotermal?)	0.000868	0.0000164	*****	*****	*****	***** Bajo valor MRN ⇒ interferencias con ruido magnetómetro	No se puede obtener
CH6693	Porfírica	<i>Alteración Selectiva:</i> Cloritización moderada <i>Alteración Penetrativa</i> K-Sil Moderada	<u>Magnetita</u> (<1%) escasa e irregular, menor a 50 µm	0.0258	0.00354	*****	*****	*****	AF: Pérdida rápida de la magnetización en 1eras etapas lavado magnético: escasa <u>magnetita</u> tipo MD y SD.	Signo positivo predominante. <u>INVERSA</u>
<i>Granodiorita Elena-Granito Este</i>										
Ge1	Brechosa Fragmentos de textura holocristalina porfírica	<i>Alteración Selectiva</i> Cloritización intensa <i>Brechización:</i> Matriz de Especlarita	<u>Hematita</u> (5%) especular y <u>magnetita</u> grande oxidada (por cloritización?) tipo MD	0.0403	0.00367	*****	2 comportamientos: <u>hematita</u> predominante y <u>magnetita</u> + <u>hematita</u> .	Doble comportamiento: Alto valor: <u>hematita</u> 50-60 mT: <u>magnetita</u> oxidada o mezcla	AF: doble comportamiento No se demagnetiza ( <u>especlarita</u> ) o pérdida rápida de magnetización ( <u>magnetita</u> MD)	En general inestable (excepción brecha). Signo positivo predominante. <u>INVERSA</u>

**Tabla 2.3:** Continuación

Sitio y/o Sondaje	Textura	Eventos de Alteración Hidrotermal	Mineralogía Ferromagnética observada	MRN (A/m) promedio	K (SI) Promedio	Susceptibilidad (k) v/s Temperatura [T° de Curie]	Adquisición de Magnetización a bajo campo [IRM]	Campo Coercitivo Remanente	Curvas de Demagnetización	Polaridad
<i>Granodiorita Elena-Granito Este</i>										
Ge2	Holocristalina Fanerítica Equigranular	<i>Alteración Selectiva</i> Propilitica moderada-Intensa. <i>Alteración Penetrativa</i> K-sil? Moderada	<u>Magnetita</u> (2%) irregular, 0.5-0.01 mm. diseminada junto a clorita. Con evidencias de <u>maghemitización</u>	0.0260	0.00676	*****	Mezclas parciales de minerales de baja y alta coercividad. <u>Magnetita</u> y <u>hematita</u>	Doble comportamiento: 7-10 mT: magnetita 50-60 mT: magnetita oxidada o mezclas (relacionada a cloritización o alt. supérgena?)	AF: Pérdida casi total de la magnetización en primeras etapas del lavado magnético Predominante magnetita MD.	Inestable. Signo positivo predominante. <u>INVERSA</u>
Ge3 Ge4	Holocristalina Fanerítica Equigranular	<i>Alteración Selectiva</i> Cloritización moderada <i>Meteorización</i> moderada-intensa	<u>Magnetita</u> (1%) parcialmente oxidada a <u>hematita</u> y <u>goethita</u> (supérgena). Evidencias de pseudomorfos de este mineral	0.00537	0.00111	*****	*****	*****	AF: disminución rápida del 50% magnetización total, para estabilizarse posteriormente ( <u>Magnetita</u> SD o <u>hematita</u> )	Inestable
<i>Zona De Deformacion Este (ZDE)</i>										
Ge2 Bloques 15 al 20	Milonítica y cataclástica (salvada de falla)	<i>Alteración Selectiva</i> Propilitica moderada <i>Evidencias de Cizalle</i> Intenso	***** Roca muy frágil no permite realizar corte. Probable presencia de <u>magnetita</u> (imán).	0.00952	0.000626	*****	Mezclas parciales de minerales de muy baja-alta coercividad. <u>Magnetita</u> MD+ ( <u>magnetita</u> SD o <u>hematita</u> )	Intermedia: 30 mT <u>Magnetita</u> oxidada?	Similar a 00CH4006	Inestable. predominantemente <u>INVERSA</u>
CH4006	Grano nematoblástica a grano lepidoblástica	<i>Alteración Selectiva</i> Propilitica moderada <i>Vetillas</i> Silicificación débil <i>Milonitización</i> <i>Cataclasis</i> moderada-intensa	<u>Magnetita</u> (1-<0.1%) dependiendo del tramo del sondaje. Si hay es euhedral, 0.1-0.01 mm. <u>Hematita</u> escasa y diseminada.	0.00430	0.00116	Previo a quiebre 580°C: <i>Efecto de Hopkinson.</i> <u>Magnetita</u> SD?	*****	*****	AF: Pérdida total de magnetización primeras etapas de demagnetización. Predominante <u>magnetita</u> tipo MD.	Inestable. Signo positivo predominante. <u>INVERSA</u>

## 2.4 DISCUSIONES

Considerando que la alteración hidrotermal que afecta a una roca es progresiva y con una variabilidad intrínseca, la modificación de los vectores constituyentes de la magnetización total no es homogénea (con  $M_{TOTAL} = M_{INDUCIDA} + M_{REMANENTE}$ ). Por lo tanto, dentro de los supuestos del estudio paleomagnético es fundamental establecer una correlación entre el tiempo de adquisición de las propiedades magnéticas y las edades de formación/alteración hidrotermal del yacimiento. Para esto se debe precisar el origen y/o naturaleza de los minerales ferromagnéticos y su control sobre la señal magnética, interpretaciones que se indican a continuación.

ALTERACION SELECTIVA: Grupos Pórfido Este menos Alterado e Intrusivos Encajantes (Granodiorita Elena-Granito Este)

Las propiedades magnéticas de ambos grupos están controladas por la presencia predominante de *magnetita multidominio* (MD), con una influencia menor en los resultados de *maghemita* y *hematita* asociadas a un evento de oxidación posterior. Un evento capaz de formar este mineral en granitoides es su cristalización en relación al emplazamiento y enfriamiento de un intrusivo, producto de los últimos estadios de diferenciación de un magma oxidado perteneciente a la serie de la magnetita. Lo anterior ha sido descrito por diversos autores que relacionan la génesis de pórfidos cupríferos con este tipo de magmas (Ishihara, 1981; Ishihara et al., 1984; Frost & Lindsley, 1991; Garrido et al., 2002; Richards, 2003, 2005, entre otros). Esta hipótesis se sugiere en base que la asociación biotita+magnetita+feldespatos-K siempre está presente en estos sistemas, siendo utilizada para establecer condiciones de fugacidad de oxígeno y agua (Speer, 1984). En este contexto, se debe tener en cuenta que, según descripciones petrográficas de los pórfidos constituyentes del yacimiento, parte de la biotita observada tendría un origen magmático (Álvarez et al., 1980; Álvarez & Flores, 1985; Ossandón et al., 2001; Faunes et al., 2005), por lo que sería consistente considerar un origen similar para la magnetita. Sin embargo, es necesario analizar la influencia de la alteración potásica (biotitización) respecto a la cristalización de este mineral.

La asociación biotita+magnetita±(rutilo) es ampliamente reconocida en yacimientos tipo pórfido cuprífero (eg. San Manuel-Kalamazoo, Lowell & Gilbert, 1970; Butte-Montana; Brimhall, 1980; Yerington-Nevada, Dilles, 1987, entre otros), específicamente, en las franjas de Cu-Mo-Au en el norte de Chile (*Escondida*: Richards et al., 2001. *Collahuasi*: Masterman et al., 2005); de Cu-Mo

en Chile Central (*Los Pelambres*: Sillitoe, 1973. *El Teniente*: Camus, 1975); y de Cu-Au en la Franja de Maricunga (Muntean & Einaudi, 2001), con una buena exposición hacia los bordes del yacimiento estudiado (Ossandón et al., 2001). Existen dos evidencias que apoyan la hipótesis de la génesis hidrotermal temprana de la magnetita: (i) las transformaciones que sufren los minerales ferromagnesianos al ser sometidos a un evento de mayor fugacidad de oxígeno; y (ii) la edades radiométricas obtenidas por Reynolds et al. (1998) y Ballard (2002), discutidas en detalle a continuación.

Si una roca granodiorítica es sometida a alteración potásica se producen cambios en el estado de oxidación del sistema fluido-roca e intercambios catiónicos susceptibles de producir magnetita en función de la alteración de hornblenda por biotita (Brimhall et al., 1985) y la “biotitización” de biotita magmática (Beane, 1974, Yavuz, 2001). La cristalización de magnetita es consecuente con la serie de minerales *buffer* a las condiciones de oxidación (eH), acidez (pH) y temperatura (T) representativas de este tipo de alteración (Burnham & Ohmoto, 1980; Reed, 1997; Wood, 1998), si bien el intervalo definido para el último parámetro no sobrepasa la temperatura de bloqueo de este mineral ( $\approx 580^\circ\text{C}$ ; Banerjee, 1991). Por lo tanto, la magnetización remanente de estas muestras probablemente fue adquirida producto del crecimiento y cristalización de magnetita grande e irregular, en función de su volumen de bloqueo (Dunlop & Özdemir, 1997). Estas características también controlan la magnetización inducida, parámetro dependiente de la susceptibilidad ( $M_i = k \cdot H$ ).

En el caso del *Pórfido Este menos alterado*, el signo positivo y la inestabilidad de la dirección característica pueden ser producto de (i) intrusión del pórfido y subsecuente alteración hidrotermal temprana (potásica), que pueden involucrando cristalización de magnetita multidominio [MD] y adquisición de magnetización termorremanente; o (ii) como resultado de los procesos de alteración hidrotermal sobreimpuestos, susceptibles de producir un rejuvenecimiento térmico de la magnetización (termoquímica viscosa). La capacidad de un mineral multidominio de adquirir magnetización termoviscosa ha sido estudiada para magnetita natural y sintética (Williams & Muxworthy, 2006), dependiendo de la formación de dominios magnéticos intramineral y el movimientos de sus paredes de dominio (Yu & Tauxe, 2006).

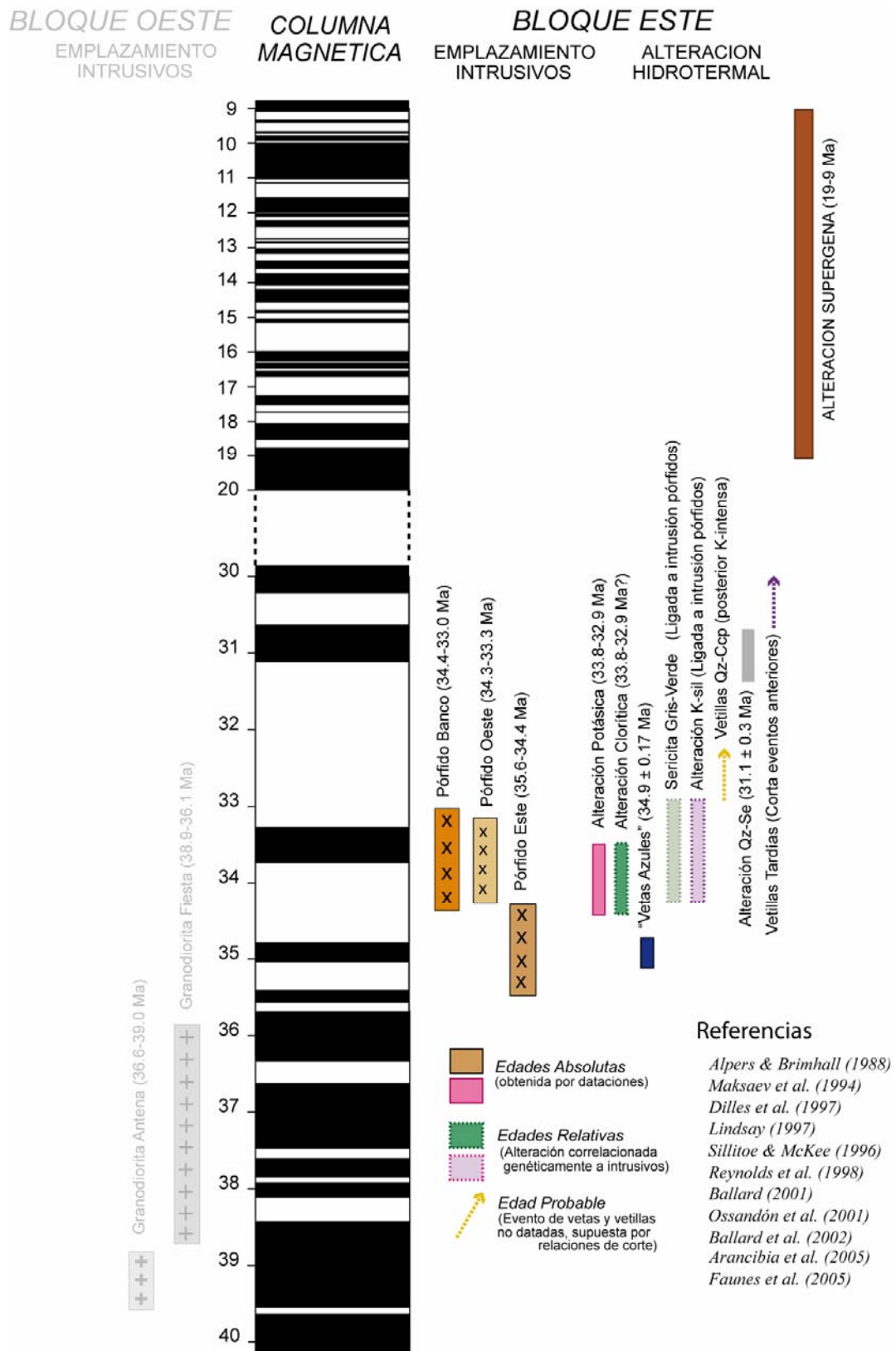
La correlación entre la columna magnética representativa del periodo de formación del depósito con las edades probables de cristalización de los pórfidos constituyentes del yacimiento sugieren que su emplazamiento podría haberse registrado en un intervalo de polaridad normal (Pórfido Este:  $34.6 \pm 0.2$  Ma; Pórfido Oeste:  $33.5 \pm 0.2$  Ma y Pórfido Banco:  $33.3 \pm 0.3$  Ma. U-Pb en

circón, Ballard, 2002). Por lo tanto, en consideración a las edades interpretadas para la alteración de baja y alta sulfuración (potásico de fondo-clorítica: 32.9-33.8 Ma; cuarzo-sericita:  $31.1 \pm 0.3$  Ma. Ar/Ar en biotita y sericita, Reynolds et al., 1998), probablemente la magnetización se relacione a fenómenos hidrotermales. Este análisis se basa principalmente en el signo positivo de la dirección característica que evidencian aquellas muestras con alteración penetrativa, así como con la edad de esta alteración, que coincide en gran medida con un periodo de polaridad inversa (Fig. 2.20) Por consiguiente, la inestabilidad de la magnetización podría producirse como respuesta al halo térmico asociado a alteración penetrativa, dada la presencia de magnetita previa de baja coercividad.

El reemplazo parcial de magnetita por maghemita y/o hematita que presentan las muestras del *Pórfido Este menos Alterado* y la *Granodiorita Elena-Granito Este* podría producirse por cloritización, alteración capaz de generar un moderado aumento de la razón  $a_{H_2SO_4}/a_{MgSO_4}$  (Beane, 1974) y, por ende, mayor concentración de azufre y oxígeno (Rose & Burt, 1979). Diversos autores reconocen la asociación mineralógica clorita-hematita especular-calcita-pirita distintiva de este tipo de alteración en el yacimiento (Ossandón et al, 2001; Faunes et al., 2005). Ossandón & Zentilli (1997) sugieren que este tipo de alteración se correlaciona con cristalización de magnetita, lo que se contrapone a las evidencias obtenidas a partir de este estudio, donde a mayor presencia de maghemita y/o hematita la cloritización de los minerales máficos y las texturas de desequilibrio-oxidación de la magnetita aumentan.

Si bien en estas rocas existen evidencias alteración supérgena-meteorización (argilización, lixiviación y meteorización), sus efectos se discuten con más detalle en relación a la génesis de la mineralogía magnética en rocas con alteración penetrativa.



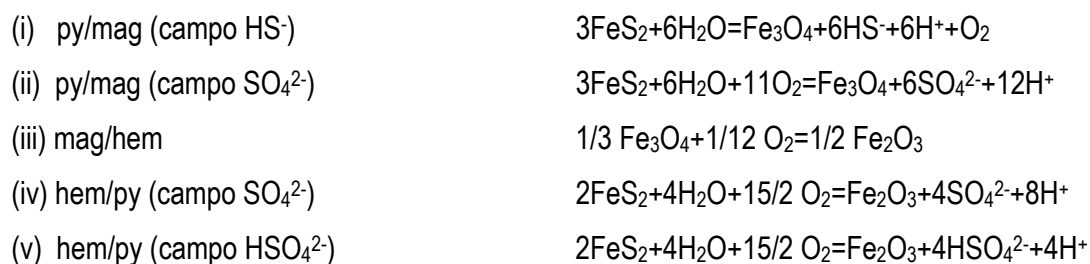


**Figura 2.20:** Columna magnética simplificada del yacimiento Chuquicamata, en el que se indican los intervalos de edades con su respectivo rango de error asociado correspondientes al emplazamiento de los intrusivos, pórfidos y los eventos de alteración hidrotermal-supérgena involucrados en su génesis. Para efectos de comparación, la parte superior de la escala está modificada, dado el amplio rango de edades asignadas a la alteración supérgena de la franja de pórfidos del norte de Chile. En **NEGRO**: periodo de polaridad normal; **BLANCO**: periodo de polaridad inversa.

## ALTERACION PENETRATIVA: Grupo Pórfido Este Alterado

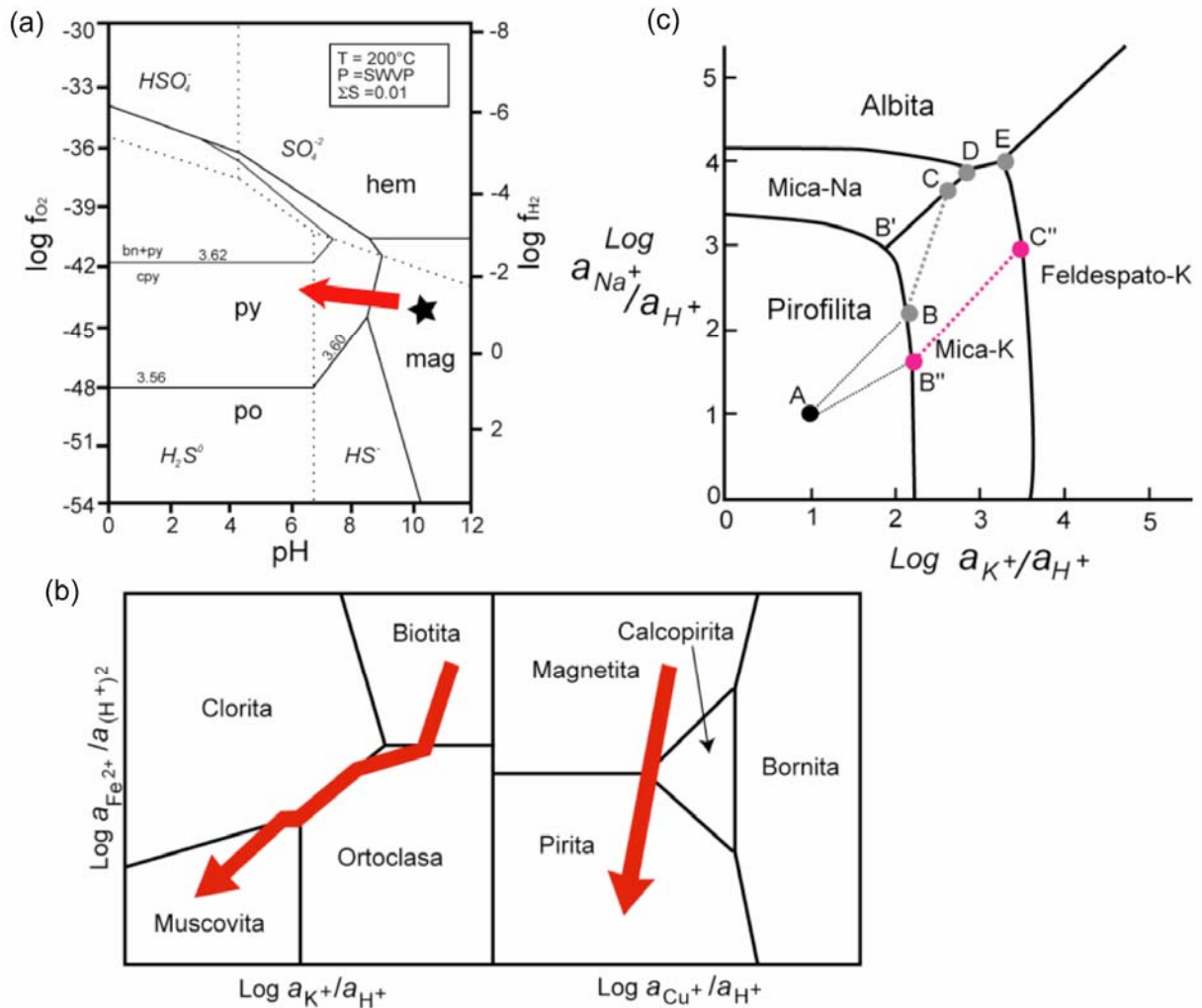
La alteración hidrotermal presente en las muestras correspondientes al *Pórfido Este alterado* involucran un incremento del pH, fugacidad de oxígeno y actividad de azufre del fluido al que se relaciona (Reed, 1997), implicando destrucción y neoformación de mineralogía ferromagnética, así como cristalización de sulfuros de (Cu-)Fe en función de la disponibilidad catiónica.

Para la alteración cuarzo-sericita, la ausencia de magnetita y escasa hematita son producto de la alta concentración de azufre del fluido (evento de alteración de “*alta sulfuración*”, Faunes et al., 2005). Como ejemplo, consideremos los campos de estabilidad magnetita-hematita-pirita (sistema Fe-O-S, Wood, 1998. Fig. 2.21.a). Las reacciones de equilibrio entre fases minerales se señalan a continuación:



Las ecuaciones (i) y (ii) sugieren que la estabilidad de la magnetita depende directamente de la actividad de azufre (reducido u oxidado), H<sup>±</sup> y estado de oxidación del fluido hidrotermal. Por lo tanto, un aumento de la actividad de estos parámetros desplaza el equilibrio de la reacción, controlando el particionamiento del catión Fe hacia los sulfuros o hacia los óxidos (Fig. 2.21.b). A su vez, la naturaleza ácida del fluido que produce hidrólisis implica una disminución de la razón  $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$  (Burnham & Ohmoto, 1980), desencadenando reacciones mineralógicas asociadas a neutralización, como la transformación de feldespato potásico-plagioclasa en sericita a una temperatura  $\geq 250^\circ\text{C}$  (Fig. 2.21.c; Hemley and Jones, 1964; Rose and Burt, 1979; Corbett & Leach, 1998). Lo anterior permite concluir que la alteración cuarzo-sericita efectivamente puede ser la responsable de la destrucción y/o reducción de tamaño de magnetita multidominio (MD) previa, generando magnetita dominio simple (SD), implicando una disminución del número de dominios magnéticos definidos dentro del cristal, volviéndolos más susceptibles de retener una magnetización más estable. Este supuesto sugiere que la magnetización en estas rocas es de naturaleza termorremanente química, a consecuencia de los cambios en las condiciones fisicoquímicas producto de la alteración cuarzo-sericita. Resultados similares han sido señalados

en relación a oxidación deutérica y/o alteración hidrotermal de titanomagnetita (Strangway et al., 1968; Davis & Evans, 1976) o magnetita (Alva-Valdivia et al., 2000, 2003). Si esto es correcto, la magnetización estable aislada en ciertas muestras podría ser de naturaleza termorremanente química, adquirida por consideraciones de temperatura y tamaño de la magnetita (volumen de bloqueo, Dunlop & Özdemir, 1997).



**Figura 2.21:** Trayectorias probables asociadas a los cambios de parámetros fisicoquímicos respecto a la alteración hidrotermal cuarzo-sericita para muestras correspondientes al bloque este mineralizado. En (a) se observa que sólo al disminuir el pH, la magnetita del sistema, bajo una actividad de azufre establecida, se desequilibra liberando el Fe presente en su estructura el que cristaliza como sulfuros de Cu-Fe. En este caso también es necesario considerar la concentración de Cu en solución, como lo indica el gráfico de la derecha de la figura (c). (b.1) Diagramas de campos de estabilidad para minerales de alteración, en el que se presenta la curva asociada al reemplazo de biotita-ortoclasa por muscovita, consecuente con algunas observaciones petrográficas para muestras del sitio 00CH05 y 04PE. (b.2) Diagrama simplificado de estabilidad del sistema sulfuros de Cu y Fe-magnetita dependiente de la actividad del  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Cu}^{2+}$ . En (c) se visualiza la dependencia de la concentración de  $\text{K}^+$ - $\text{Na}^+$  y la acidez del sistema para la formación de sericita respecto a plagioclasa y feldespato K, minerales involucrados en esta transformación, ambos constituyentes de la roca huésped de la mineralización en el Pórfido Chuqui y con un grado variable de reemplazo como el indicado. Tomados de: (a) Wood, 1998; (b) Rose & Burt, 1979 y (c) Burham & Ohmoto, 1980.

El argumento que apoya la interpretación previa corresponde a la polaridad inversa obtenida para los testigos paleomagnéticos, así como la inclinación positiva predominante que evidencian los sondeos asociados a este grupo. Estos resultados son consecuentes con la polaridad indicada por la columna magnética para la edad asignada en el yacimiento a la alteración cuarzo-sericita ( $31.1 \pm 0.3$  Ma; Reynolds et al., 1998; Fig. 2.20). No existen edades radiométricas asociadas a alteración potásico-silícica (K-sil) y/o al emplazamiento de vetas y vetillas tardías, pero no se puede descartar una adquisición de magnetización remanente vinculada a estos fenómenos hidrotermales, dada su relación temporal con los pórfidos Oeste y Banco (Ossandón et al., 2001; Faunes et al., 2005).

En aquellas muestras con alteración supérgena (caolinita+hematita terrosa+<goethita) y lixiviación (presencia de *boxworks*), el aumento del estado de oxidación que involucra la exposición de la roca a condiciones superficiales produce la destrucción de minerales ferromagnéticos y sulfuros de Cu-Fe hipógenos (Anderson, 1982), asociado al desarrollo de enriquecimiento secundario descrito por diversos autores en el yacimiento (Flores, 1985; Aracena et al., 1997; Ossandón et al., 2001). Esta alteración eventualmente podría producir una modificación en la componente remanente previa del vector magnético si la hematita supérgena neoformada alcanza su volumen de bloqueo captando una nueva magnetización química, como en el caso de los *sedimentos rojos*, donde este fenómeno es provocado por oxidación de la magnetita y/o deshidratación de la goethita (Larson et al., 1982). Este supuesto permite interpretar la doble polaridad observada en el sitio Pe6, para el que aquellas muestras con polaridad normal evidencian alteración supérgena más intensa (presencia de *boxworks* y limonitas de Fe).

### MILONITAS Y CATACLASITAS: Grupo Zona de Deformación Este (ZDE)

La principal característica de las muestras asociadas a este grupo es la aleatoriedad de las propiedades magnéticas, controlada tanto por el tamaño y forma de la magnetita, como por la abundancia de este mineral (Butler, 1992), ya que la textura de estas rocas depende del grado de molienda del protolito (granitoides) y/o los desequilibrios termoquímicos producido por el movimiento de la estructura (Ferré et al., 2005). Cuando existe fragmentación moderada (brecha de falla), es probable que las señales magnéticas obtenidas se correlacionen a magnetita previa quebrada (paso multidominio  $\rightarrow$  dominio simple). Una magnetización remanente estable podría asociarse a la generación de magnetita fina (SD) en salvanda por calentamiento friccional localizado (Nakamura & Nagahama, 2001; Hirono et al., 2006).

## 2.5 CONCLUSIONES

Las propiedades magnéticas representativas del bloque este de la mina Chuquicamata son controladas predominantemente por los tipos de alteración hidrotermal registrados en el yacimiento, permitiendo identificar cuatro grupos en base al análisis petrográfico-magnético conjunto: (i) Pórfido Este menos alterado, (ii) Pórfido Este alterado, (iii) Intrusivos encajantes (Granodiorita Elena-Granito Este), y (iv) Zona de Deformación Este. La presencia y/o ausencia de magnetita define las principales características magnéticas que se relacionan a cada uno de ellos.

La magnetita, grande e irregular (tipo multidominio), probablemente se correlaciona con la biotitización observada en ciertas muestras donde las evidencias de alteración selectiva aún son distinguibles (Pórfido Este menos alterado), controlando tanto la inestabilidad de la magnetización remanente de estas rocas como su alta susceptibilidad. Procesos de cloritización en rocas producen un reemplazo de la magnetita previa por maghemita y/o hematita, principalmente en bordes y debilidades del cristal, sugiriendo un aumento en el estado de oxidación (eH) del fluido que se asocia a esta alteración hidrotermal. En estos casos la susceptibilidad de las rocas disminuye en base al aumento de oxidación y la magnetización remanente en estas rocas es fácilmente removida. Ciertos cristales de magnetita correspondientes a las muestras de la Granodiorita Elena-Granito Este evidencian reemplazo parcial por goethita y hematita terrosa accesorias, generadas a partir de meteorización.

La estabilidad de la magnetización remanente para muestras con evidencias de alteración penetrativa sobreimpuesta (Pórfido Este alterado) depende de la intensidad de alteración hidrotermal que presenta, si bien la susceptibilidad tiende a ser baja y homogénea. Aquellos tipos de alteración hidrotermal de alta sulfuración originan un desequilibrio de los óxidos de hierro, proceso susceptible de producir una reducción del tamaño de la magnetita previa (multidominio → dominio simple) y/o su destrucción en base al particionamiento del hierro hacia los sulfuros de (Cu)-Fe. Considerando además el signo positivo de la dirección característica para muestras con evidencias de alteración cuarzo-sericita, probablemente su magnetización remanente fue adquirida en respuesta a este fenómeno hidrotermal. El enriquecimiento supérgeno registrado en el yacimiento puede producir la remagnetización química de las rocas, en función del tamaño que alcanzan los cristales de hematita terrosa neoformada (volumen de bloqueo) y su abundancia. Para la Zona de Deformación Este la aleatoriedad de las propiedades magnéticas está controlada por los movimientos de la falla Mesabi (procesos de cataclasis y milonitización del protolito).

### CAPITULO 3:

#### *ALTERACION HIDROTERMAL, PROPIEDADES MAGNETICAS Y MINERALOGIA FERROMAGNETICA DEL COMPLEJO INTRUSIVO FORTUNA (Granodiorita Fiesta-Antena). DISTRITO CHUQUICAMATA*

- Petrografía y mineralogía magnética de la Granodiorita Fiesta y Granodiorita Antena.*
- Resultados magnético-mineralógicos*
- Cristaloquímica de óxidos de Fe-Ti*
- Discusiones*

### 3.1 INTRODUCCION

La *Granodiorita Fiesta* y *Granodiorita Antena* son dos intrusivos elongados de orientación noreste pertenecientes al Complejo Intrusivo Fortuna (CIF, Dilles et al., 1997), localizados en el distrito Chuquicamata. La *Granodiorita Fiesta* (Fortuna Clara) corresponde a la unidad litológica de mayor volumen que aflora dentro de la mina Chuquicamata. Dada su clasificación dentro del modelo de unidades geológicas (UG) de la mina como “*intrusivo estéril*” debido a su ley media equivalente a 0.3% Cu, su estudio ha sido dirigido principalmente a la caracterización petrográfica en relación a las unidades geológicas (UG) de la mina (Álvarez et al., 1980; Ossandón et al., 2001; entre otros); determinación de edades radiométricas (Maksaev et al., 1994; Lindsay, 1997; Dilles et al., 1997; Ballard, 2002) e interpretación de su emplazamiento dentro del contexto geodinámico regional, en relación al movimiento relativo entre las placas Farallón-Sudamericana, como al desplazamiento de la Falla Oeste (Reutter et al., 1996; Tomlinson y Blanco, 1997a y b; Dilles et al., 1997; McInnes et al., 2001; Tomlinson et al., 2001). Para la *Granodiorita Antena* (Fortuna Gris), los trabajos realizados son de la misma naturaleza, destinados a su caracterización composicional y temporalidad. Los prospectos asociados a ambas unidades indican que ambos intrusivos pueden generar y/o ser la roca huésped de mineralización susceptible de ser explotada fuera de los límites de la mina (Rosas, 2001).

Un estudio paleomagnético en el distrito Chuquicamata debe involucrar la descripción detallada de las asociaciones mineralógicas magmático-hidrotermales presentes la *Granodiorita Fiesta-Antena*, ya que estos resultados proporcionan una secuencia paragenética a partir de la que se puede inferir cuándo se originan los óxidos de Fe-Ti y, por ende, el mineral portador de la magnetización, indicando qué tipos de alteración hidrotermal son susceptibles de modificar la señal magnética primaria de ambos intrusivos. En este capítulo se exponen sus resultados magnéticos, mineralógicos y químicos, entregando además nuevas evidencias en relación a la alteración post-magmática en granitoides menos alterados.

## 3.2 RESULTADOS MAGNETICO-MINERALOGICOS EN EL COMPLEJO INTRUSIVO FORTUNA: GRANODIORITA FIESTA-ANTENA

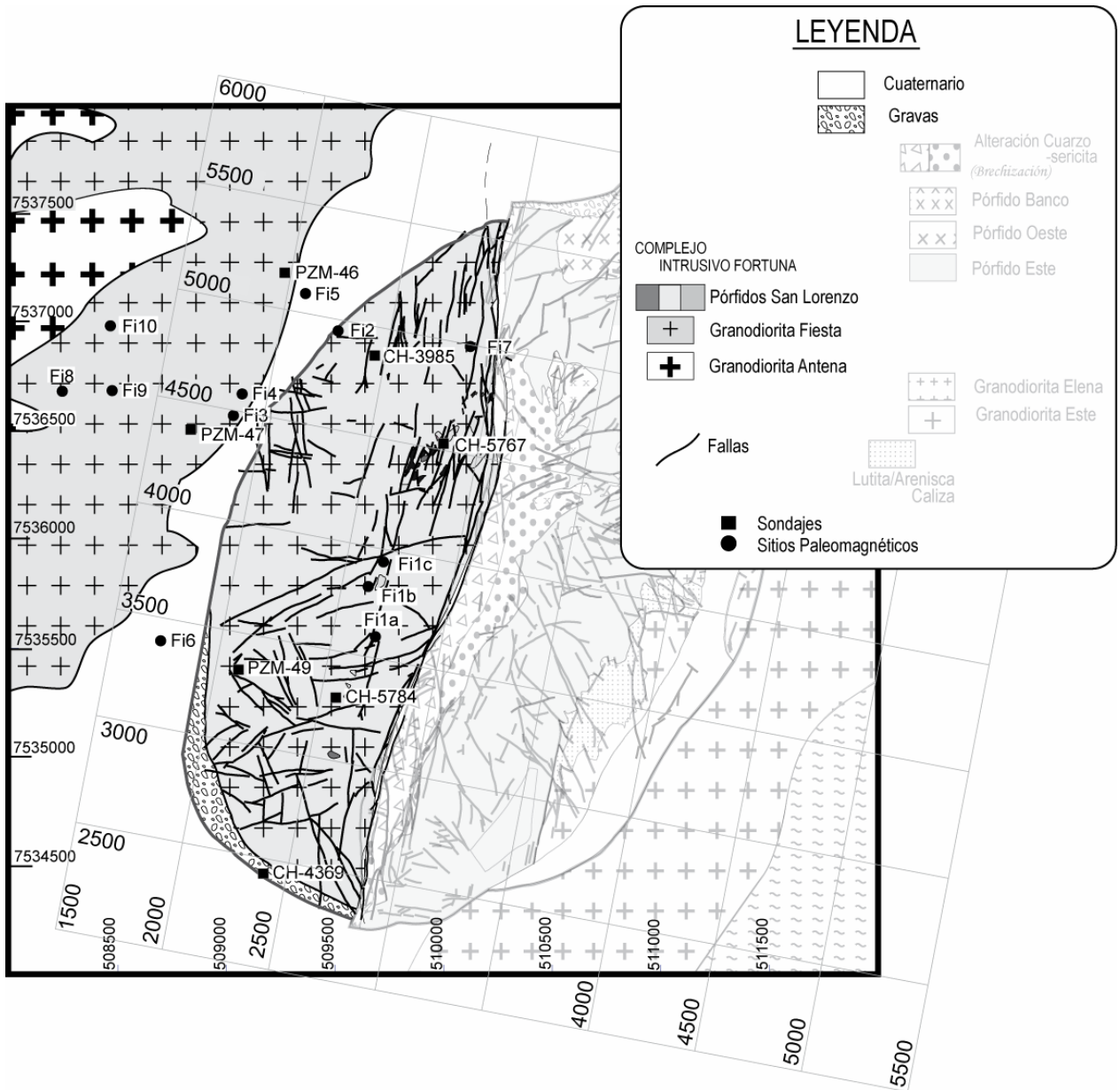
### 3.2.1 MUESTREO

El muestreo realizado corresponde a 162 testigos paleomagnéticos en la *Granodiorita Fiesta* y 24 en la *Granodiorita Antena* (tabla 3.1), para los que fue realizado el análisis de sus propiedades magnéticas en base al estudio magnético-mineralógico. Estas muestras fueron perforadas *in situ* y/o en laboratorio desde bloques orientados y sondajes diamantina (DD). La ubicación de los sitios y sondajes es ilustrada en la figura 3.1.

**Tabla 3.1:** Ubicación de los sitios y sondajes DD muestreados para el estudio paleomagnético. En la tabla se indican los cortes transparente-pulido realizados para el estudio conjunto petrográfico-magnético-químico.

Sitio o Sondaje	Ubicación		Número de muestras	Cortes Transparente/pulido
	En UTM	En coord. Mina		
<i>Granodiorita Fiesta</i>				
Fi1a	7535511N / 509670E		22	Fi01a01
Fi1b				Fi01b06
Fi1c				Fi01c08 Fi01c09
Fi2	7536823N / 509664E		7	Fi0202 Fi0205
Fi3	7536075N / 509016E		37	Fi3-0101
Fi4				Fi4-0902
Fi5	7536637N / 509351E		2	Fi5-13
Fi6	7535037N / 508679E		7	Fi6-16
Fi7	7536395N / 510118E		12	
Fi8	7536189N / 508228E		5	Fi8-31
Fi9	7536235N / 508452E		6	
Fi10	7536850N / 508500E		2	
Sond. 5767		N4524.1 / E2901.7	5	
Sond. 5784		N3278.4 / E2625.4	4	
Sond. 4369 (00SCHB)		N2481.4 / E2452.2	10	CH4369-132.7 CH4369-196.3
Sond. 3985 (00SCHD)		N4866.4 / E2444.4	12	CH3985-80.05 CH3985-184.4 CH3985-227.0
PZM-46		N5161.8 / E2021.8	20	
PZM-47		N4369.1 / E1737.1	2	
PZM-49		N3327.2 / E2158.2	9	
			<i>Total</i>	162
<i>Granodiorita Antena</i>				
An1	7531865N / 506444E		14	An101A
An2	7534905N / 503468E		10	An201A
			<i>Total</i>	18
<b>TOTAL INTRUSIVOS</b>				186



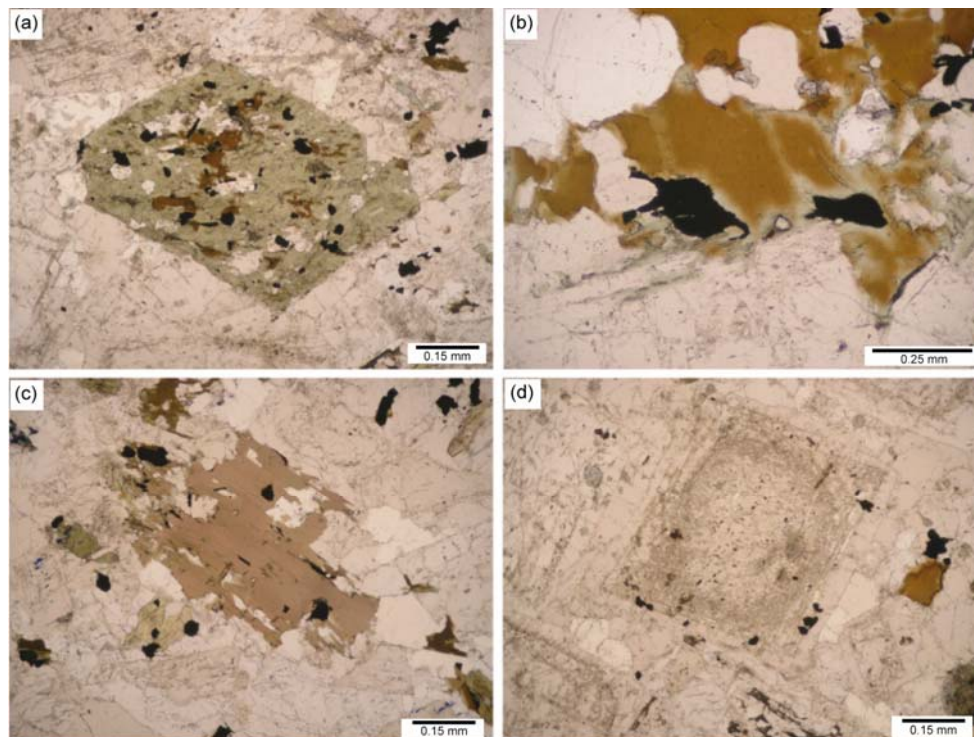


**Figura 3.1:** Muestreo paleomagnético asociado a la Granodiorita Fiesta dentro de la mina y en sectores aledaños. Aquellos sitios correspondientes a la Granodiorita Antena se encuentran más hacia el este.

### 3.2.2 PETROGRAFIA Y MINERALOGIA MAGNETICA DE LOS SITIOS Y SONDAJES CORRESPONDIENTES A LA GRANODIORITA FIESTA-ANTENA

#### GRANODIORITA FIESTA

○ *Características.* Roca holocristalina, inequigranular, de grano medio-grueso, hipidiomórfica, textura porfírica, con variación de la proporción de masa fundamental según el sitio de muestreo (aprox. 70-90% de fenocristales y 30-10% de masa fundamental, ANEXO C). Los fenocristales corresponden a *plagioclasa* euahedral-subhedral, tamaños entre 0.5 y 4 mm, maclas de carsbald-polisintéticas; y *ortoclasa* anhedral, tamaños entre 0.5-5 mm. También existe *hornblenda* subhedral-anhedral, de tamaños entre 0.5-2 mm, con inclusiones de opacos euahedrales-subhedrales correspondientes a pseudomorfos de titanomagnetita con inclusiones ocasionales de apatito hexagonal (Fig. 3.2.a y 3.4.b). Dependiendo del corte, se puede identificar *biotita* primaria relictas, con evidencias de *biotitización*. Como mineral accesorio se observan fenocristales de esfeno anhedral. La masa fundamental está constituida por un agregado de *cuarzo*, *feldespato-K* y menor *plagioclasa* entrecrecidos, con contactos recto-lobulados y sinuosos. Eventualmente aparece magnetita muy pequeña y regular.



**Figura 3.2:** Evidencias de alteración registrada en la Granodiorita Fiesta. (a) Cara basal de hornblenda con inclusiones de minerales opacos y parches de biotita a los que también se relacionan opacos (CH3985-227). (b) biotita primaria biotitizada, reconocible por la pérdida de su pleocroísmo y “extinción a puntitos” a nícoles cruzados. Sobreimpuesto al anterior, existe cloritización en bordes y clivajes (Fi3-0101A). (c) Biotita primaria desgarrada, observándose el crecimiento de rutilo en los bordes (00CH0805). (d) plagioclasa arcillizada (CH3985-227).

○ *Alteración Hidrotermal.* Estas rocas presentan alteración potásica, correspondiente al reemplazo localizado de *plagioclasa* por *feldespato-K*. También hay biotitización en parches y bordes de *hornblenda*, caracterizada por la asociación mineralógica *biotita-rutilo-magnetita*. Otra evidencia de este tipo de alteración es la aparición de *rutilo-magnetita* en bordes y clivajes de *biotita* primaria (Fig. 3.2.c). Sobreimpuesta existe cloritización de los ferromagnesianos. Los *feldespatos* muestran además fracturamiento y reemplazo incipiente por *arcillas-sericita* (Fig. 3.2.d).

○ *Mineralogía Magnética.* Los *pseudomorfos* irregulares (0.5-0.05 mm) en asociación con fenocristales de *hornblenda-biotita* y/o accesorios en la masa fundamental de la *Granodiorita Fiesta*, sugieren su relación con titanomagnetita y ocasional ilmenita primaria. Ambos minerales han sufrido diferentes generaciones de exsolución en función del grado de oxidación propuesto por Haggerty (1991). Las texturas que permiten inferir su cristalización magmática son detalladas a continuación.

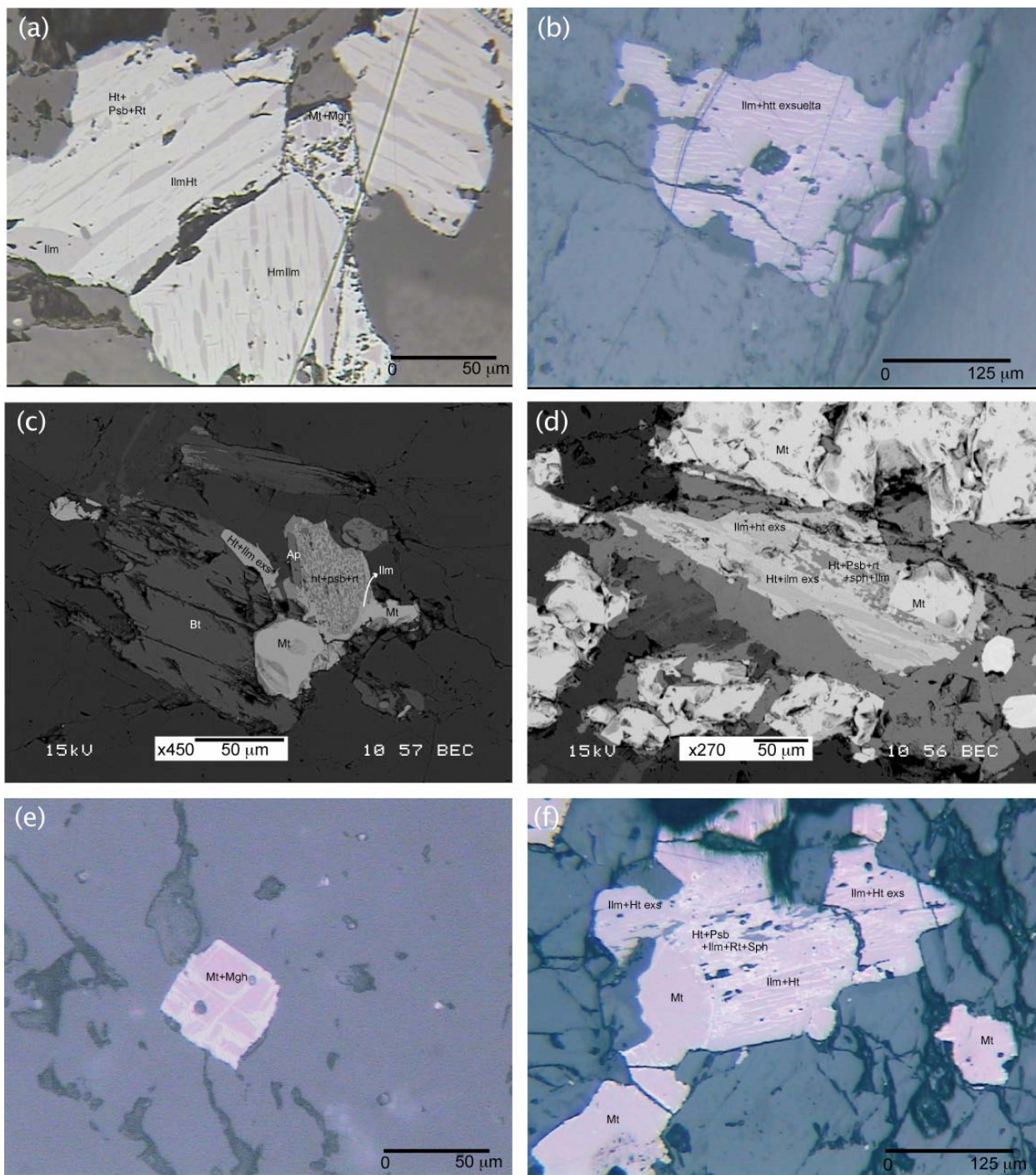
La textura LAMELLAR observada (estado de oxidación C3) se distingue por la presencia de lámellas lenticulares correspondientes a *ilmenita<sub>SS</sub>* y *hematita<sub>SS</sub>*. Cuando son más gruesas tienen aspecto sigmoidal tipo SYNEUSIS (estado de oxidación C3-C4). Ambas texturas se observan preferentemente en la zona central del pseudomorfo. Los bordes de color más rosado (enriquecidos en *ilmenita*) pueden no mostrar exsolución o bien, exhibir una textura “ATIGRADA” (estado de oxidación C4) asociada a finas exsoluciones lamellares de *hematita<sub>SS</sub>* (Fig. 3.3.a). Ocasionalmente, en el pseudomorfo hay evidencias de exsolución previa tipo COMPOSITO (estado de oxidación C2-C3), considerando el intercrecimiento de *magnetita* y sectores con textura lamellar-sigmoidal, con un contacto microserrado (Fig. 3.3.d y f). Las texturas de desequilibrio, en este caso, indican la presencia de *ilmenita<sub>SS</sub>* exsuelta previa (estado de oxidación C4).

Cuando la biotitización es más intensa, dentro de los lentes sigmoidales de *ilmenita<sub>SS</sub>* y *hematita<sub>SS</sub>* se generan microexsoluciones lamellares de *ilmenita* en *hematita<sub>SS</sub>* (*ilmenoheamatita*) y de *hematita* en *ilmenita<sub>SS</sub>* (*hemoilmenita*). Para muestras con evidencias de oxidación más avanzada, en sectores con exsolución lamellar-sigmoidal previa se observa una textura GRAFICA (estado de oxidación C6-C7) correlacionada con la formación de *rutilo-pseudobrookita-hematita* e *ilmenita* residual (Fig. 3.3.c), mineral que puede presentar reemplazo por *esfeno* (Fig. 3.5).

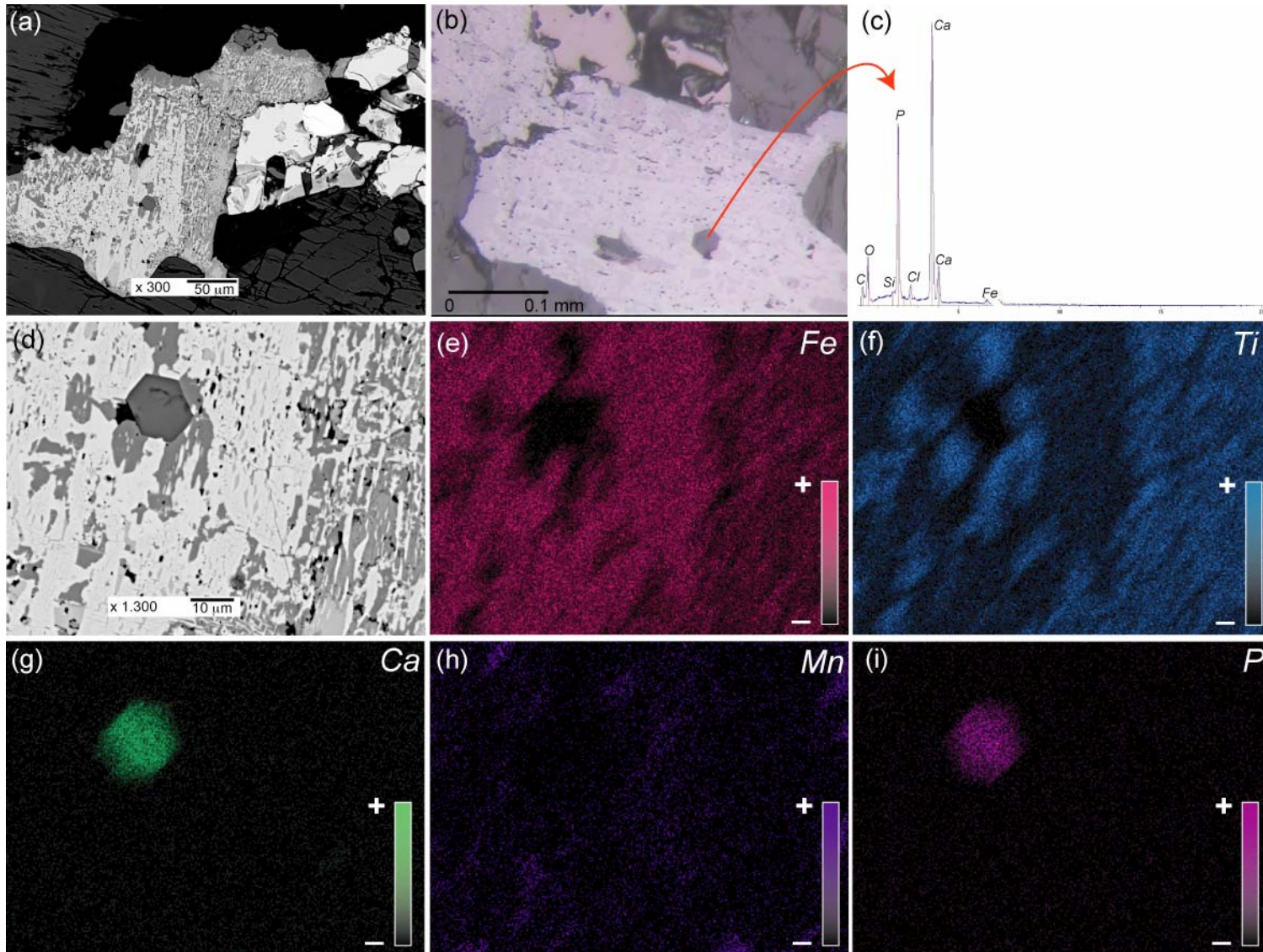
La *ilmenita* magmática es escasa. Su presencia se infiere en base a texturas de exsolución lamellar fina según el eje (0001) concentradas hacia el interior del cristal huésped (Fig. 3.3.b).

La *magnetita* puede ser grande e irregular (0.5-0.05 mm) asociada a *hornblenda* y *biotita* biotitizada y, eventualmente, coexistiendo con *pseudomorfos* de *titanomagnetita* previa. También existe magnetita en la masa fundamental, pero de tamaño menor que la familia anterior (0.03- <0.01 mm) y con formas cúbicas (euhedral-subhedral). Evidencias de oxidación de este mineral se correlacionan con *hematización* de sus bordes y fracturas, *martitización* (reemplazo a lo largo del eje [111]), y/o *maghemitización* (sectores con textura “gusanoidal” blanca sin un patrón determinado. Fig. 3.3), siendo este reemplazo relacionado a *cloritización*.



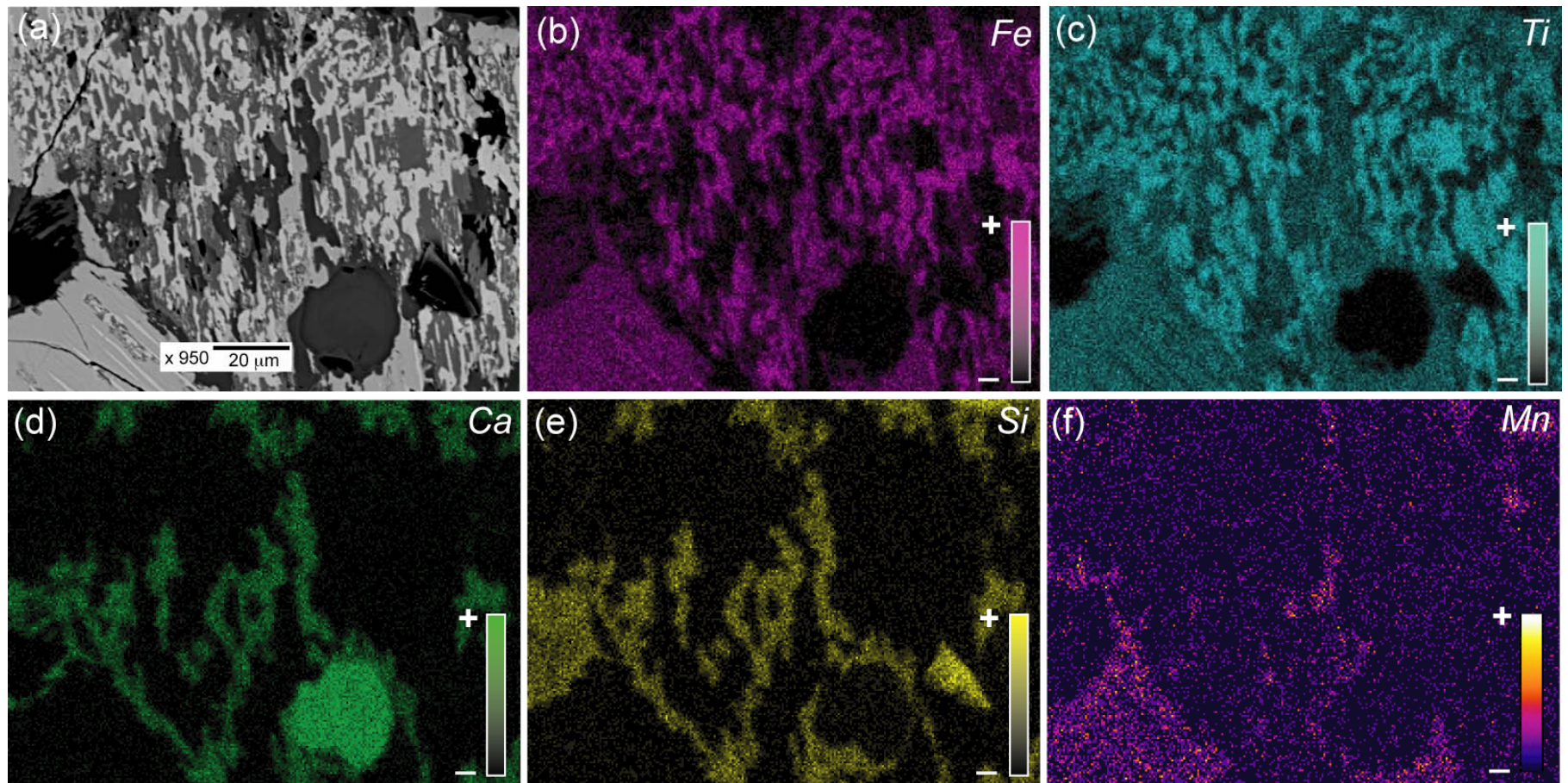


**Figura 3.3:** Texturas de oxidación asociadas a los diferentes óxidos de Fe-Ti descritos en la Granodiorita Fiesta. (a) Textura syneusis, correspondiente a la exsolución de lentes sigmoidales de hmlim e ilmht. A mayor aumento se observan microexsoluciones dentro de las exsoluciones de mayor tamaño (CH3985-80.05). (b) Ilmenita con exsoluciones de hematita, textura “atigrada” (Fi205A). (c) asociación de biotita-magnetita y pseudomorfo de titanomagnetita, con exsolución tipo compuesto de un miembro rico en Mt con alto Ti e ilmenita, la que posteriormente sufre un segundo reequilibrio a  $Mt+Ht+Psb+Rt+Ilm_{RESIDUAL}$ , (Fi1b06). (d) Agregado de Mt+pseudomorfo de ilmenita, con evidencias de reequilibrio, observándose sectores con exsolución lamellar y syneusis de Ilm-Ht, Mt,  $Ht+Psb+Rt+Ilm_{RESIDUAL}$  y reemplazo de Sph por Ilm (Fi1c09). (e) Mt euhedral martitizada en la masa fundamental (Fi301). (f) Exsolución tipo compuesto en una titanomagnetita con nuevo reequilibrio, relacionado a las exsoluciones lamellares y granulares. Además hay reemplazos por Sph (gris, Fi205B). (a), (b), (e) y (f) luz reflejada. (c) y (d) Imágenes SEM. (Mt=magnetita; Ht=hematita; Ilm=Ilmenita; Psb=Pseudobrookita; Rt=Rutilo; Sph=Esfeno; Bt=biotita; Hmlim=Hemoilmenita; IlmHt=Ilmenohepatita).



**Figura 3.4:** Pseudomorfo de titanomagnetita con inclusión de apatito magmático euhedral (F11b06A). (a) Imagen SEM. (b) Microfotografía a luz reflejada. (c) Análisis EDS de clorapatito. (d) detalle de una zona del pseudomorfo, a la que se realiza el mapeo del elemento ilustrado a continuación: (e) Fe; (f) Ti; (g) Ca; (h) Mn e (i) P. En estos diagramas se detalla claramente la partición del Fe y Ti respecto a la hematita<sub>SS</sub>-ilmenita<sub>SS</sub>, la preferencia del Mn por la Ilmenita<sub>SS</sub> y la inclusión de apatito.





**Figura 3.5:** Metasomatismo de ilmenita por esfeno, relacionado además a exsolución granular de rutilo-hematita<sub>SS</sub>-pseudobrookita. Esto es indicado principalmente por la concentración en las bandas más oscuras de los cationes Ca y Si, así como las diferencias entre la luminosidad de color para el catión Ti, más concentrado en el rutilo. También se observan microinclusiones de apatito, identificado por la concentración de Ca en el círculo de la parte inferior derecha de la microfotografía (Fi205).

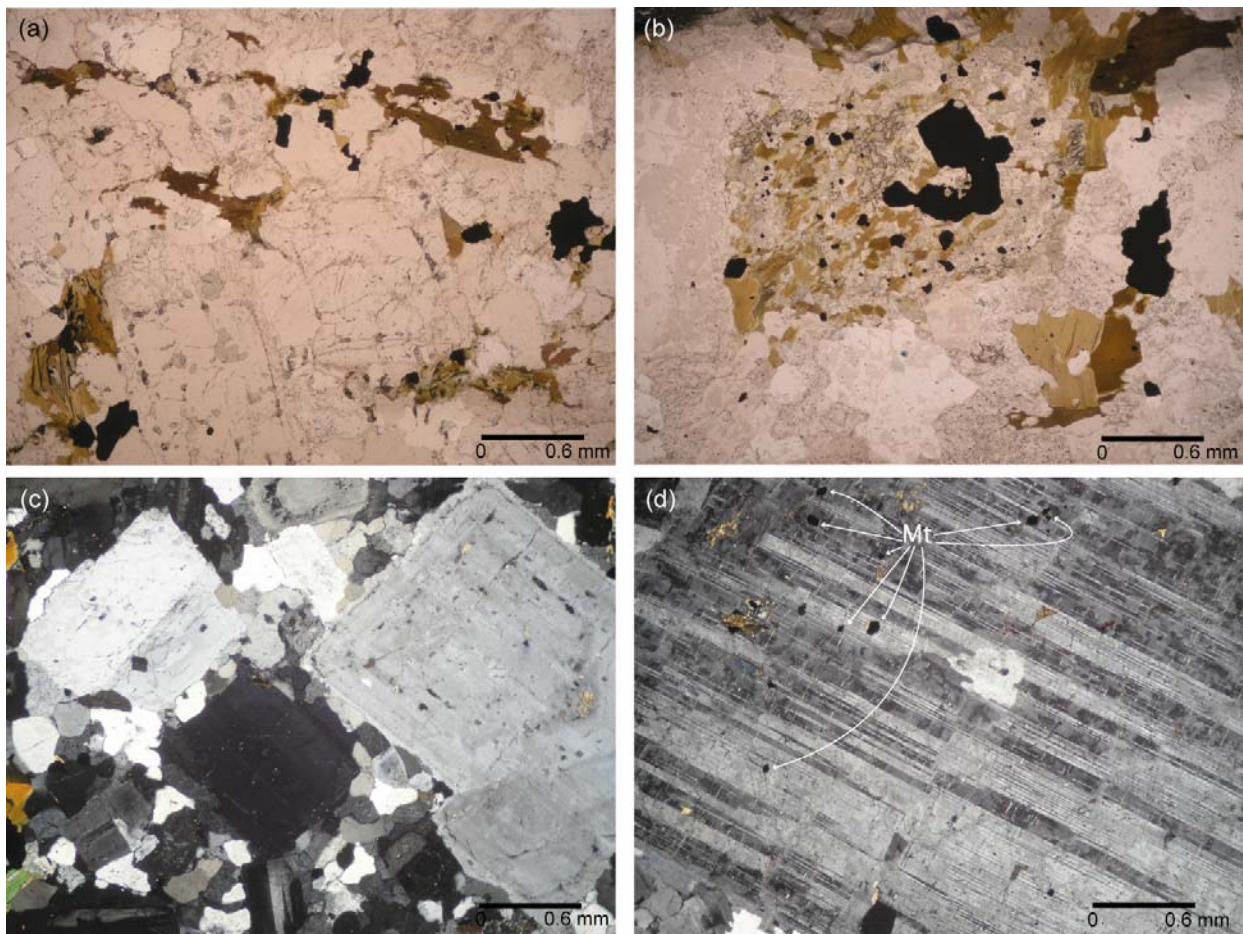
## GRANODIORITA ANTENA

○ *Características.* Roca holocristalina, predominantemente inequigranular, de grano medio-groeso, hipidiomórfica, porfírica (Fig. 3.6.c), con un 40-60% de fenocristales y 60-40% de masa fundamental (ANEXO C). Otros autores describen esta roca como equigranular (Rosas, 2001; Ballard, 2002). A escala macroscópica, las muestras de esta unidad son más grises que la *Granodiorita Fiesta* (color distintivo).

Los fenocristales corresponden a *plagioclasa* euhedral-subhedral, entre 1-3 mm, tabulares, con macla de carlsbad-polisintéticas y zonaciones que pueden ser difusas. Ocasionalmente se observan inclusiones de opacos euhedrales <0.01 mm. El *feldespato potásico* es anhedral (ortoclasa), de tamaño similar a la plagioclasa. La *biotita* es anhedral, entre 0.5-1.5 mm, en coexistencia con minerales opacos y/o en cúmulos con *hornblenda*. Ocasionalmente forma bandas alargadas (Fig. 3.6.a). La *hornblenda* es más escasa, euhedral-subhedral. Como accesorio aparece *esfeno* asociados a opacos irregulares. La masa fundamental es un agregado de cristales entrecrecidos de *cuarzo* y *feldespato-K* bien definidos, con contactos rectos-lobulados, escasa recristalización y opacos euhedrales diseminados (Fig. 3.6.c).

○ *Alteración Hidrotermal.* Los tipos de alteración hidrotermal reconocidos en la *Granodiorita Antena* son los siguientes: biotitización de *hornblenda* y *biotita*, en bordes y con textura de “parches” (*biotita secundaria-rutilo-magnetita*), si bien la *biotita* primaria puede conservar su pleocroísmo y extinción distintiva. Sobreimpuesta existe cloritización retrógrada, que afecta tanto a los ferromagnesianos de origen magmático como hidrotermal. Además, los *feldespatos* evidencian un reemplazo incipiente por arcillas.



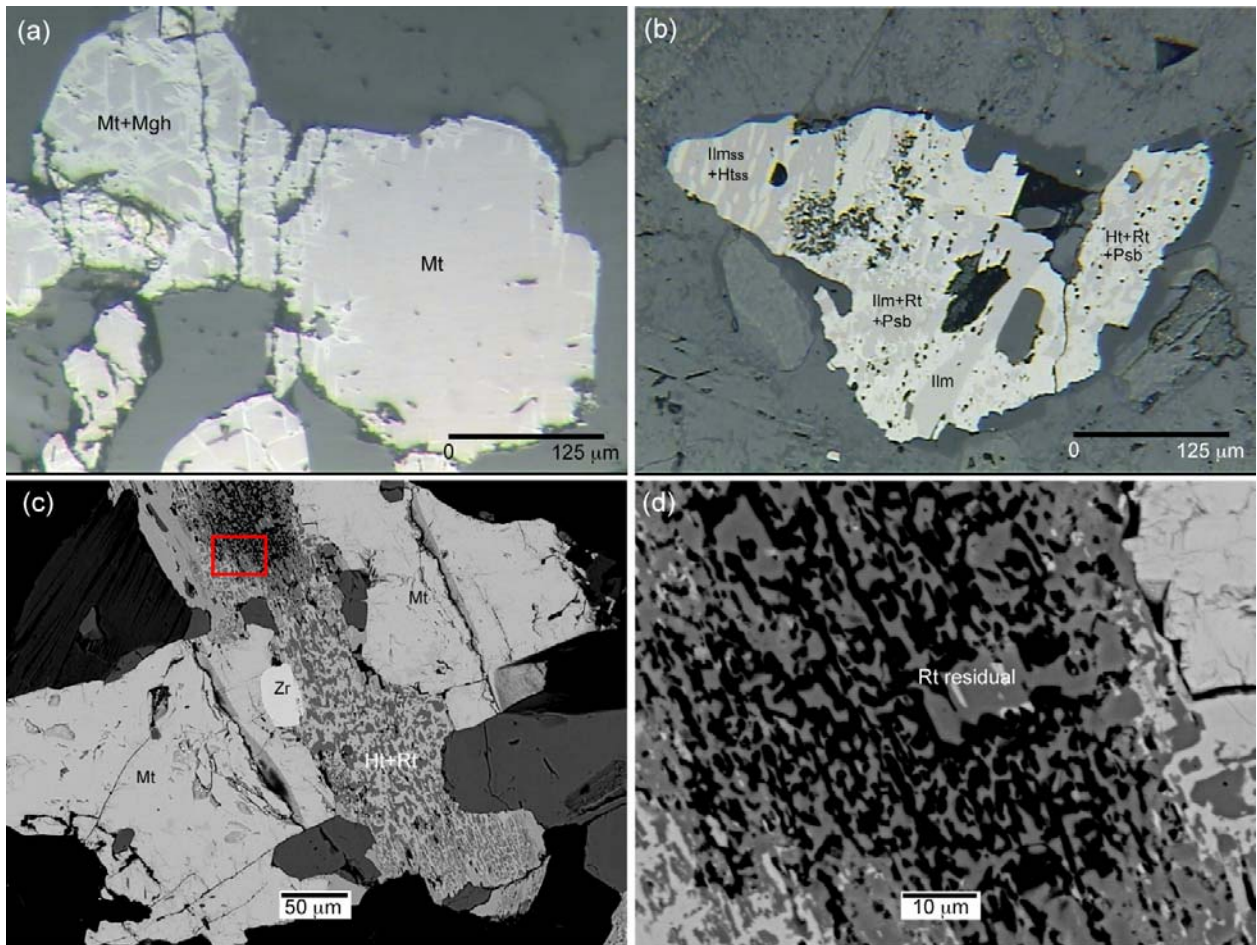


**Figura 3.6:** Evidencias de alteración en la Granodiorita Fiesta. (a) Biotitas recrystalizadas alineadas, asociadas a opacos. En la esquina izquierda de la fotografía se observan cloritización de biotita (An1-2001A). (b) Pseudomorfo de hornblenda con inclusiones de opacos y parches de biotita. (An2-4001A). (c) Textura porfírica de la Granodiorita Antena, con dos poblaciones de tamaño de cristal (An2-4001A). (d) Megacristal de plagioclasa con inclusiones de magnetita (An1-2001A).

○ *Mineralogía Magnética.* Los minerales ferromagnéticos en esta unidad corresponden a **magnetita** y aquellos derivados del desequilibrio de **titanomagnetita** primaria, cuya naturaleza se puede inferir a partir del análisis de las texturas de exsolución identificadas. La **magnetita** se presenta asociada a **biotita** (0.5-0.1 mm), como inclusiones en **plagioclasa** (0.1-0.02 mm) y eventualmente diseminada (>0.01 mm, fig. 3.6.d). Ciertos cristales de mayor tamaño evidencian **martitización** en los bordes del cristal, aunque cuando la oxidación es más intensa, este fenómeno se relaciona a “enrejados triangulares” que lo afectan por completo (Fig. 3.7.a). También existe **maghemitización** irregular sectorizada (texturas gusanoidales blanco-gris) y **hematitización** en bordes y fracturas.

Los pseudomorfos de **titanomagnetita** están asociados a **biotita-hornblenda**. Son irregulares, presentan inclusiones de **apatito** y pueden coexistir con **circón** (Fig. 3.7.c). Las exsoluciones

identificadas son de tipo SYNEUSIS y LAMELARES de *ilmenita*<sub>SS</sub>-*hematita*<sub>SS</sub> gruesas, más escasas que en la *Granodiorita Fiesta* y con un predominio del miembro *ilmenita*<sub>SS</sub> (Fig. 3.7.b). También se puede presumir la presencia previa de exsoluciones tipo *compósito*, en función de la distribución de los sectores enriquecidos en uno u otro mineral (serie titanohematitas). Si bien se distinguen lámellas gruesas remanentes en los pseudomorfos, la textura GRAFICA producto de la formación de agregados microgranulares de *hematita-rutilo-pseudobrookita* las oblitera parcialmente (Fig. 3.7.c). Cuando hay un mayor desarrollo de las evidencias de oxidación, se observa solamente rutilo gráfico residual (Fig. 3.7.d).

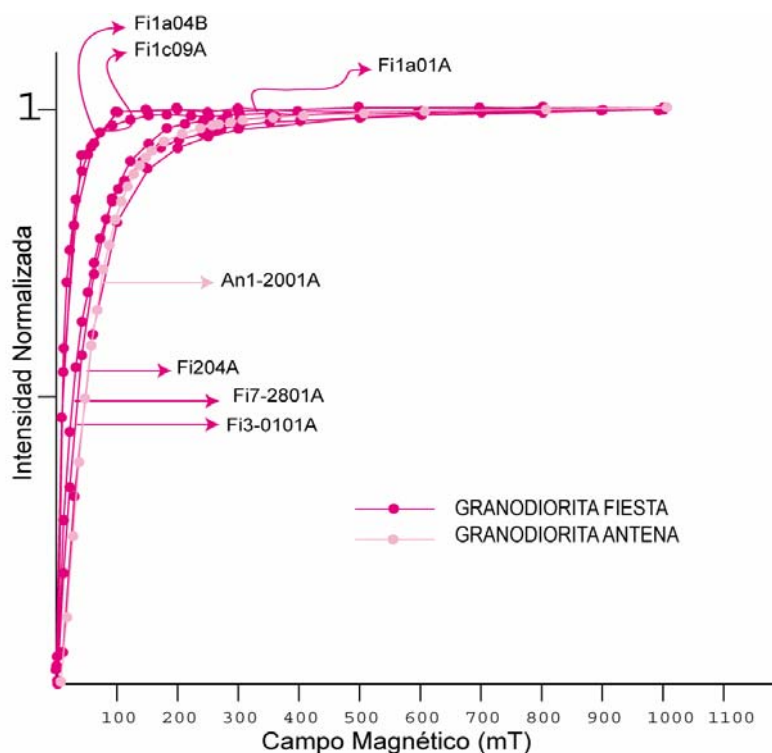


**Figura 3.7:** Texturas de oxidación asociada a los diferentes óxidos de Fe-Ti descritos en la Granodiorita Antena. (a) Martitización en bordes y a lo largo del eje (111) de magnetitas en la masa fundamental (An2-4001A). (b) Pseudomorfo de titanomagnetita, donde se observa un sector con exsoluciones lamellares gruesas de *Ilm*<sub>SS</sub> con lentes sigmoidales de *Ht*<sub>SS</sub>, exsoluciones de *Ilm+Rt+Psb* y *Ht+Rt+Psb* (An1-2001A). (c) Agregado de *Mt*+pseudomorfo de *Ilm* coexistiendo con circón. Presenta evidencias de exsolución-oxidación extrema, correspondiente a *Rt*<sub>RESIDUAL</sub> y la asociación *Ht+Rt*. (d) detalle de la imagen anterior, que muestra una zona con *Rt* granular dentro del pseudomorfo. (a) y (b) Microfotografías luz reflejada. (c) y (d) Imágenes SEM. (*Mt*=magnetita; *Ht*=hematita; *Ilm*=Ilmenita; *Psb*=Pseudobrookita; *Rt*=Rutilo; *Zr*=Circón).

### 3.2.3 PROPIEDADES FISICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA EN LA GRANODIORITA FIESTA-ANTENA

#### ANALISIS DE MAGNETISMO REMANENTE ISOTERMAL (IRM)

Las curvas IRM asociadas a ambos granitoides estudiados indican la presencia de un mineral poco coercitivo (rápida adquisición de magnetización en las primeras etapas del experimento), diferenciándose, a lo menos, dos grupos (Fig. 3.8). El primero, cuyo campo magnético de saturación es menor a 100mT, corresponde a muestras del sitio Fi1 (*Granodiorita Fiesta*) y probablemente se relaciona a la *magnetita* irregular de gran tamaño identificada petrográficamente, característica que controla la formación de numerosos dominios intramineral (Butler & Barnejee, 1975). El segundo grupo no alcanza una saturación completa a 200-270 mT, si bien en este rango ya ha alcanzado más del 95% de la magnetización total. Lo anterior se correlaciona con *magnetita predominante*, de menor dimensión que en el caso anterior, y cantidades subordinadas de *hematita* (y/o mineral de alta coercividad), responsable de la adquisición de magnetización posterior a 270 mT. Cabe destacar que la señal magnética de la magnetita reconocida en el primer grupo es tan intensa que podría enmascarar aquella vinculada a fases mineralógicas romboedrales (*hematita<sub>SS</sub>-ilmenita<sub>SS</sub>*). Dentro de este grupo también se puede encontrar análisis de la *Granodiorita Antena* (An1-2001A).



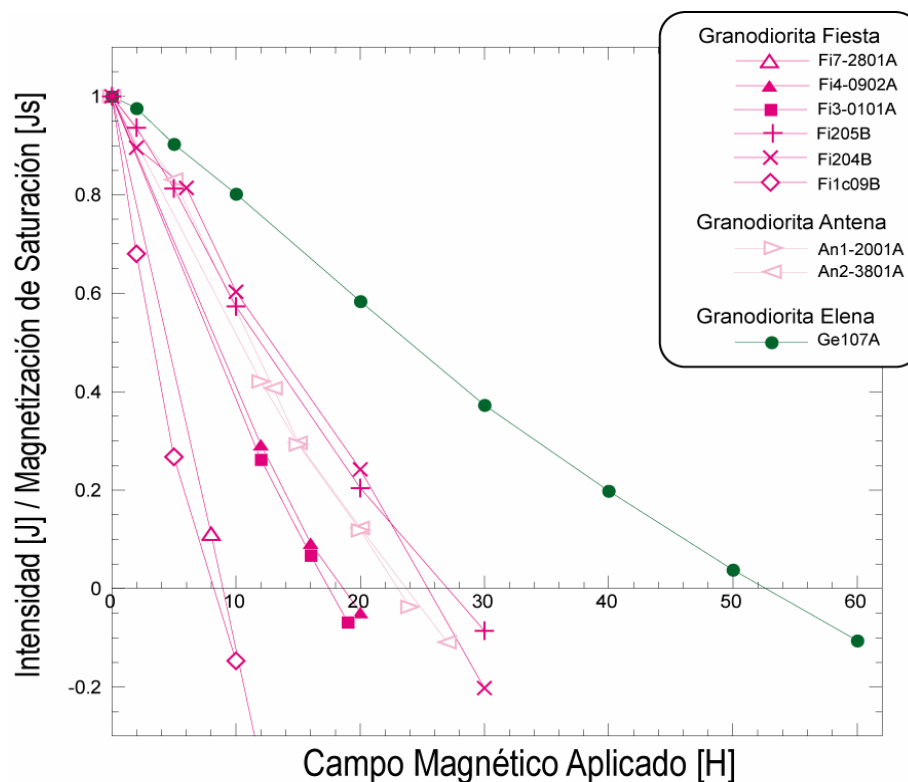
**Figura 3.8:** Curvas IRM asociadas a muestras de la Granodiorita Fiesta y Granodiorita Antena. El color es representativo de cada uno de estos intrusivos (en base al mapa geológico del distrito).



### ANÁLISIS DE CAMPO COERCITIVO REMANENTE ( $H_{Cr}$ )

Las curvas de pérdida de magnetización asociadas a la *Granodiorita Fiesta* muestran un valor de  $H_{Cr}$  bajo (entre 8-28 mT), lo que se correlaciona con la presencia de *magnetita*. El intervalo señalado indica variabilidad del tamaño predominante de los cristales en las muestras analizadas, lo que influye en la capacidad de retener magnetización de las mismas (parámetro dependiente del número de dominios). Cabe destacar los valores de  $H_{Cr}$  obtenidos para las muestras Fi7-2801A y Fi1c09B, claramente relacionados a cristales *multidominio*. Los resultados correspondientes a la *Granodiorita Antena* no tienen una diferencia significativa con el caso antes descrito, ya que sus valores de  $H_{Cr}$  (25-26 mT) son similares a aquellos más altos dentro del rango previamente definido.

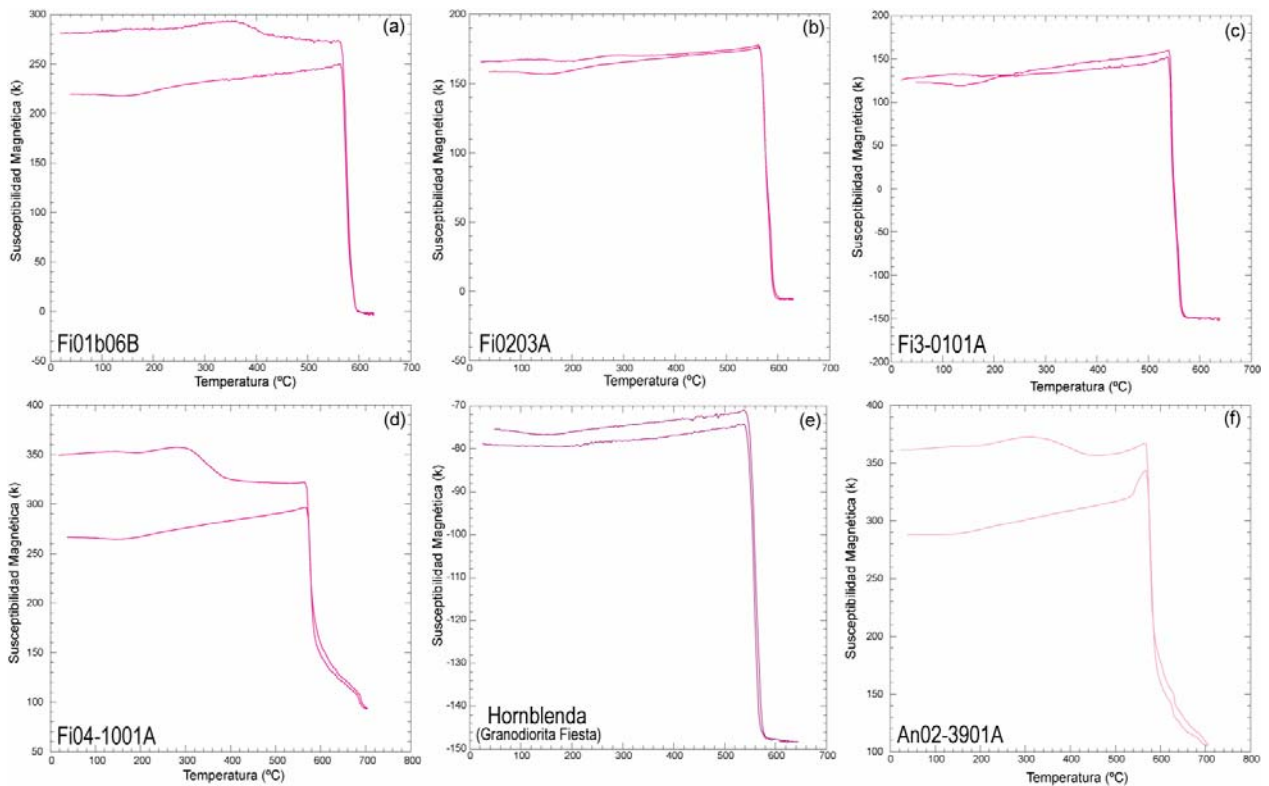
La comparación con un análisis correspondiente a la *Granodiorita Elena* cloritizada y hematitizada sugieren un menor grado de oxidación de los intrusivos analizados (Fig. 3.9).



**Figura 3.9:** Gráfico de variación de magnetización inducida v/s intensidad magnética adquirida normalizada para muestras asociadas a la Granodiorita Fiesta y Antena. A modo comparativo se ubica también una muestra de la Granodiorita Elena.

### CURVAS SUSCEPTIBILIDAD (K) VERSUS TEMPERATURA (T)

En general, en la *Granodiorita Fiesta* estos resultados principalmente indican la presencia de *magnetita*, asociada al quiebre de susceptibilidad a los 580°C (Fig. 3.10.b y c); y *magnetita* ± *maghemita*, consecuente con descenso de la susceptibilidad a los 350°C (Fig. 3.10.a y d), evidencias que se correlacionan con biotitización, cloritización y menor alteración supérgena reconocidas previamente (petrografía). Cabe destacar la forma de la curva de una anfíbola (hornblenda) perteneciente a esta unidad (Fig. 3.10.e), que permite inferir la existencia de inclusiones de *magnetita*. Sin embargo, la diferencia de susceptibilidad entre la trayectoria de calentamiento-enfriamiento sugiere además que los óxidos de *Fe-Ti* previamente descritos podrían generar pequeñas cantidades de *magnetita* en base a las condiciones en que se realiza el experimento (aire). Para la *Granodiorita Antena*, las curvas permiten identificar tanto *magnetita* como menor *maghemita* (An02-3901A).



**Figura 3.10:** Gráficos de susceptibilidad magnética (k) versus temperatura (T) para muestras pertenecientes a la Granodiorita Fiesta y Antena. De éstos se puede deducir ciertas familias de minerales magnéticos presentes en estas rocas, en función de los quiebres de las curvas analizadas.

### 3.2.4 CRISTALOQUÍMICA DE MINERALES MAGNETICOS EN EL SISTEMA FORTUNA-ANTENA

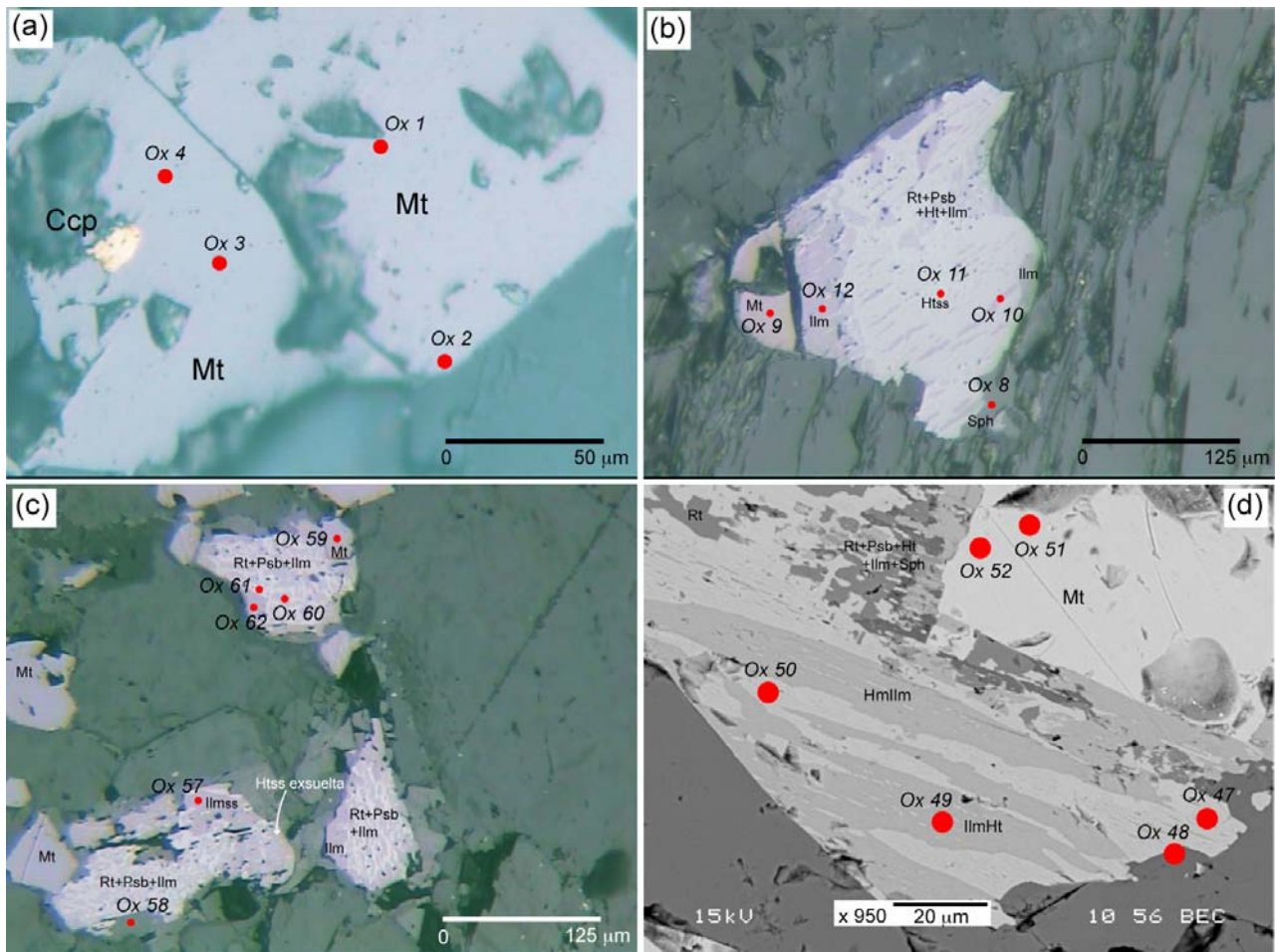
Dada la complejidad de las asociaciones de minerales ferromagnéticos identificadas a nivel petrográfico-magnético, a continuación se presentan los resultados de su caracterización geoquímica. Su análisis permite definir rangos composicionales dentro de la serie de solución sólida correspondiente y estimar cualitativamente sus condiciones de oxidación-exsolución, para deducir su correlación con ciertos tipos de alteración hidrotermal en base al control que ejercen estos minerales en la respuesta magnética de la roca (Robinson et al., 2002, 2004).

#### GRANODIORITA FIESTA

La figura 3.11 en conjunto con la tabla 3.2 ilustran algunos resultados analíticos en minerales de esta unidad con sus respectivos puntos de análisis. El resto de los datos, así como el cálculo de la fórmula estructural respectiva se presentan en el ANEXO D. Para efectos de clasificación se utilizó el diagrama ternario de composición de óxidos de Fe-Ti (O'Reilly, 1984). El cálculo del porcentaje de los miembros extremos consideró las sustituciones catiónicas en los sitios  $R^{4+}$  ( $Ti^{4+}$ ,  $Si^{4+}$ ),  $R^{3+}$  ( $Al^{3+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ) y  $R^{2+}$  ( $Mg^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ), para así obtener una composición más representativa dentro de la solución sólida. En general, estos resultados indican una coexistencia de fases romboedrales (*ilmenita<sub>SS</sub>-hematita<sub>SS</sub>*) y cúbicas (*magnetita*), en acuerdo a lo observado en subsecciones previas (tabla 3.3).

Los miembros de la serie de solución sólida (SS) de las *titanohematitas* se separan, salvo excepciones, en dos intervalos composicionales: el primero corresponde al rango  $Ilm_{95}$ - $Ht_{10}$  e  $Ilm_{70}$ - $Ht_{30}$  y el segundo,  $Ilm_{30}$ - $Ht_{70}$  e  $Ilm_{35}$ - $Ht_{65}$ , ambos relacionados preferentemente a exsoluciones lamellares en pseudomorfos de *titanomagnetita* (fig. 3.12). Los resultados más cercanos al miembro *ilmenita* ( $>Ilm_{95}$ ) pertenecen a los bordes de estos pseudomorfos, donde este mineral evidencia menor exsolución LAMELLAR de *hematita* y/o a los escasos cristales de *ilmenita* con textura "ATIGRADA" identificados previamente. Aquellas composiciones más cercanas a *hematita* ( $<Ilm_{20}$ ) se relacionan a exsoluciones GRAFICAS de la asociación *rutilo-pseudobrookita-hematita*. Cabe mencionar que ciertos análisis tienen un sesgo intrínseco, ya que las microexsoluciones lamellares en titanohematita tienden a ser menores a 4 micrones.

El análisis comparativo de los porcentajes de óxidos en los minerales estudiados es ilustrado en las figuras 3.13 y 3.14. Estos gráficos sólo consideraron aquellos valores superiores a 0.01 % wt, correspondiente al límite de detección. Para miembros de la serie de las *titanohematitas*, los altos porcentajes de MnO en *ilmenita*<sub>SS</sub> (1-20% wt) respecto a los resultados obtenidos para otros óxidos (0.01-1% wt) determinan la utilización de una escala logarítmica, facilitando así su correlación directa.



**Figura 3.11:** Oxidos de Fe-Ti en la granodiorita Fiesta, indicando los puntos de análisis por microsonda. (a) Magnetita asociada con calcopirita (Fi1b06B). (b) Pseudomorfo de titanomagnetita con exsoluciones lamellares de  $Ilm_{SS}$ - $Ht_{SS}$  y granulares de  $Rt+Ht+Psb+Ilm_{RESIDUAL}$  (Fi1b06B). (c) Pseudomorfos de titanomagnetita, con exsoluciones granulares de  $Ht+Rt+Psb$  (Fi1c09). (d) Pseudomorfo de titanomagnetita con exsoluciones remanentes tipo compósito, determinado por la presencia de Mt; exsoluciones de lamellares  $Ilm_{SS}$ - $Ht_{SS}$ , granulares de  $Rt+Ht+Psb+Ilm_{RESIDUAL}$  y reemplazo de Ilm por Sph (Fi1c09B). (a), (b) y (c) microfotografías a luz reflejada. (d) Imagen SEM. (Mt=magnetita; Ht=hematita; Ilm=Ilmenita; Psb=Pseudobrookita; Rt=Rutilo; Sph=Esfeno).

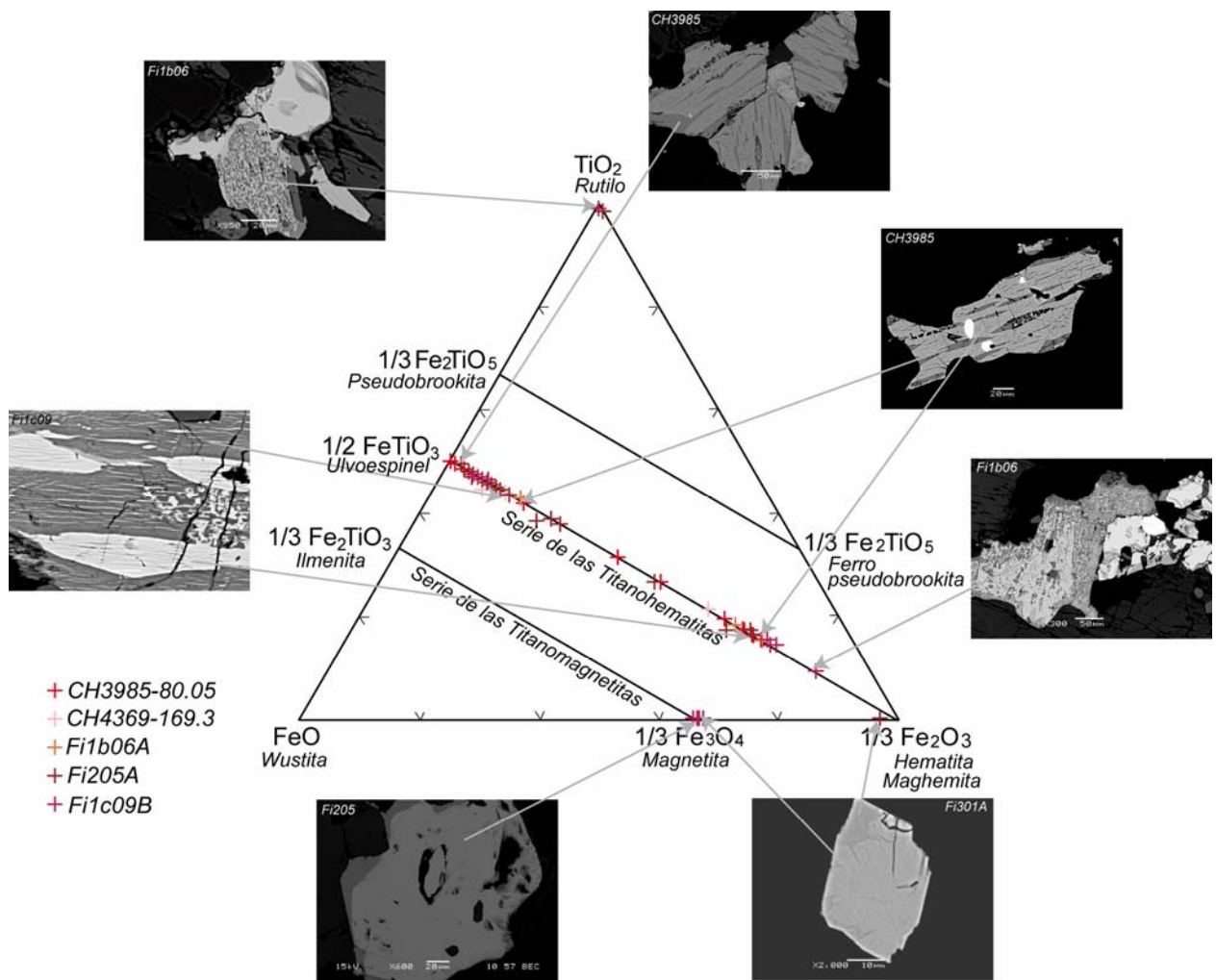
**Tabla 3.2:** Resultados de microsonda asociados a la figura 3.11. Los datos se presentan con la corrección  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  calculada según metodología (ver ANEXO D).

ANALISIS	Fi1b06B-F1b				Fi1b06B-F2a					Fi01c09R-F1ddet						Fi1c09B-F4bdet					
	1	2	3	4	8	9	10	11	12	57	58	59	60	61	62	47	48	49	50	51	52
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.02	0.05	30.46	0.03	0.06	0.04	0.00	0.02	30.59	0.00	0.01	0.00	0.04	0.05	12.86	0.02	0.02	0.00	0.04
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.11	0.11	0.00	38.48	0.44	18.28	14.85	48.38	48.81	37.87	0.40	96.44	9.76	49.19	15.13	18.28	47.82	14.09	0.40	0.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.00	0.01	0.06	1.01	0.23	0.00	0.06	0.00	0.01	0.77	0.07	0.01	0.01	0.00	0.06	0.69	0.01	0.08	0.10	0.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	97.67	99.55	68.90	68.86	1.83	67.55	62.28	70.00	6.35	5.04	1.52	68.11	1.81	80.95	5.81	68.82	56.28	8.30	71.39	67.92	66.92
FeO	0.00	0.00	30.70	30.76	0.09	30.64	12.29	11.58	40.43	40.95	0.00	30.70	0.00	8.39	24.45	11.00	0.00	31.08	10.72	31.01	31.51
MnO	0.08	0	0.11	0.23	0.08	0.24	3.39	1.55	2.16	2.28	0.17	0.27	0.04	0.32	19.06	1.63	0.47	10.90	1.55	0.13	0.13
MgO	0.02	0.09	0.00	0.05	0.00	0.00	0.17	0.01	0.25	0.09	0.02	0.00	0.03	0.00	0.08	0.10	0.00	0.40	0.09	0.05	0.00
CaO	0.00	0.00	0.01	0.01	28.24	0.08	0.06	0.02	0.13	0.39	28.51	0.00	0.07	0.05	0.12	0.32	10.02	0.00	0.02	0.08	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.02	0.07	0.00	0.00	0.07	0.08	0.04	0.06	0.00	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	0.09	0.08	0.03	0.04	0.01	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.07	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.05	0.06	0.05
<b>TOTAL</b>	<b>97.87</b>	<b>99.81</b>	<b>99.97</b>	<b>100.08</b>	<b>100.23</b>	<b>99.32</b>	<b>96.64</b>	<b>98.22</b>	<b>97.77</b>	<b>98.73</b>	<b>99.54</b>	<b>99.65</b>	<b>98.40</b>	<b>99.51</b>	<b>98.82</b>	<b>97.25</b>	<b>98.70</b>	<b>98.57</b>	<b>98.06</b>	<b>99.75</b>	<b>99.56</b>
<b>FORMULA ESTRUCTURAL</b>																					
N° Oxígeno	6	6	4	4	5	4	6	6	6	6	5	4	2	6	6	6	4.78	6	6	4	4
Si <sup>4+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti <sup>4+</sup>	0.60	1.68	0.00	0.00	0.95	0.01	0.74	0.59	1.88	1.90	0.94	0.01	0.98	0.39	1.89	0.61	0.51	1.84	0.57	0.01	0.02
Al <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr <sup>3+</sup>	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 <sup>3+</sup>	2.79	0.64	2.00	1.99	0.05	1.97	2.52	2.80	0.25	0.20	0.04	1.98	0.02	3.22	0.22	2.78	1.57	0.32	2.87	1.97	1.95
Fe <sup>2+</sup>	0.49	1.10	0.99	0.99	0.00	0.99	0.55	0.52	1.75	1.77	0.00	0.99	0.00	0.37	1.04	0.49	0.00	1.33	0.48	1.00	1.02
Mn <sup>2+</sup>	0.11	0.55	0.00	0.01	0.00	0.01	0.15	0.07	0.09	0.10	0.00	0.01	0.00	0.01	0.82	0.07	0.01	0.47	0.07	0.00	0.00
Mg <sup>2+</sup>	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Ca <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	1.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sup>+</sup>	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sup>+</sup>	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>TOTAL</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>3.00</b>	<b>3.00</b>	<b>3.02</b>	<b>3.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>3.02</b>	<b>3.00</b>	<b>1.01</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>3.00</b>	<b>4.00</b>	<b>4.00</b>	<b>3.00</b>	<b>3.00</b>
MINERAL	Hem	Hem	Mt	Mt	Sph	Mt	TiHt?	TiHt	Ilm	Ilm	Sph	Mt	Rt	TiHt	Ilm	TiHt	Psb?	Ilm	TiHt	Mt	Mt



**Tabla 3.3:** Resultados seleccionados de microsonda para óxidos de Fe-Ti de la Granodiorita Fortuna.

MINERAL	Ilmenitass					Hematitass					Magnetita				TitanoMaghemitass	
MUESTRA	CH3985-80.05			CH4369-169.3		CH3985-80.05			CH4369-169.3		CH3985-80.05		CH4369-169.3		CH4369-169.3	
ANALISIS	1	3	15	5	6	5	8	22	7	10	11	3	12	11	27	28
SiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	49.33	48.49	47.23	45.87	46.40	18.12	16.51	16.11	18.57	17.10	0.02	0.03	0.08	0.05	41.50	34.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.02	0.09	0.03	0.07	0.15	0.15	0.21	0.01	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.76	8.37	10.78	14.48	12.80	64.33	67.65	68.82	65.13	66.93	68.59	68.51	68.57	68.82	7.35	20.90
FeO	37.89	38.12	36.64	34.19	31.38	15.43	14.13	13.86	15.08	14.05	30.95	30.89	30.86	31.01	46.16	41.33
MnO	5.45	4.86	5.46	5.43	8.85	0.73	0.69	0.59	1.07	0.75	0.01	0.10	0.29	0.25	4.35	2.78
MgO	0.46	0.31	0.11	0.75	0.70	0.06	0.01	0.01	0.27	0.18	0.00	0.00	0.00	0.05	0.16	0.23
CaO	0.01	0.02	0.08	0.21	0.10	0.00	0.00	0.00	0.04	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Na <sub>2</sub> 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	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	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	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.03	0.07	0.03	0.00	0.04	0.04	0.06	0.02	0.00
<b>TOTAL</b>	100.01	100.18	100.29	100.99	100.29	98.73	99.10	99.45	100.33	99.27	99.65	99.72	100.01	100.49	99.56	99.77
<b>FORMULA ESTRUCTURAL</b>																
Si <sup>4+</sup>	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
Ti <sup>4+</sup>	1.87	1.84	1.79	1.72	1.76	0.72	0.66	0.64	0.72	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10	0.92
Al <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr <sup>3+</sup>	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 <sup>3+</sup>	0.26	0.32	0.41	0.55	0.48	2.56	2.69	2.72	2.54	2.65	2.00	1.99	1.99	1.98	0.20	0.56
Fe <sup>2+</sup>	1.60	1.61	1.55	1.43	1.32	0.68	0.62	0.61	0.65	0.62	1.00	1.00	0.99	0.99	1.36	1.23
Mn <sup>2+</sup>	0.23	0.21	0.23	0.23	0.38	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.13	0.08
Mg <sup>2+</sup>	0.03	0.02	0.01	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ca <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sup>+</sup>	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
K <sup>+</sup>	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
<b>TOTAL</b>	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.80	2.80

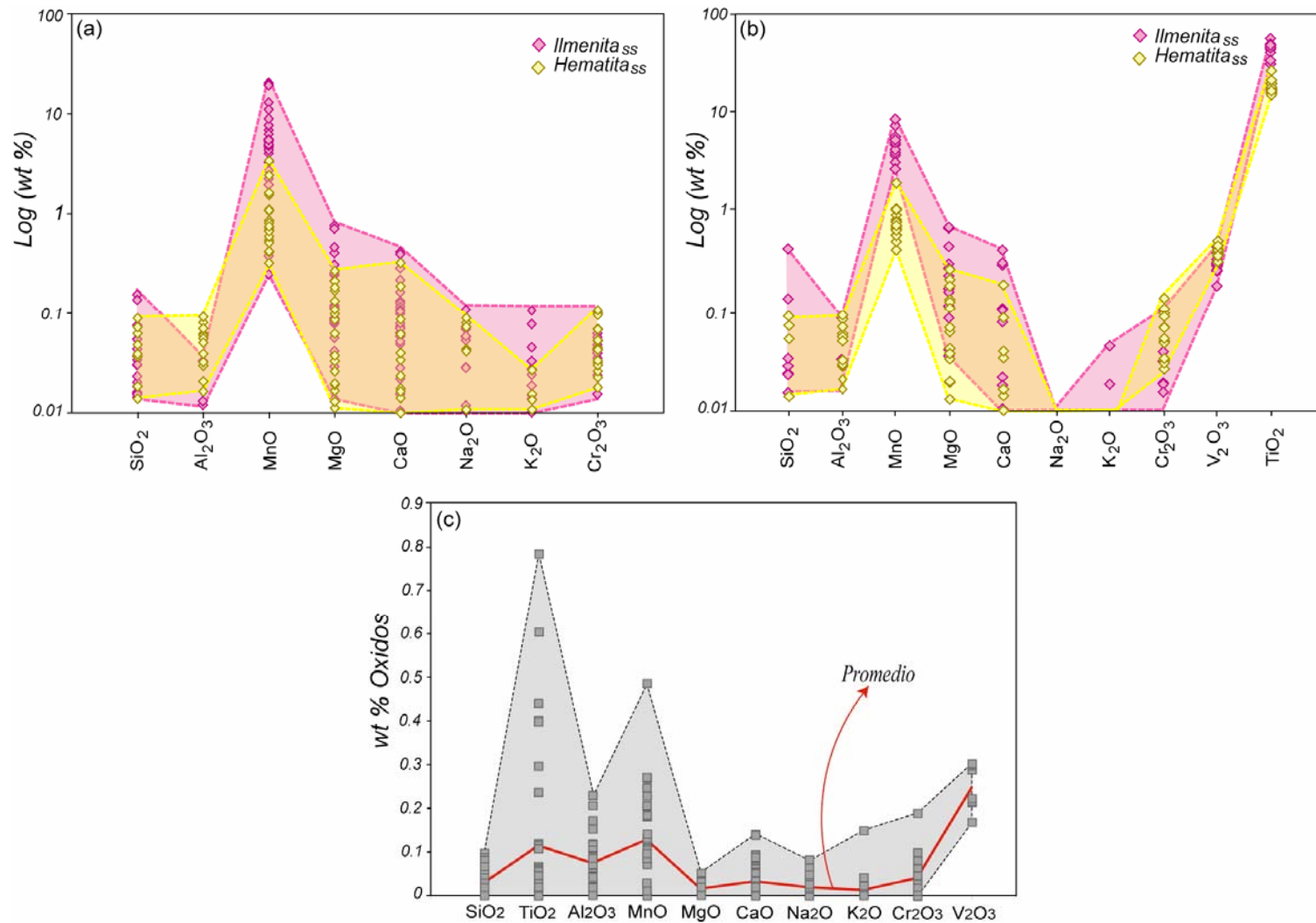


**Figura 3.12:** Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti para los análisis de la Granodiorita Fiesta. En el gráfico se observan los dos grupos diferenciados de composición de la serie de las titanohematita, la familia correspondiente al miembro extremo magnetita, y el rutilo asociado a las texturas gráficas observadas en algunos pseudomorfos de titanomagnetita. Las imágenes SEM acompañan los análisis mineralógicos, para una mejor comprensión de las características de los minerales analizados.

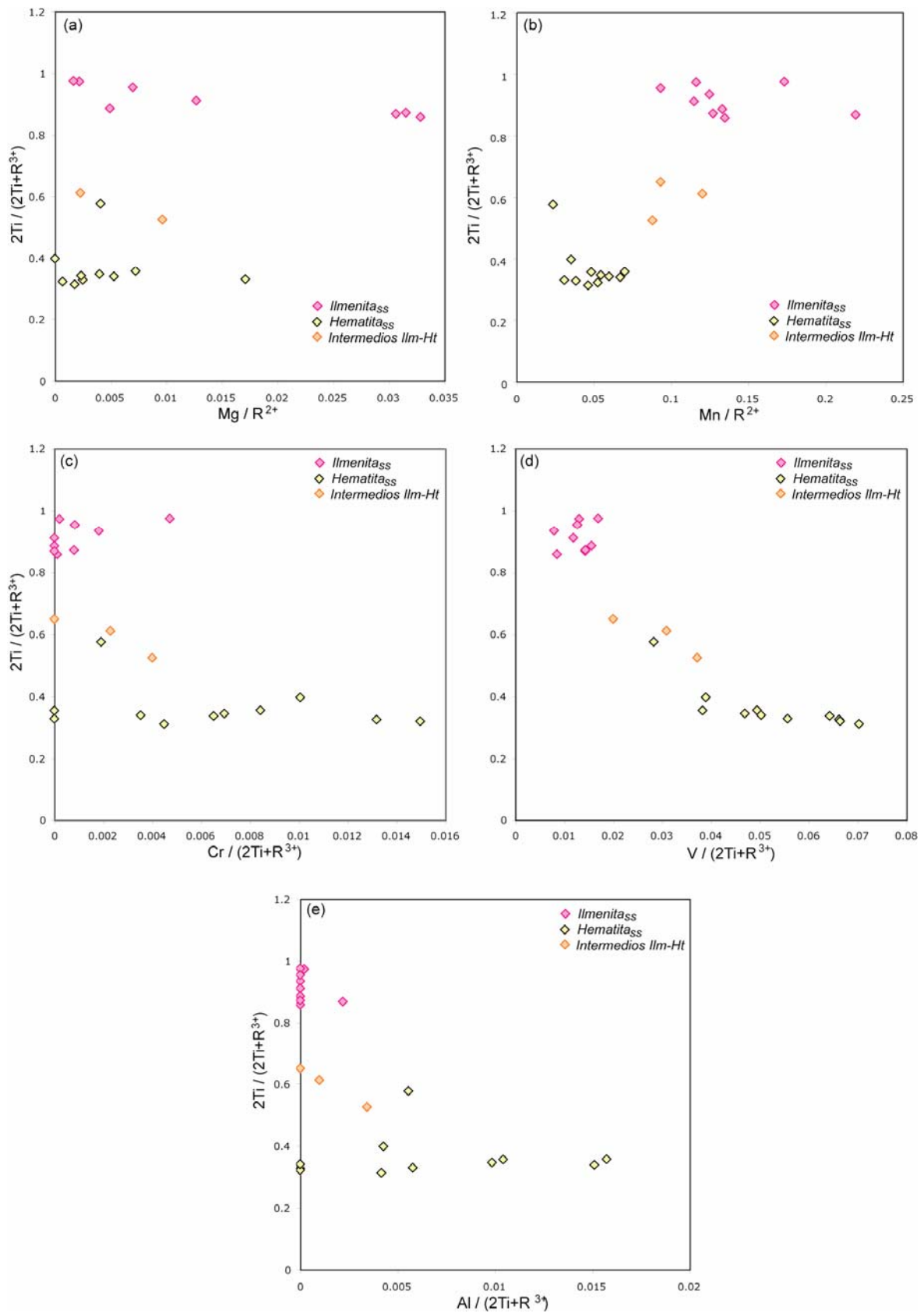
Aquellos miembros cuyas composiciones son más cercanas a la *ilmenita*, presentan además valores relativamente altos de MgO y, en relación a la *hematita*, mayor concentración relativa de  $K_2O$ . Por el contrario, si la composición es más cercana a la *hematita*, los valores de  $V_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$  y  $Al_2O_3$  son mayores que en la *ilmenita*<sub>SS</sub> (Fig. 3.13.a y b). Para la *magnetita*, los altos porcentajes de  $FeO_T$  (90-94% wt.) subordinan el contenido del resto de los óxidos analizados a una cantidad total menor al 1% wt. Al aplicar la corrección de  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ , los porcentajes de FeO y  $Fe_2O_3$  calculados corresponden a 30-32 y 67-70 % wt. respectivamente. Este mineral evidencia concentraciones accesorias decrecientes de  $TiO_2$  (0-0.6% wt.), MnO (0.01-0.5% wt.),  $Al_2O_3$  (0-0.09% wt.) y  $Cr_2O_3$  (0-0.07% wt., Fig. 3.10.c).

En líneas generales, las características anteriormente descritas para *ilmenita*<sub>SS</sub> y *hematita*<sub>SS</sub> son corroboradas por los gráficos de sustitución de Mg, Mn, Cr, V y Al (Robinson et al., 2001), identificándose claramente los dos intervalos composicionales (Fig. 3.14). La razón  $Mg/R^{2+}$ , que señala el grado de sustitución de  $Fe^{2+}$  por  $Mg^{2+}$  es heterogénea y predominantemente baja para ambos minerales, implicando un escaso porcentaje de *geikielita* ( $MgTiO_3$ ) en su estructura, si bien algunos resultados de *ilmenita* son un poco más altos. Para el  $Mn^{2+}$ , esta razón es mucho más alta y homogénea, entre 0.09-0.23 y 0.03-0.08 para *ilmenita*<sub>SS</sub> y *hematita*<sub>SS</sub> respectivamente. Esto indica que las composiciones más cercanas a la *ilmenita* tienen una componente entre un 9 y 23% de *pirofanita* ( $MnTiO_3$ ), confirmando la concentración de este catión en este mineral. Los valores de  $Mn^{2+}$  en *hematita*<sub>SS</sub> se correlacionan con sus contenidos de  $Ti^{4+}$ , asociados a las microexsoluciones lamellares de *ilmenita* que presenta. De todo lo anterior se deduce la relación directa entre el reemplazo de  $Fe^{2+}$  por  $Mn^{2+}$  y la razón de sustitución acoplada  $2Ti/(2Ti+R^{3+})$ . El  $Cr^{3+}$  muestra una razón de sustitución por  $Ti^{4+}$  más amplia y mayor en aquellos miembros más cercanos a la *hematita*<sub>SS</sub> que a *ilmenita*<sub>SS</sub>, implicando un mayor porcentaje de la componente *eskolaita* ( $Cr_2O_3$ ) dentro de su estructura. Junto con el Mn, el  $V^{3+}$  muestra una preferencia por composiciones más próximas a la *hematita*<sub>SS</sub>, con un porcentaje de *karelinita* ( $V_2O_3$ ) entre 4-7%. Finalmente para el  $Al^{3+}$  los resultados indican una preferencia menor de este elemento por la *hematita*<sub>SS</sub>. En el grupo constituido por composiciones intermedias entre *ilmenita-hematita*, los cationes antes descritos tienen concentraciones promedio en función de las señaladas para los miembros extremos. Este tipo de análisis no se puede realizar para *magnetita*, porque los resultados de elementos mayores (a excepción del Fe) son muy bajos, lo que afecta el cálculo de su fórmula estructural (tolerancia decimal utilizada: > 0.001).

Los resultados correspondientes a *maghemita* y *titanomaghemita* muestran composiciones catiónicas intermedias entre *magnetita-hematita* y/o *titanohematita*, respectivamente.



**Figura 3.13:** Gráficos de logaritmo de porcentaje en peso en óxidos para hematita<sub>ss</sub> e ilmenita<sub>ss</sub>, que permite establecer intervalos composicionales para cada elemento y comparar entre ambos minerales. (a) Todos los análisis para estructuras romboédricas. Se excluye el Fe y Ti debido a sus altos valores. (b) Resultados seleccionados de lamellas contiguas en pseudomorfos de titanomagnetita. En este caso fue medido el V. (c) Gráfico de porcentaje en peso en óxidos para magnetita. Cabe destacar que el promedio del intervalo de análisis por óxido tiende a ser bajo, con evidencias de efecto “pull-up” que determinan, en parte, el mayor valor de concentración promedio para algunos óxidos en magnetita.



**Figura 3.14:** Análisis seleccionados de ilmenita<sub>SS</sub> y hematita<sub>SS</sub> lamellar, graficados en términos de la razón de sustitución acoplada  $2Ti/(2Ti+R^{3+})$  y la razón de sustitución catiónica: (a)  $Mg/R^{2+}$ . (b)  $Mn/R^{2+}$ . (c)  $Cr^{3+}/(2Ti+R^{3+})$ . (d)  $V^{3+}/(2Ti+R^{3+})$ . (e)  $Al^{3+}/(2Ti+R^{3+})$ .

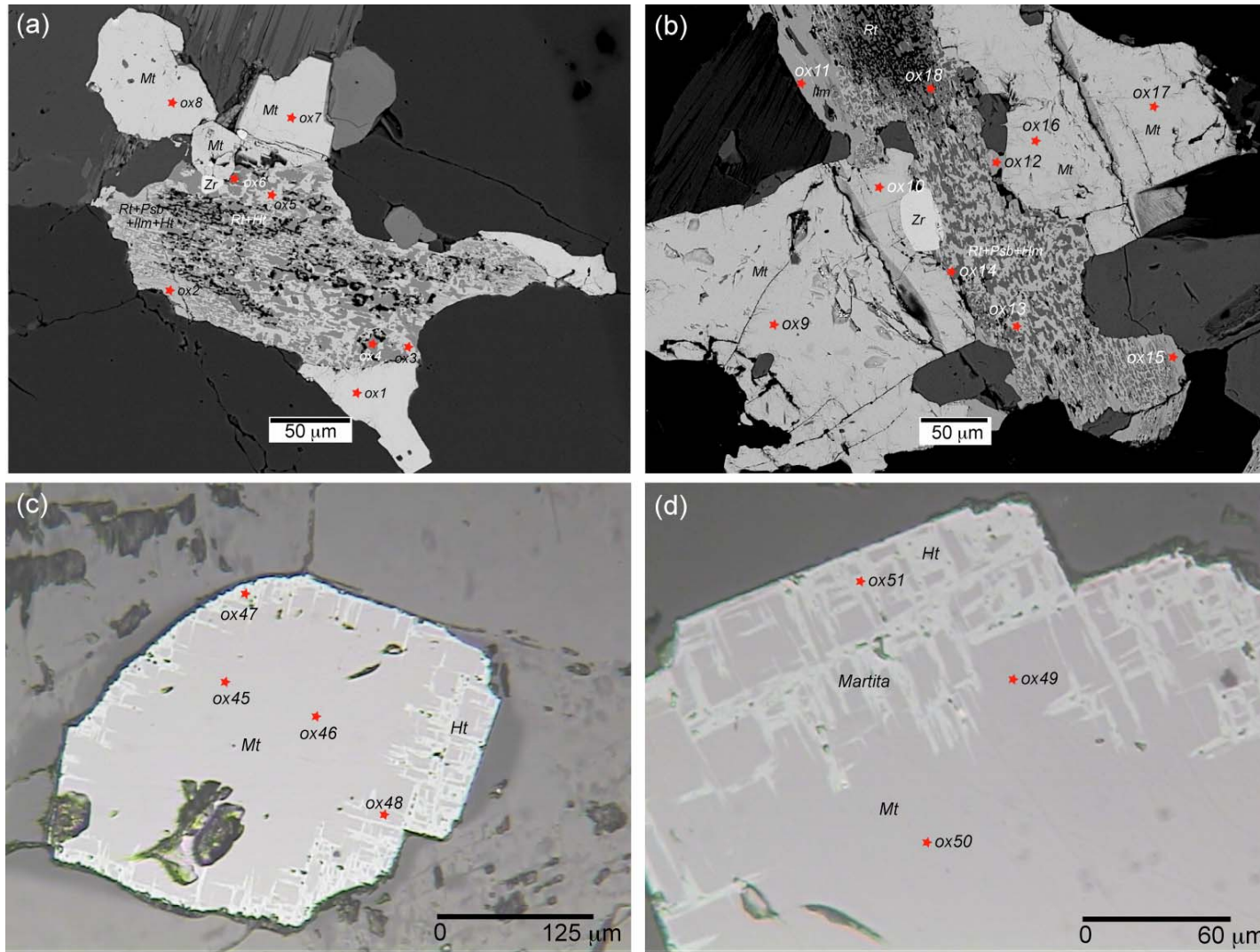
## GRANODIORITA ANTENA

Los resultados asociados a este intrusivo son más escasos, ya que su muestreo fue menor. En la figura 3.15 y la tabla 3.4 se ilustran algunos puntos de análisis con su ubicación respectiva en el mineral analizado. Su clasificación se basa en el diagrama de O'Reilly (1984).

Aunque los resultados indican también la coexistencia de fases romboedrales (*ilmenita*<sub>SS</sub>-*hematita*<sub>SS</sub>) y cúbicas (*magnetita*) como para la *Granodiorita Fiesta*, este último mineral es más abundante, corroborando las observaciones microscópicas. Los miembros de la serie de solución sólida de las *titanohematitas* presentan una composición Ilm<sub>90</sub>-Ht<sub>75</sub>, relacionada a exsolución LAMELLAR y bordes de *pseudomorfos* de *titanomagnetita* enriquecidos en *ilmenita*. Para aquellos resultados obtenidos desde sectores de los pseudomorfos con textura GRAFICA, las fórmulas estructurales son complejas, coexistiendo composiciones entre Ilm<sub>70</sub>-Ht<sub>50</sub>, *pseudobrookita-ferropseudobrookita* (N<sup>o</sup><sub>oxígeno</sub>=5, N<sup>o</sup><sub>cationes</sub>=3), e intermedias entre estos minerales y *rutilo* o cercanas al miembro extremo *rutilo* (fig. 3.16).

La *magnetita* presenta porcentajes de FeO<sub>T</sub> entre 91-95% wt., siendo en algunos casos mayores que en la *Granodiorita Fiesta*. La corrección de Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> entrega porcentajes de FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en los intervalos 30-33 y 67-71 % wt. respectivamente. En zonas martitizadas y oxidadas de este mineral los resultados indican la presencia de *maghemita* y *hematita*.

Si bien aquellos óxidos de baja concentración (>0.5%) no permiten un análisis catiónico como para el intrusivo anterior, del gráfico composicional comparativo para *magnetita*, *ilmenita*<sub>SS</sub> y *hematita* se puede inferir lo siguiente: (a) la *ilmenita*<sub>SS</sub> presenta los mayores valores relativos de MnO y CaO y (b) El Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> están más concentrados en la *magnetita* (Fig. 3.17).

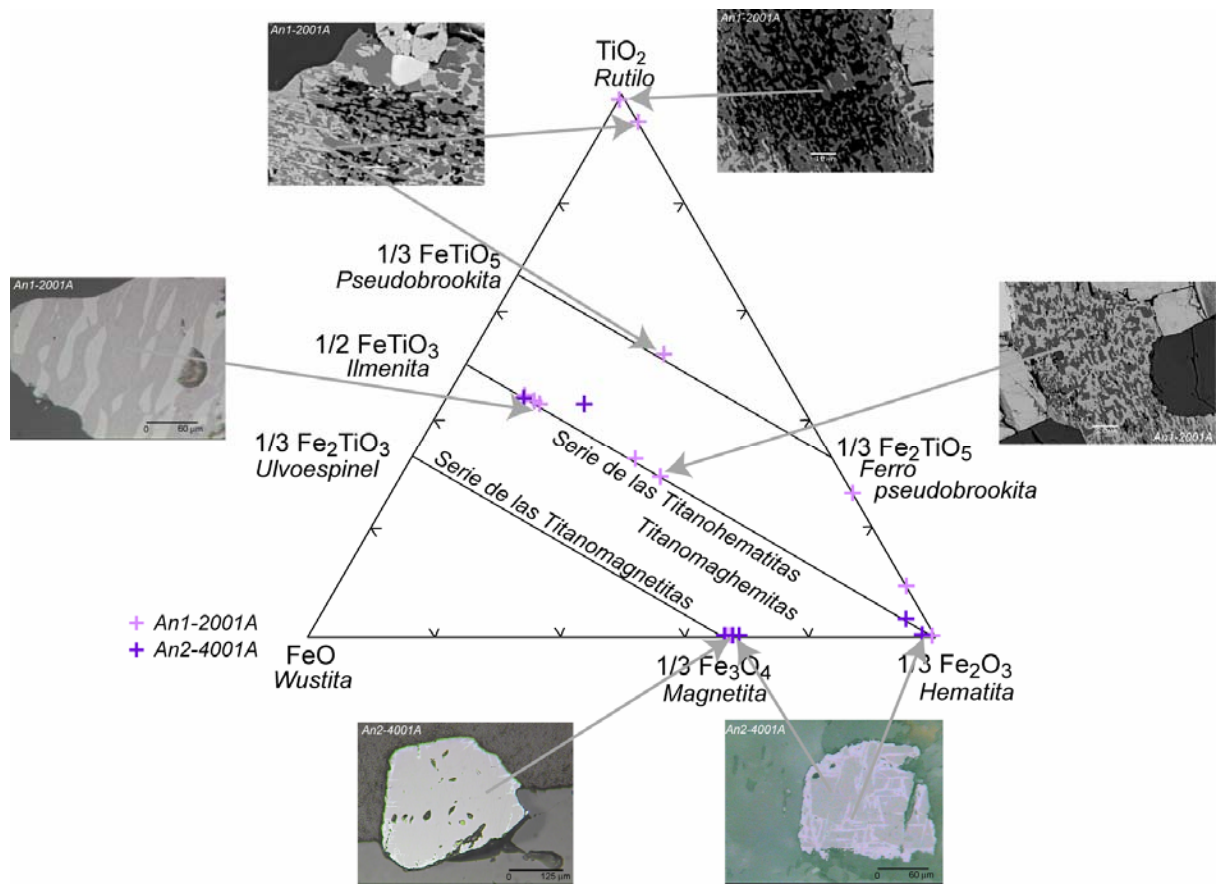


**Figura 3.15:** Oxidos de Fe-Ti en la Granodiorita Antena, con su correspondiente análisis de microsonda. (a) Pseudomorfo de titanomagnetita con una predominancia del miembro Ilm<sub>SS</sub> en los bordes y texturas de oxidación-exsolución granular de Rt+Ht+Psb+Ilm<sub>RESIDUAL</sub>. Además se observa la presencia de Mt. (b) Pseudomorfo de titanomagnetita, similar al anterior. En la parte superior hay predominancia de Rt<sub>RESIDUAL</sub>. (Fotografías a y b, An1-2001A) (c) y (d) Magnetitas con evidencias de martitización en los bordes. (a) y (b) Imágenes SEM. (c) y (d) microfotografías a luz reflejada. (Mt=magnetita; Ht=hematita; Ilm=Ilmenita; Psb=Pseudobrookita; Rt=Rutilo).

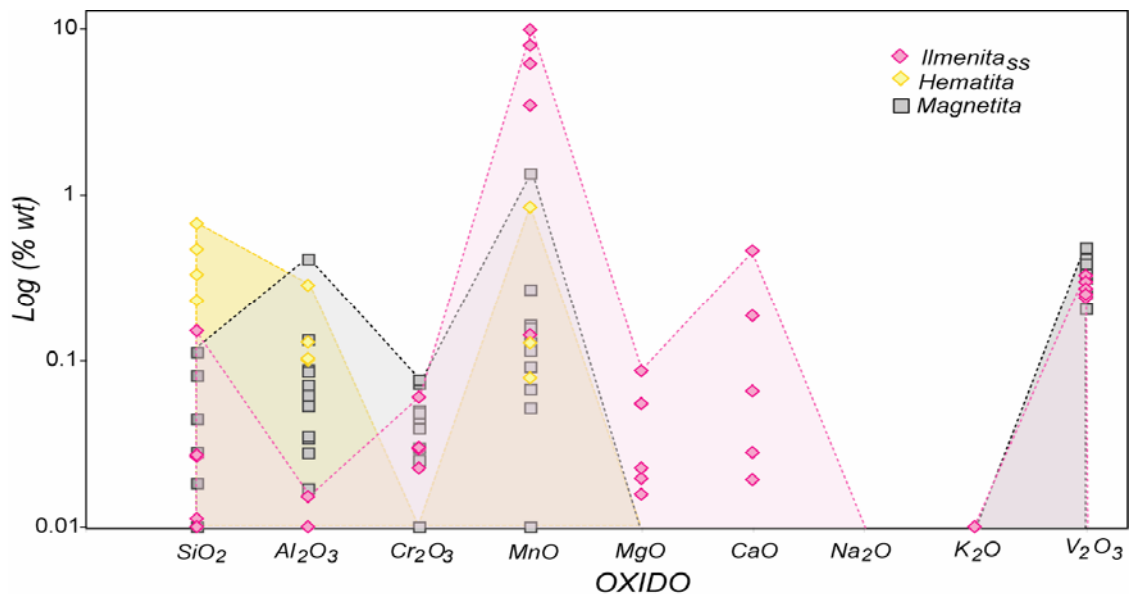
**Tabla 3.4:** Resultados de microsonda asociados a la figura 3.15. Los datos se presentan con la corrección Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> calculada según metodología (ver ANEXO).

<i>CORTE</i>	An1-2001A													An2-4001A					
<i>ANALISIS</i>	1	2	3	4	5	6	7	11	12	13	14	15	16	45	46	47	48	49	51
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.03	0.08	0.04	0.00	29.31	0.05	0.00	0.03	0.01	0.17	0.00	0.01	0.11	0.02	0.67	0.33	0.00	0.23
TiO <sub>2</sub>	0.33	45.84	26.13	99.88	9.45	32.67	0.43	46.71	33.57	30.60	52.10	44.29	0.07	0.07	0.03	0.00	0.07	0.10	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	2.04	0.14	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.41	0.09	0.03	0.28	0.10	0.09	0.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	69.30	14.42	73.68	0.00	93.07	8.99	68.89	12.58	36.87	41.82	30.99	15.87	69.09	69.51	69.48	97.69	96.32	70.03	99.46
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.06	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.08	0.00
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	0.33	0.27	0.35	0.15	0.21	0.33	0.30	0.24	0.25	0.22	0.27	0.40	0.41	0.31	0.00	0.00	0.35	0.00
FeO	30.49	32.18	0.00	1.51	0.00	0.00	30.63	31.09	25.65	26.59	15.64	31.82	29.82	30.09	30.14	0.67	3.75	30.45	0.30
MnO	0.01	7.92	0.37	0.03	0.09	0.00	0.04	9.80	3.45	0.14	0.12	6.77	0.16	0.07	0.05	0.13	0.08	0.01	0.00
MgO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.07	0.05	0.05	0.09	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.07	0.00	0.01	0.00	24.61	0.00	0.03	0.19	0.02	0.02	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.16	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>TOTAL</i>	100.18	100.47	100.30	101.47	102.64	97.85	100.27	100.32	99.87	99.24	99.15	99.04	99.58	99.95	99.79	99.44	100.64	100.74	100.13
<i>FORMULA ESTRUCTURAL</i>																			
<i>Nº Oxígeno</i>	4	6	5	1.98	5	5	4	6	6	6	5	6	4	4	4	6	4	4	6
Si <sup>4+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01
Ti <sup>4+</sup>	0.01	1.74	0.80	0.98	0.30	0.83	0.01	1.77	1.30	1.19	1.54	1.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe <sup>3+</sup>	2.00	0.55	2.25	0.00	2.93	0.23	1.98	0.48	1.42	1.63	0.92	0.61	2.00	2.01	2.01	3.91	2.57	2.01	3.97
Cr <sup>3+</sup>	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
V <sup>3+</sup>	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.98	1.36	0.00	0.02	0.00	0.00	0.98	1.31	1.10	1.15	0.51	1.36	0.96	0.97	0.97	0.03	0.11	0.97	0.01
Mn <sup>2+</sup>	0.00	0.34	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.15	0.01	0.00	0.29	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00
Ca <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.89	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sup>+</sup>	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
K <sup>+</sup>	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>TOTAL</i>	3.00	4.00	3.08	1.00	3.24	3.04	3.00	4.00	4.00	4.00	3.00	4.00	3.00	3.00	3.00	4.00	2.70	3.00	4.00
MINERAL	Mt	Ilm	Mt	Rt	Ht-Psb?	Sph	Mt	Ilm?	Ilm	Ilm	Psb-Ilm?	Ilm	Mt	Mt	Mt	Ht	Mgh	Mt	Ht





**Figura 3.16:** Diagrama ternario de clasificación de óxidos de Fe-Ti para los análisis de la Granodiorita Antena. En el gráfico se observan el grupo principal de composición de la serie de las titanohematita, la familia correspondiente al miembro extremo magnetita, la martitización asociada y el rutilo asociado a las texturas gráficas observadas en algunos pseudomorfos de titanomagnetita. Para una mayor claridad de la figura se ilustran microfotografías e imágenes SEM representativas de los análisis.



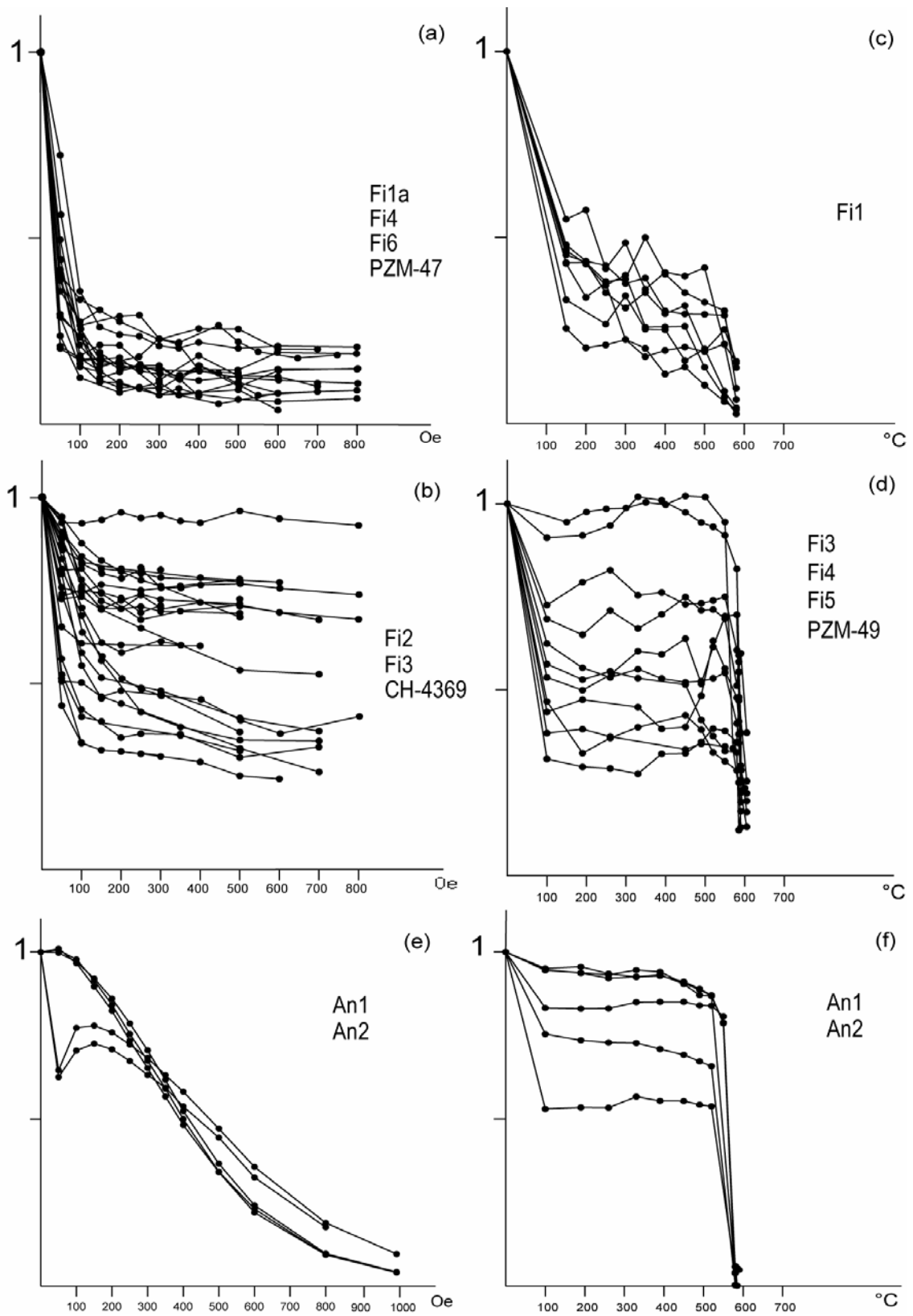
**Figura 3.17:** Gráfico de porcentaje en peso en óxidos para magnetita, hematita e ilmenita<sub>ss</sub>, ilustrando las diferentes relaciones de concentración descrita en el texto.

### 3.2.5 MINERALES PORTADORES DE LA MAGNETIZACION REMANENTE: CURVAS DE DESMAGNETIZACION

Los análisis petrográfico-magnéticos previos indican la presencia de varias familias de minerales ferromagnéticos, por lo tanto es necesario saber cuál es el portador de la magnetización para establecer su génesis probable, sustentando así interpretaciones derivadas del estudio paleomagnético.

Los especímenes asociados a la *Granodiorita Fiesta* presentan dos tipos de curvas de demagnetización por campo alternante (AF): (i) el primer grupo muestra una fuerte disminución de la magnetización en las primeras etapas del lavado magnético, reteniendo una pequeña parte a campos magnéticos más elevados (sobre 200 mT, fig. 3.18.a). El segundo grupo posee una pérdida-retención variable de magnetización (Fig. 3.18.b). Las curvas de demagnetización termal indican que la magnetización remanente no es destruida completamente a 580°C (Fig. 3.18.c y d), características que, en conjunto, permiten inferir la correlación entre la magnetización fácilmente removida (*termoviscosa?*) con *magnetita multidominio* (MD), predominante en sitios con biotitización intensa (Fi1, Fi4, Fi6; sondaje PZM-47); mientras que la porción remanente podría asignarse a *hematita*<sub>SS</sub>, en función de su mayor coercividad y temperatura de desbloqueo cercana a los 610°C (sitios Fi2, Fi3; sondaje CH4369), observándose una menor cantidad de magnetita grande e irregular que en el caso anterior.

Para muestras correspondientes a la *Granodiorita Antena*, si bien puede existir una menor componente de la magnetización más inestable (sitio An1, Fig. 3.18.e), la forma cóncava de las curvas de demagnetización por campo alternante (Fig. 3.18.e), así como su temperatura de desbloqueo ( $\approx 580^\circ\text{C}$ , Fig. 3.18.f) indican que el mineral portador de la magnetización remanente es *magnetita pseudo-dominio simple* [PSD] y/o *dominio simple* [SD], consecuente con los intervalos de tamaño obtenidos a partir de las observaciones petrográficas.



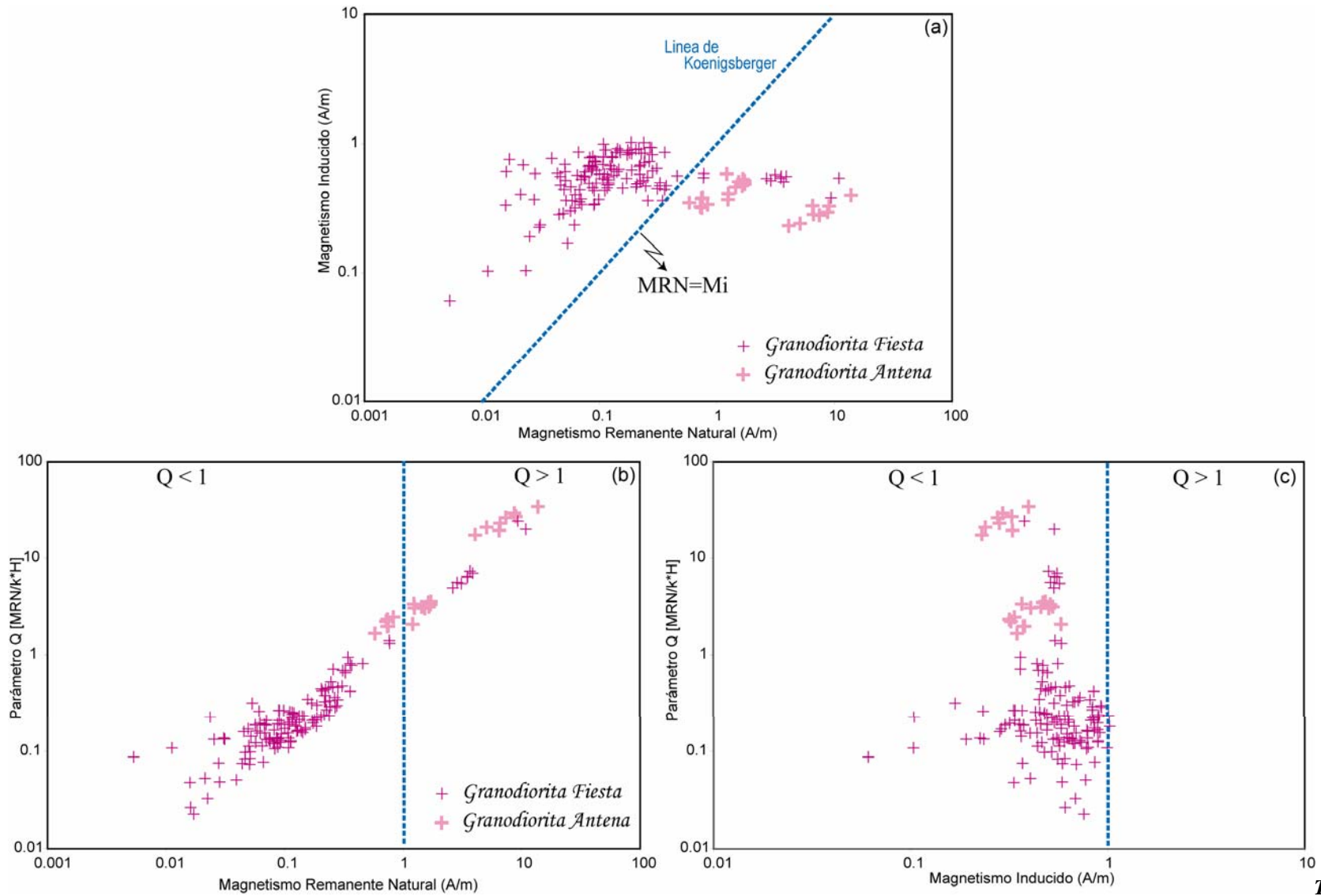
**Figura 3.18:** Curvas de demagnetización asociadas a la Granodiorita Fiesta y Antena. En (a) y (b) se pueden observar los dos grupos característicos de demagnetización por campo alternante asociados al primer intrusivo, mientras que (c) y (d) ilustran dos grupos de curvas relacionados a demagnetización termal. (e) y (f) muestran las curvas de demagnetización alternante y termal respectivamente, correspondientes a la Granodiorita Antena.

### 3.2.6 MAGNETISMO REMANENTE NATURAL (MRN) VERSUS SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (k) PARA LA GRANODIORITA FIESTA y ANTENA

Los diagramas de la figura 3.19 ilustran la distribución del MRN versus el magnetismo inducido ( $M_i = k \cdot H$ ) para ambos intrusivos analizados y su relación con la *razón de Koenigsberger* ( $Q = MRN/M_i$ ). La principal diferencia reconocida son los intervalos definidos por los valores de MRN (Fig. 3.19.a), los que son mayores para la *Granodiorita Antena* ( $MRN > M_i$ ). En este caso se descartan aquellos resultados cercanos a 10 A/m, ya que las curvas de demagnetización para las respectivas muestras sugieren una probable *magnetización por rayos*. El traslape de los resultados de magnetismo inducido que evidencian estos granitoides (1-0.1 A/m) permiten proponer que, si bien tanto la composición como la abundancia relativa de los minerales ferromagnéticos no es la misma (en función de su color), su *susceptibilidad* magnética es homogénea.

Lo anterior puede deducirse también a partir de las figuras 3.19.b y 3.19.c, ya que existe una fuerte correlación positiva entre el MRN y el parámetro Q, que para el magnetismo inducido no se observa. Por lo tanto, los principales contrastes entre la *Granodiorita Fiesta* y *Granodiorita Antena* probablemente se producen como respuesta al proceso que controla su adquisición de magnetización remanente.

Un resumen de las principales características magnético-mineralógicas asociadas a cada intrusivo estudiado es presentado en la tabla 3.5.



Tabla

Figura 3.19: Parámetros magnéticos “in situ” para la muestras correspondientes a la Granodiorita Fiesta y Antena. (a) Magnetismo Remanente Natural (MRN) versus magnetismo inducido (Mi). (b) Magnetismo remanente natural versus Q (Razón de Koenigsberger). (c) Magnetismo inducido versus Q. La diagonal punteada representa la Línea de Koenigsberger.

**Tabla 3.5:** Propiedades magnético-mineralógicas y eventos hidrotermales observados en sitios y sondajes correspondientes a la Granodiorita Fiesta (bloque oeste mina Chuquicamata) y la Granodiorita Antena (sectores aledaños a la mina).

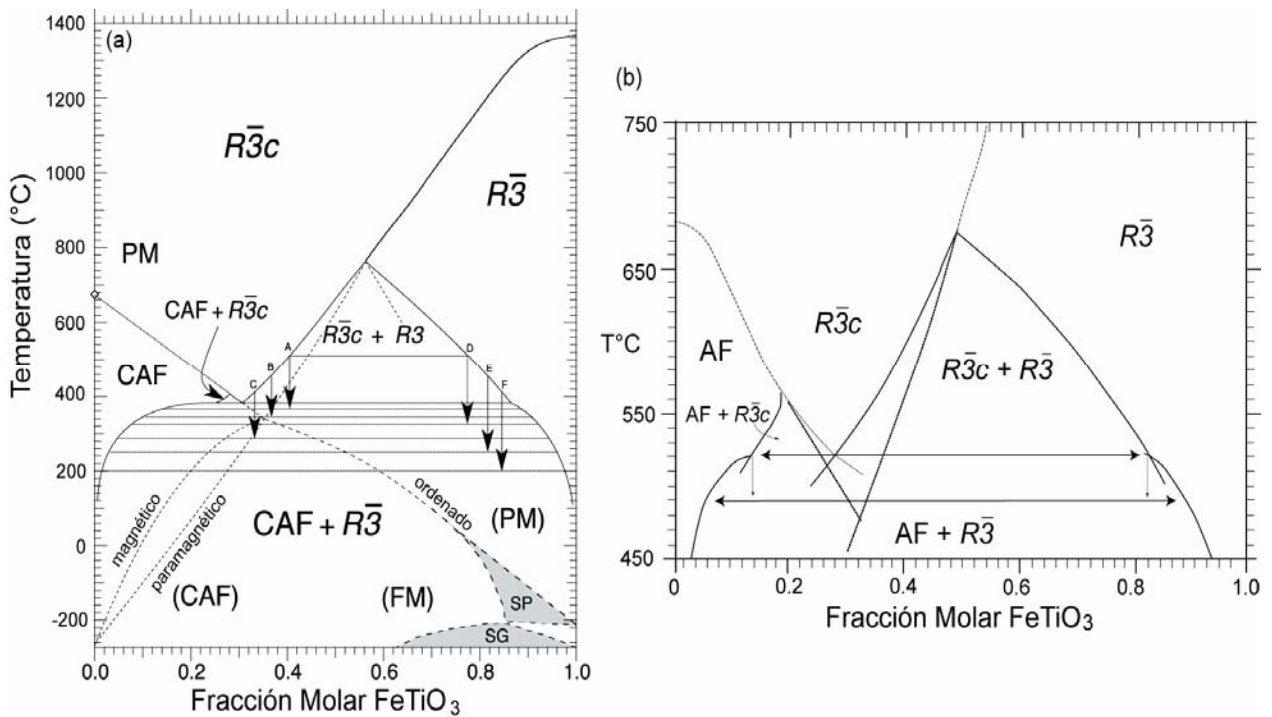
Sitio y/o Sondaje	Textura	Eventos de Alteración Hidrotermal	Mineralogía Ferromagnética observada	MRN (A/m) promedio	K (SI) Promedio	Susceptibilidad (k) v/s Temperatura [T° de Curie]	Adquisición de Magnetización a bajo campo [IRM]	Campo Coercitivo Remanente	Curvas de Demagnetización	Polaridad
<i>Granodiorita Fiesta</i>										
Fi1, Fi2, Fi3, Fi4, Fi5, Fi6, Fi, Fi8, Fi9, Fi10 CH5784 CH3985 PZ46 PZ47 PZ49	Fanerítica Porfírica	<i>Alteración Selectiva</i> Temprana Na-Ca-Fe débil-moderada Potásica débil-moderada Propilitica moderada <i>Alteración Supérgena</i> Argilización débil-moderada	<u>Magnetita</u> Irregular gruesa (0.5-0.01 mm). <u>Titanohematita</u> en láminas. <u>Hematita-Pseudobrookita</u> asociadas a textura gráfica. <u>Maghemita</u> reemplazando a magnetita (clorítica-supérgena?).	0.109	0.0238	Quiebre principal: 580°C ⇒ <u>Magnetita</u> Quiebre 350°C y no reversibilidad ⇒ <u>Maghemita</u> .	Mineral muy baja coercividad ( <u>Magnetita</u> ). Mayor parte magnetización alcanzada a 270 mT. No satura (Titanohematita)	Muy bajo (8-30 mT): <u>Magnetita</u> gran tamaño, tipo multidominio [MD]	AF: Demag. variable en primeras etapas, para estabilizarse posteriormente. D: TB > 580°C. <u>Magnetita</u> MD+ <u>mineral alta coercividad</u> ( <u>Titanohematita</u> )	Signo negativo <u>NORMAL</u>
Fi7	Fanerítica Porfírica (color rosado)	<i>Alteración Selectiva</i> Potásica moderada Propilitica moderada <i>Evidencias de cizalle, fracturamiento y limonitización</i>	<u>Magnetita</u> Más escasa que grupo anterior, <u>Maghemita</u> y <u>hematita</u> Asociadas a evidencias de oxidación. <u>Goethita-hematita terrosa</u>	0.0446	0.015	*****	*****	*****	Curvas de demagnetización con inestabilidad moderada. TB > 580°C. Magnetita MD y hematita?	Signo negativo. Mayor inestabilidad <u>NORMAL</u>
<i>Granodiorita Antena</i>										
An1	Fanerítica Porfírica (más oscura que anterior)	<i>Alteración Selectiva</i> Potásica débil-moderada Propilitica moderada Arcillización débil-moderada	<u>Magnetita</u> euédral entre 1-50 µm. <u>Hematitas+pseudobrookita</u> + <u>rutilo</u> (asociado a pseudomorfos de <u>Ilmenita-titanomagnetita</u> )	3.15	0.0137	*****	Mineral de baja-moderada coercividad (magnetita).	Bajo (>10 mT): <u>Magnetita</u> tipo MD-PSD?	Magnetización parásita (rayos?). AF: Curvas cóncavas ( <u>magnetita</u> SD+<MD)	*****
An2	Fanerítica Porfírica (más oscura que la anterior)	<i>Alteración Selectiva</i> Potásica débil-moderada Propilitica moderada Arcillización débil-moderada	Similar antes descrito	1.59	0.0244	*****	Mineral baja coercividad (magnetita).	Bajo (>10 mT): Magnetita tipo MD-PSD?	Curvas de demagnetización AF cóncavas: <u>Magnetita</u> tipo PSD-SD. Tb=580°C	<u>NORMAL</u>

### 3.3 DISCUSIONES

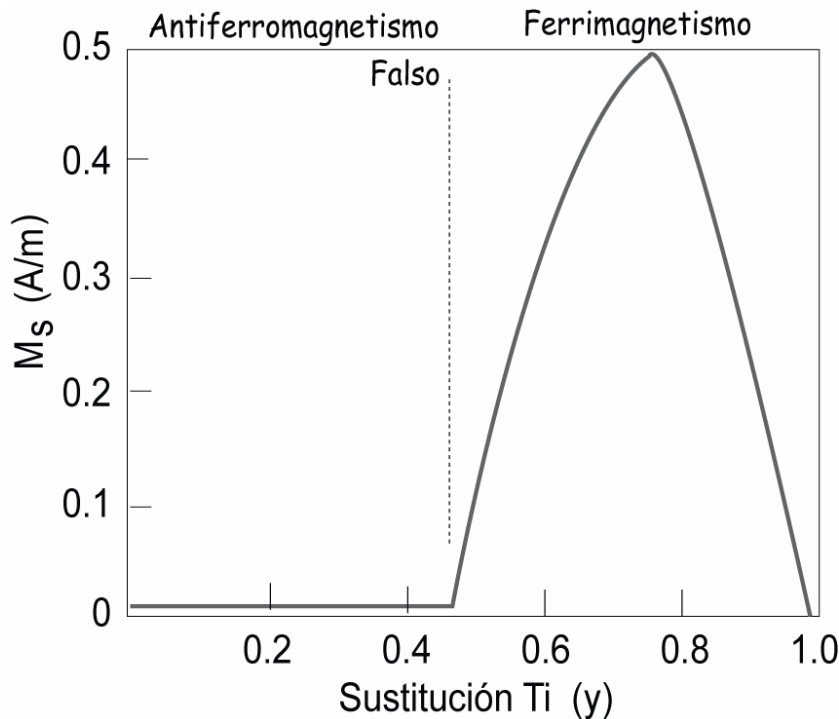
En base a la composición de ambos intrusivos, se puede realizar la siguiente generalización: sea una roca granodiorítica compuesta por la siguiente asociación mineralógica: *plagioclasa-hornblenda-biotita-feldespato potásico-cuarzo-titanomagnetita*, donde el mineral ferromagnético es de origen magmático (primario). Los efectos y transformaciones que sufren los óxidos de Fe-Ti debido a la superposición de los tipos de alteración hidrotermal reconocida en la *Granodiorita Fiesta* y *Antena* se señalan a continuación.

Las texturas de exsolución que presentan los *pseudomorfos* de *titanomagnetita* son consecuentes con un descenso de temperatura (Fig. 3.20), aunque también podrían producirse en base a un aumento del estado de oxidación en el sistema fluido-roca (Ghiorso & Sack, 1991). Estos desequilibrios probablemente también se generan en respuesta a alteración post-magmática, específicamente *biotitización* y *cloritización*. La presencia de texturas tipo *sándwich* y *compósito* previas se presume en base a la sectorización de las exsoluciones posteriores observada en los *pseudomorfos* de *titanomagnetita*. Si bien tienen un origen incierto (Spencer & Lindsley, 1981; Haggerty, 1991), en estas rocas estas texturas de desequilibrio tempranas pueden relacionarse al *emplazamiento* de una granodiorita (*oxidación deutérica*) o con los primeros estadios de *alteración potásica* en una roca porfírica, ya que involucra una *disminución* de la *temperatura* y un *aumento* del estado de oxidación del fluido respecto a condiciones previas (Titley, 1993), parámetros que afectan directamente la movilidad del catión  $Ti^{4+}$  (Lindsley, 1991; Frost, 1991).

La exsolución *lamellar* en lentes sigmoidales (texturas *syneusis*) son producto de oxidación de *ilmenita<sub>SS</sub>-hematita<sub>SS</sub>* (estados de oxidación C3-C5, Buddington & Lindsley, 1964; Fig. 3.20), con tamaños incluso menores a 1  $\mu m$ . Su presencia en muestras de la *Granodiorita Fiesta*, así como la estabilidad de la magnetización remanente, indican que ciertas *lámellas* son de tipo *pseudo-dominio simple* (PSD) o *dominio simple* (SD), cuyas composiciones en la serie de las titanohematitas pueden asociarse a *ferrimagnetismo* (Fig. 3.21) y, en consecuencia, capaces de retener una fuerte *magnetización lamellar* (McEnroe et al., 2001; Robinson et al., 2002; 2004; 2006). Aunque las *lámellas* mencionadas pueden presentar orientación intracristalina (plano {111} *titanomagnetita*), ésto no es reproducible a mayor escala, lo que permite descartar una adquisición anisotrópica de la remanencia para las rocas de la *Granodiorita Fiesta*, como otros autores han descrito para intrusivos de composición similar (Just et al., 2004).



**Figura 3.20:** Dos versiones diferentes para el diagrama de fases ilmenita-hematita (1 atm), donde la composición de cada miembro de la solución sólida depende de la temperatura. En (a) se ilustran las composiciones esperadas para cada miembro exsuelto, en base al descenso de temperatura y el paso de la reacción por la curva eutéctico. Se señala la estructura cristalina y/o magnética de los productos (FM: ferromagnético, PM: paramagnético, CAF: antiferromagnetismo falso). (b) Similar al anterior, pero a rangos de temperatura consecuentes con la cristalización de granitoides y alteración hidrotermal post-magmática. *Modificado de Harrison & Becker (2001) y Burton (1991) respectivamente.*



**Figura 3.21:** Diagrama de sustitución de  $Ti^{4+}$  dentro de la estructura romboedral de la serie de las titanohematitas versus magnetización de saturación [Ms]. Se puede observar cuáles son los intervalos composicionales en los cuales el mineral comienza a presentar ferrimagnetismo. Esto podría correlacionarse con la adquisición de magnetización remanente en la Granodiorita Fiesta y/o potenciar el magnetismo lamellar asociado a los intercambios catiónicos en contactos entre láminas.



Considerando que la textura *gráfica* indica condiciones aún más oxidantes (C5-C7, Buddington & Lindsley, 1964), su formación puede atribuirse a *biotitización intensa* o *cloritización* sobreimpuesta. La *alteración biotítica* involucra un aumento de la fugacidad de oxígeno (Brimhall et al., 1985), susceptible de producir neoformación de *magnetita* y reequilibrio de *titanomagnetita* que, eventualmente, sufre procesos de exsolución que generan minerales predominantemente granulares (*rutilo+pseudobrookita+ hematita<sub>SS</sub>+ilmenita*). El fenómeno anterior implica la coexistencia de *magnetita-hematita*, asociación correlacionada con condiciones fisicoquímicas muy restringidas ó superposición de eventos hidrotermales (Wood, 1997). La *cloritización* de *horblenda* y *biotita*, además de producir reemplazos por *clorita-rutilo±hematita* como se ha discutido en el CAPITULO II (*Pórfido Este menos alterado*), puede controlar el reemplazo de *ilmenita* residual por *esfeno*. Si bien esta evidencia podría sugerir metasomatismo de alta temperatura (Alteración Na-Ca-Fe), como ocurre en yacimientos tipo IOCG (distrito *Punta del Cobre*, Chile; Marschik & Fontbote, 2001), ha sido también descrita en relación a alteración clorítica de rocas graníticas (Eagleton & Banfield, 1985). Desequilibrios como los mencionados han sido observados por Singer et al. (2005) en óxidos de Fe-Ti correspondientes a facies metamórficas de bajo grado (Zona de la Clorita).

Los contrastes entre las propiedades magnéticas de las muestras obtenidas desde la *Granodiorita Fiesta* y *Antena* se basan principalmente en ciertas características específicas (*forma* y *tamaño*) que presenta la *magnetita* (Butler & Barnejee, 1975), que dependen directamente de la composición de ambos intrusivos, el grado de biotitización que evidencian (correlacionada con presencia de magnetita) y los eventos hidrotermales sobreimpuestos (oxidación posterior). Efectivamente, en la *Granodiorita Antena* existe un predominio de *magnetita* pequeña-euhedral, así como evidencias de *martitización* (“rejillas”) en ciertos cristales de mayor tamaño, probablemente a consecuencia de la *cloritización* y/o *meteorización* presente en estas rocas. Estas estructuras son capaces de promover la formación de dominios magnéticos más pequeños y, por ende, provocar un aumento de la coercividad para la magnetita (Dunlop & Özdemir, 1997). La oxidación de *titanomagnetita* previa en la *Granodiorita Antena* genera texturas *syneusis* (preferentemente lentes de *ilmenita*) y exsolución *gráfica* sobreimpuesta (*rutilo+pseudobrookita ±[hematita]*), sin embargo, el único mineral susceptible de retener una magnetización estable es la *magnetita* antes descrita (pseudo-dominio simple? [PSD], Banfield et al., 1994), en acuerdo a los resultados obtenidos a partir de las curvas de demagnetización. Para

la *Granodiorita Fiesta*, la naturaleza *multidominio* de la magnetita grande e irregular implica baja coercividad, si bien este mineral controla la adquisición de *magnetización termoviscosa*, así como los valores de *magnetización inducida* que evidencia. Cabe destacar que la distribución de este parámetro no es homogénea, sugiriendo su correlación con la intrusión de los *Pórfidos San Lorenzo*, ya que aquellos sitios con susceptibilidad más alta se ubican relativamente cerca de los afloramientos al interior de la mina asignados a esta unidad (Ossandón et al., 2001). La formación de *maghemita-hematita* a partir de *magnetita* observada en la *Granodiorita Fiesta*, también puede ser interpretada en relación a condiciones oxidantes, correlacionadas con las evidencias de cloritización y/o meteorización identificada en las muestras.

La correlación entre las edades radiométricas asignadas a las unidades del *Complejo Intrusivo Fortuna* y la polaridad magnética obtenidas para la *Granodiorita Fiesta* y *Antena* a partir de este estudio (*signo negativo*) permiten realizar las siguientes interpretaciones: (i) las edades K-Ar en biotita-hornblenda para la *Granodiorita Fiesta* se ubican preferentemente en un periodo de polaridad normal (39-36 Ma: Makshev et al., 1994; Dilles et al., 1997; Ballard et al., 2001), por lo tanto su magnetización remanente probablemente fue adquirida en respuesta a la *alteración hidrotermal* presente en estas rocas (considerando que el método de datación es susceptible de sufrir variaciones por recalentamiento). (ii) Cabe destacar que el intervalo de edad correspondiente a este intrusivo y el determinado para los *Pórfidos San Lorenzo* no son diferenciables entre sí ( $38.5 \pm 1.1$  y  $37.1 \pm 0.9$  Ma, Makshev et al., 1994), por lo tanto no se puede inferir cuál es el responsable de la *biotitización* y, por ende, de la formación del mineral portador de la magnetización remanente, ya que podría producirse en respuesta a la circulación de fluidos magmáticos tardíos intrínsecos a la *Granodiorita Fiesta* o aquellos vinculados al emplazamiento de los *Pórfidos San Lorenzo*, para los que la unidad antes mencionada es su roca encajante. (iii) Para la *Granodiorita Antena*, las edades K-Ar en biotita (39.6 Ma: Dilles et al., 1997) también se asocian a polaridad normal, implicando que la magnetización remanente fue adquirida al momento de *emplazamiento* del intrusivo y/o en relación a la *biotitización* que presenta, dependiendo del momento en que se forma la magnetita dominio simple (volumen de bloqueo y posterior formación de intradominios). Conclusiones similares han sido obtenidas por Otofujii et al. (2000) para granitos remagnetizados.

### 3.4 CONCLUSIONES

Las propiedades magnéticas representativas de la Granodiorita Fiesta y Granodiorita Antena son controladas principalmente por la intensidad de alteración selectiva que presentan (biotitización y cloritización), así como por la composición original de la titanomagnetita susceptible de generar las asociaciones mineralógicas identificadas a partir de las texturas de exsolución presentes en los pseudomorfos de este mineral.

En la Granodiorita Fiesta, la presencia de magnetita multidominio y texturas lamellares en base a titanomagnetita previa podría ser producto de biotitización, en consideración al aumento en el estado de oxidación que genera esta alteración hidrotermal. La magnetita, en función de su tamaño y forma, es de tipo multidominio con baja coercividad, características que relacionan este mineral con la componente magnética termoviscosa reconocida en estas rocas. Controla además los valores de susceptibilidad en esta unidad, cuyo aumento hacia el este podría explicarse por el intrusión/alteración relacionada a los Pórfidos San Lorenzo. La magnetización remanente probablemente está asociada a titanohematita pequeña (SD), cuyas dimensiones y composición química están controladas por la ocurrencia de sucesivas generaciones de exsolución de ilmenita<sub>SS</sub>-hematita<sub>SS</sub> (lámellas < 1 μm), en respuesta a las nuevas condiciones impuestas por la alteración (↓ temperatura, entre otras). La asociación mineralógica correspondiente a la textura gráfica observada (rutilo+pseudobrookita+hematita<sub>SS</sub>+ilmenita) se forma a partir de los óxidos de Fe-Ti previamente exsueitos, lo que sugiere un estado de oxidación más alto posiblemente correlacionado con evidencias de cloritización sobreimpuesta.

Si bien las evidencias de alteración hidrotermal en la Granodiorita Antena son análogas a las ya mencionadas, la estabilidad de la magnetización remanente se relaciona principalmente a la presencia de magnetita dominio simple y a ciertos cristales de mayor tamaño que, en función de la martitización preferente según los planos {111} de magnetita, pueden desarrollar varios dominios más pequeños intramineral (tipo pseudo-dominio simple), aumentando su coercividad. Para las texturas syneusis y lamellares reconocidas en base a la titanomagnetita previa, existe un predominio de composiciones cercanas a la ilmenita (paramagnética), lo que en conjunto con la presencia ocasional de textura gráfica con evidencias de maghemitización (rutilo residual) pueden explicar la no determinación de una componente magnética residual en base a hematita<sub>SS</sub>. Esto indica también el rol de la alteración clorítica y meteorización sobre la señal magnética de este intrusivo.

## CAPITULO 4:

*PALEOMAGNETISMO EN EL YACIMIENTO  
CHUQUICAMATA: Aplicación de los resultados magnético-  
mineralógicos para la validación de interpretaciones  
estructurales en sistemas hidrotermales.*

## 4.1 RESUMEN

A continuación se presenta la publicación aceptada en la revista *Tectonophysics* "Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamata open pit, Northern Chile" de los autores **ASTUDILLO, Natalia; ROPERCH, Pierrick; TOWNLEY, Brian; ARRIAGADA, César** y **MAKSAEV, Victor**. En este trabajo se integran los resultados paleomagnéticos con aquellos de naturaleza magnético-mineralógica señalados principalmente en el CAPITULO 3 (*Granodiorita Fiesta*) y, en menor medida, en el CAPITULO 2 (*Pórfido Este* y *Granitoides Paleozoicos*). Esto permite elaborar interpretaciones estructurales en la mina Chuquicamata basadas en las familias de minerales ferromagnéticos identificadas y su relación con la alteración hidrotermal/ mineralización. Un resumen del mismo se presenta a continuación.

La magnetización remanente característica (ChRM) en unidades muestreadas se determinó a partir de demagnetización termal (D) y/o campo alternativo (AF). Una componente viscosa es removida entre 10-20 mT para la *Granodiorita Fiesta*, mientras que la ChRM's no se demagnetiza, incluso sobre 100 mT. Además su temperatura de desbloqueo se ubica sobre 580°C, (75% de la magnetización removida entre 580-590°C). Incorporando las observaciones petroquímicas (CAPITULO 3), probablemente la magnetita multidominio (MD) se genera durante alteración post-magmática en conjunto con una marcada oxidación de titanomagnetita primaria, dando origen a ilmenita<sub>SS</sub>, hematita<sub>SS</sub>, pseudobrookita y rutilo. La dirección característica tiene inclinación negativa y declinación entre 330° a 230°, fuertemente sesgadas respecto a la dirección esperada en la zona para el Eoceno. Los altos valores de anisotropía de susceptibilidad magnética se relacionan a la magnetita MD antes señalada, sin evidencias de deformación en estado sólido. Los elipsoides de susceptibilidad indican la presencia de foliación subvertical con azimuth variable entre N280° a N20°. Utilizando como orientación la fábrica magnética, la dirección remanente característica para sondajes no orientados de esta unidad se agrupan respecto a una declinación NW, consecuente con las muestras obtenidas "in situ". Por lo tanto, las aparentemente grandes rotaciones antihorarias (>100°) de pequeños bloques dentro de la *Granodiorita Fiesta* sugieren una amplia "zona de daño" en respuesta al movimiento sinistral de la Falla Oeste, consistente con interpretaciones previas construidas a partir de la petrología y edades de esta unidad, así como la geología regional del distrito. Para el *Pórfido Este*, el signo positivo de la magnetización remanente podría correlacionarse con la alteración hidrotermal que presenta. No existen evidencias de rotación o basculamiento que involucren por completo al bloque este de la mina.

# Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamata open pit, Northern Chile

N. Astudillo<sup>a,b</sup>, P. Roperch<sup>b,c,\*</sup>, B. Townley<sup>a</sup>, C. Arriagada<sup>a</sup>, V. Makshev<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla, Santiago, Chile

<sup>b</sup> IRD, LMTG, Université Paul Sabatier, 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

<sup>c</sup> Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, 35042 Rennes, France

Received 26 September 2007; received in revised form 6 December 2007; accepted 8 December 2007

Available online 27 December 2007

## Abstract

Chuquicamata, in northern Chile, is one of the largest porphyry copper deposits in the world; the western side of its orebody is bounded by a major longitudinal fault, the West fault. We report paleomagnetic results from surface sites and drill cores from different geological units at Chuquicamata, especially within the late Eocene Fiesta granodiorite of the western block of the West fault. Characteristic remanent magnetizations (ChRM) were determined after detailed thermal or alternating field demagnetization. Soft components carried by multidomain magnetite crystals in the Fiesta granodiorite were removed by AF demagnetization at 10–20 mT. The ChRMs, not demagnetized by alternating fields up to 100 mT, have unblocking temperatures above 580 °C with ~75% of the magnetization removed in the temperature range of 580–590 °C. Optical and SEM mineralogical observations, and microprobe data indicate the occurrence of multidomain magnetite formed during a late magmatic stage of alteration coeval with strong oxidation of primary titanomagnetite and formation of ilmenite, hematite, pseudobrookite, and rutile. The characteristic directions have negative inclinations and declinations (330° to 230°); strongly deflected from the expected Eocene direction. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), with degree up to 1.4, is carried by multidomain magnetite. AMS ellipsoids have subvertical foliations with azimuth varying strongly from N280° to N20°. We show that both the ChRMs and the AMS fabrics record the same apparent relative rotations between sites. Although the AMS anisotropy is high, there is no evidence for a solid-state deformation and the apparent rotation of the magnetic fabric is interpreted to be the consequence of small-block rotation. The apparent large (>100°) counterclockwise rotations of small blocks within the Fiesta granodiorite suggest a wide damaged zone related to sinistral displacement along the West fault. This interpretation is consistent with previous models indicating that the Fiesta granodiorite was sinistrally translated and brought in front of the early Oligocene porphyry copper deposit during the Oligocene–early Miocene. This study shows that paleomagnetic markers are useful for improving the quantification and understanding of small-scale deformation within plutons adjacent to major fault zones.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

**Keywords:** Paleomagnetism; Tectonic rotations; Magnetic fabric; Chuquicamata porphyry copper; Andes

## 1. Introduction

Porphyry copper deposits are the principal source for copper and molybdenum production in the world and their genesis has been widely discussed, including their relation to structures that control intrusions and their subsequent deforma-

tion. Recent reviews of these characteristics are provided by Sillitoe (1997, 2000), Camus (2002, 2003) and Richards (2003). The Chuquicamata Cu–Mo porphyry is one of the most important deposits within the late Eocene–early Oligocene porphyry copper belt in northern Chile (Ossandón et al., 2001; Faunes et al., 2005). The formation of Chuquicamata porphyry as well as other important deposit is closely related to the tectonic evolution of the Precordillera or Domeyko Cordillera. The Precordillera was the locus of the magmatic arc from late Cretaceous to early Oligocene (Mpodozis and Ramos, 1990). By the late Eocene, volcanism waned and further magmatic

\* Corresponding author. Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, 35042 Rennes, France.

E-mail address: [pierrick.ropersch@ird.fr](mailto:pierrick.ropersch@ird.fr) (P. Roperch).

activity was restricted to the emplacement of granodioritic epizonal stocks, mostly related to porphyry copper mineralization (Tomlinson and Blanco, 1997).

The main structural feature of the Precordillera is the Domeyko Fault System (DFS), a complex structural domain shaped by successive deformation increments, which extends for more than 800 km along the Precordillera axis from Iquique (19°S) to Copiapó (27°S) (Maksaev and Zentilli, 1999). During the Eocene–Oligocene, a period of rapid NE-directed oblique convergence between the Farallon plate and the South American continent (Pardo-Casas and Molnar, 1987) resulted in a contractional deformation event associated with the Incaic tectonic phase, involving arc-normal shortening, thrusting, folding, strike-slip displacements, clockwise rotations and uplift of crustal blocks along the DFS (Reutter et al., 1991; Reutter et al., 1996; Maksaev and Zentilli, 1999; Arriagada et al., 2003, 2006).

On the northern segment of DFS (Fig. 1), the near vertical N–S-striking West fault is traceable for at least 170 km and put together the mineralized Chuquicamata Intrusive Complex (CIC) in the eastern block with unmineralized rocks of the Fortuna Intrusive Complex (FIC) in the western block. The West fault has an overall complex kinematic history with evidences of strike-slip reversal from dextral to sinistral and probably also thrusting at some point in time, and the structure is thought to have exerted a structural control for the emplacement of the mineralized porphyries (Reutter et al., 1996; Tomlinson and Blanco, 1997). In addition, a strong structural control for the hydrothermal alteration and mineralization is apparent at Chuquicamata (Faunes et al., 2005). Although some authors suggest only vertical motions (Amilibia et al., 2000), some 25–35 km of sinistral displacement has been estimated for the West fault ensuing the hypogene mineralization of Chuquicamata, suggesting that the separation between El Abra plutonic intrusions and the FIC would then be due to sinistral shear (Reutter et al., 1996; Tomlinson and Blanco, 1997; Campbell et al., 2006). In contrast, paleomagnetic studies have shown mostly clockwise rotations up to 40° for Mesozoic and Paleogene rocks along the Domeyko Cordillera (Randall et al., 2001; Arriagada et al., 2006). Even though these studies have been carried out several kilometers to the south of Chuquicamata the relation between clockwise rotation of crustal blocks and the hypothetical sinistral displacement along the West fault remain unclear. We have done a detailed paleomagnetic sampling within the Chuquicamata open pit mine in order to constrain the type of deformation associated with mineralization and the deformation that took place post-mineralization. We report a complex pattern of rotations, detected mostly within the Fortuna intrusive complex (FIC) in the western block of the West fault. Paleomagnetic data for the Chuquicamata Intrusive Complex (CIC) are more difficult to interpret, due to the altered nature of the ore-bearing rocks.

## 2. Geological background

### 2.1. Structural setting

Following the period of contractional deformation likely characterized by NNE dextral transpression and subsequent emplacement of the porphyry copper deposits during the late

Eocene–early Oligocene (Maksaev, 1990) transcurrent sinistral displacement along the West fault brought the CIC in contact with the FIC during the late Oligocene (Reutter et al., 1996;

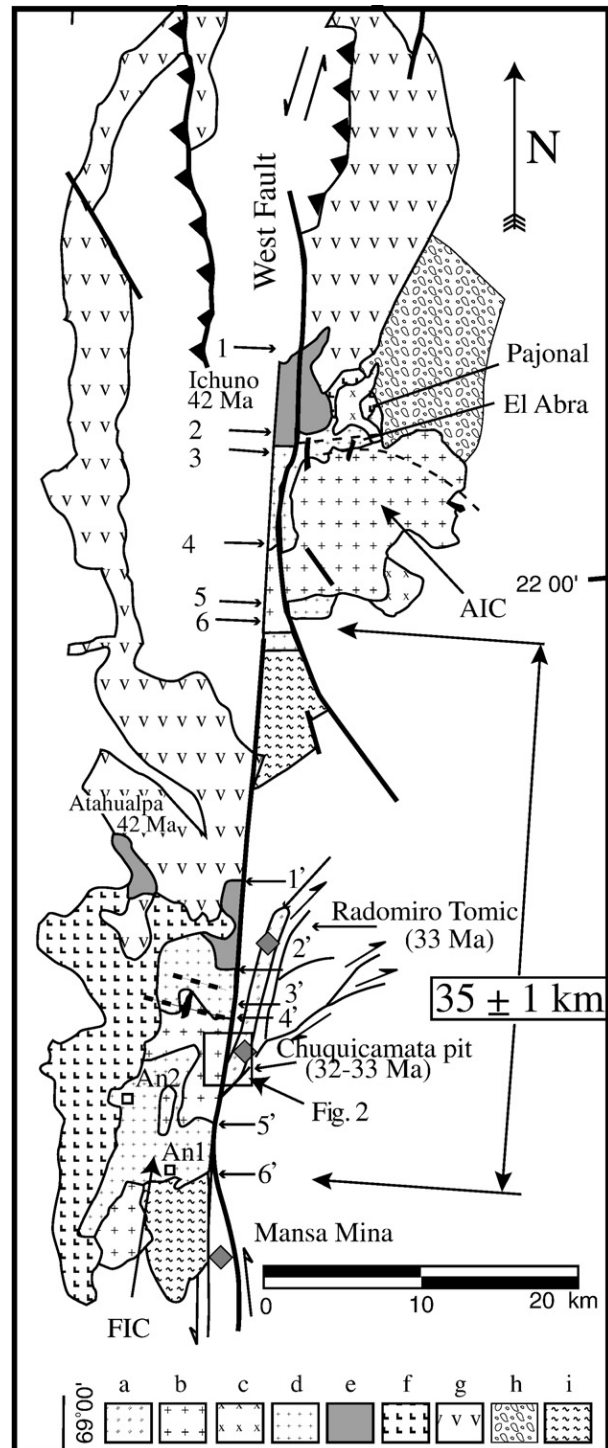


Fig. 1. Regional map of Chuquicamata district showing the main geological units on both sides of the West Fault. The possible correlation between the Fortuna Intrusive Complex (FIC) and the El Abra Intrusive Complex (AIC) suggests about 35 km of sinistral displacement along the West Fault. Modified from Dilles et al. (1997). Small squares correspond to the two sites sampled in the Antenna granodiorite. a) Chuqui porphyry; b) Fiesta granodiorite; c) Llaretta granodiorite; d) Antena–El Abra granodiorite; e) Atahualpa quartz monzonite; f) Los Picos quartz monzonite; g) Icanche volcanic Fm.; h) Tolar Fm.; i) Empexa Fm.



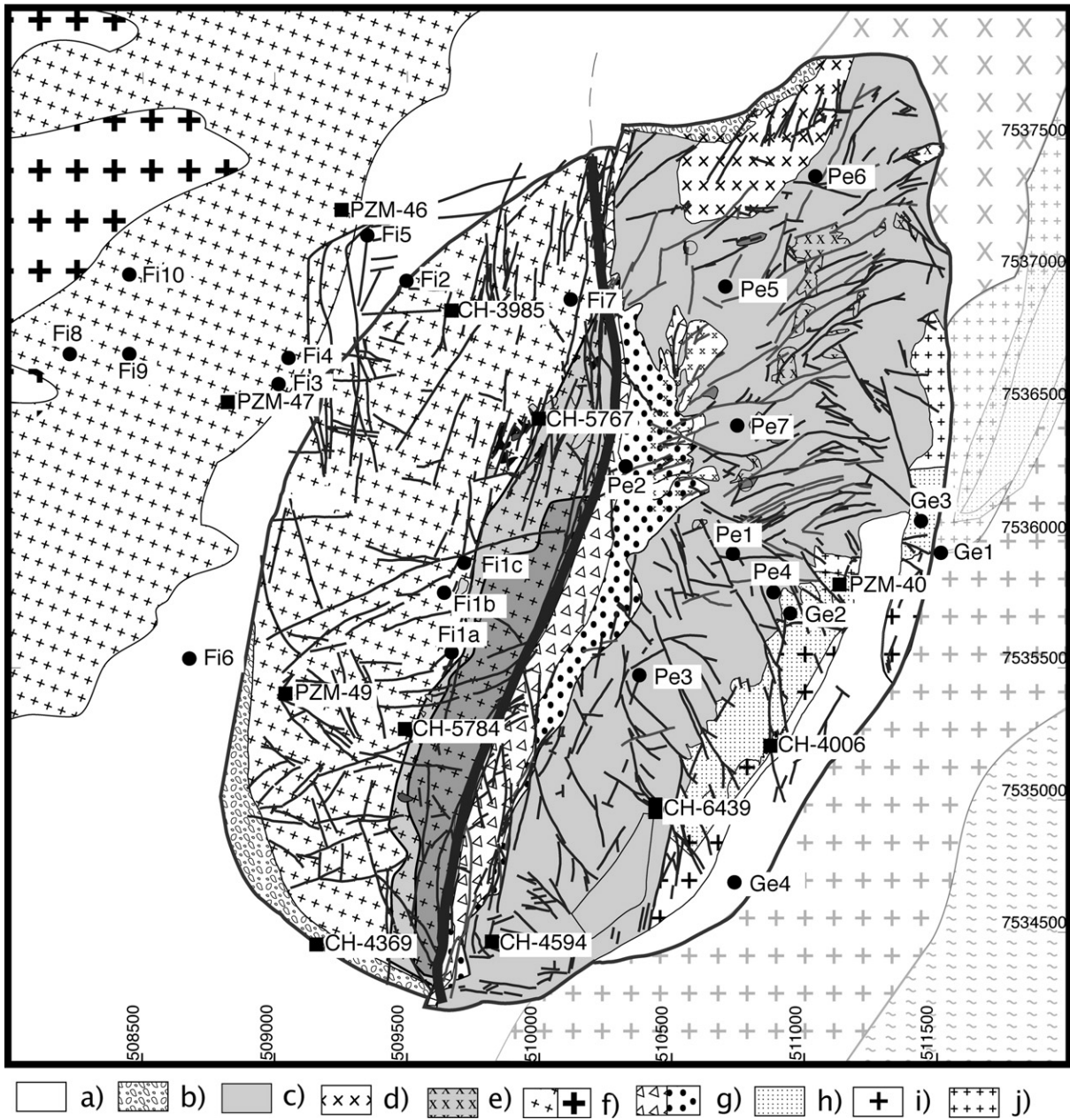


Fig. 2. Geological map of Chuquicamata open pit and adjoining outcrops where was performed the paleomagnetic sampling. Circles correspond to sites drilled in situ or with oriented blocks. Squares correspond to the location of drill cores. (UTM coordinates in meters). a) Quaternary; b) Gravels; c) East porphyry; d) West porphyry; e) Banco porphyry; f) Fortuna intrusive complex made of the Antena and Fiesta granodiorites; g) Brecciated quartz-séicitic rocks; h) Sediments; i) East granodiorite; j) Elena granodiorite. Thin lines are minor faults, the thick line is the trace of the West Fault. Squares: Drill cores; circles: sites. The light (dark) gray colored area to the west of the West fault corresponds to the moderate (intense) shear zone defined by Nelson et al. (2007).

Tomlinson and Blanco, 1997). The strike-slip reversal from dextral to sinistral is posterior to the 31 Ma sericitic alteration phase of the orebody, as evidenced by mylonitic zones and fault indicators in the CIC (Reutter et al., 1996). Dilles et al. (1997) based on correlation of similar geological units across the West fault proposed that the FIC represents a displaced portion of the El Abra intrusive complex located some 35 km farther north, implying significant sinistral displacement. In addition, Reutter et al. (1996) and Tomlinson and Blanco, (1997) also provided evidence for up to 35 km of sinistral post-mineralization dis-

placement. The same zircon U–Pb isotope ages of intrusions from the composite Los Picos–Fortuna and Pajonal–El Abra igneous complexes support the hypothesis of a 35 km offset across the West Fault (Campbell et al., 2006). Early Miocene ignimbrites covering the West fault farther north are not tectonically disturbed and provide an upper bound for the age of sinistral displacement. Later uplift and erosion, generated Miocene gravels in which exotic copper mineralization occurred such as in Mina Sur (Munchmeyer, 1996). Other authors have shown that the western block of the West fault is uplifted relative

to the eastern block and suggest a reverse thrust as the main displacement of the fault (McInnes et al., 1999; Amilibia et al., 2000).

## 2.2. Geology of the district

Because the FIC is mostly barren there is no detailed published description of the petrology of these plutons. In contrast, many studies have been devoted to the description and understanding of the genesis of the giant CIC [see Faunes et al. (2005) for more information].

### 2.2.1. The Fortuna Intrusive Complex (FIC)

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the FIC indicates a crystallization age around 39–38 Ma (Maksaev, 1990; Dilles et al., 1997; Ballard, 2001; Campbell et al., 2006). FIC is composed of four units: The oldest one is the Antena granodiorite with radiometric ages at about 39 Ma (Dilles et al., 1997; Ballard, 2001). The Fiesta granodiorite, with K–Ar and U–Pb radiometric ages between  $38.5 \pm 0.4$  and  $37.3 \pm 1.2$  Ma (Maksaev et al., 1994; Lindsay, 1997; Ballard, 2001), is exposed in the western part of the mine pit. The Fiesta granodiorite is intruded by the Tetera porphyry, granite-aplitic dykes and the San Lorenzo porphyries, formed by granodiorite and granodioritic mafic porphyries (Maksaev et al., 1994). A number of faults have been recognized in the Fiesta granodiorite within the mine pit but a detailed description is lacking.

### 2.2.2. The Chuquicamata Intrusive Complex (CIC)

The CIC, the host rock for Cu–Mo mineralization, is a composite intrusion formed of three NNE-elongate porphyry intrusions ( $14 \times 2$  km, Fig. 2); the East porphyry of granodioritic to monzogranitic composition; which is the oldest and most widespread porphyry (Ballard, 2001) and the West porphyry and the Banco porphyry, both of monzodioritic composition, exposed in the northern and eastern parts of the mine, mostly as NNE discontinuous dykes. Eastward, the CIC has an obscure relationship with the unmineralized Elena granodiorite (Reynolds et al., 1998). During mineralization, which extended from 33.4 to 31.1 Ma, the deposit was subjected to important tectonic stresses with dextral transtension along NNE shear zones and associated NE-trending extensional faulting (e.g., the Estanques Blancos and Portezuelo fault systems; Faunes et al., 2005). Intense main and late stage quartz-sericite alteration was overimposed on a NNE-trending zone along the western part of the deposit at 31.1 Ma. The emplacement of the CIC and a first mineralization stage appears to be syn-tectonic at 34.6 Ma; a further mineralizing event has been dated at about 33.4 Ma, though the actual intrusion associated with this late mineralizing event is not exposed (Faunes et al., 2005). A pervasive K-silicate alteration event, responsible for the main hypogene mineralization stage at Chuquicamata, developed mostly along NNE oriented belts, probably related to active dextral shearing along an eastern, NNE-trending deformation zone (Faunes et al., 2005).

Within the CIC, potassic alteration occurs, characterized by a K-feldspar-biotite assemblage, quartz veins (“A” type, Gustafson and Hunt (1975)) and chalcopyrite–bornite–digenite mineralization. In addition, pervasive quartz–K-feldspar alteration occurs

(Ksil) associated with ductile deformation. The propylitic alteration assemblage (chlorite–epidote–hematite) occurs as a retrograde phase overprinted on potassic alteration. The main hydrothermal event is represented by an early sub-phase, related with the emplacement of localized quartz-molybdenite veins and veinlets (“blue veins”) with ages close to early stages of alteration ( $34.9 \pm 0.17$  Ma, Re–Os in molybdenite (Ossandón et al., 2001)). The main hydrothermal sub-phase was pervasive, represented by a quartz-sericite assemblage and polymetallic sulfide veins. Sericite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data indicate  $31.1 \pm 0.2$  Ma for this stage (Reynolds et al., 1998). A late hydrothermal stage is related predominantly to enargite–sphalerite–pyrite veins. Supergene processes developed deeply in the orebody, associated to the presence of faults, with a thick calcosine-covellite profile, and an important upper oxide level. By K/Ar in alunite, the calculated age for this alteration is between 15 and 19 Ma (Sillitoe and McKee, 1996).

## 3. Sampling and methods

Within the mine open pit, sampling with a gasoline portable drill was not always secure and possible at all sites. Oriented blocks were taken in the field and one to three cores were subsequently obtained from each block in the laboratory. A total of 168 paleomagnetic samples were obtained at 21 sites within the mine and nearby outcrops (Figs. 1, 2). 136 samples were also drilled from 11 unoriented drill cores in the different geological units defined at the mine; the plunge and azimuth of the cores are known.

Remanent magnetization was measured with an AGICO JR5A spinner magnetometer. A few samples were measured with a Molspin spinner magnetometer. Magnetic susceptibility was measured with a Bartington MS2 susceptibility meter. Samples were either Alternating field (AF) or thermally (TH) demagnetized. Magnetic susceptibility was measured after each thermal demagnetization step in order to check magnetic mineralogical changes upon heating. 47 specimens were cooled down to liquid nitrogen temperature in zero field in order to partially remove magnetization carried by multidomain magnetite (Borradaile et al., 2004). AF demagnetization only removed the secondary component leaving the characteristic

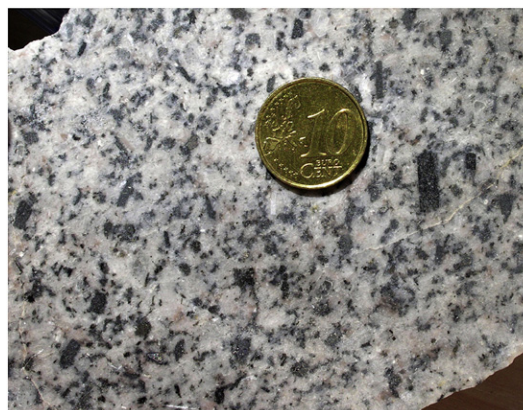


Fig. 3. Photograph of one sample showing the typical lithology of the Fiesta granodiorite (site F13).



magnetization as stable end points during the demagnetization. In these cases, it was not possible to determine the characteristic directions with “least squares lines” and Fisher statistics of the directions of the final 3 to 5 steps of the AF demagnetization were used to calculate the characteristic magnetization of the samples. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) was measured with a susceptibility meter KLY-3S AGICO model. The mean anisotropy tensor for each site was calculated by the Jelinek (1978) method. Anhysteretic Remanent Magnetization (ARM) and Anisotropy of ARM (AARM) using a six measurements procedure ( $x, -x; y, -y; z, -z$ ) were performed with LDA3-AGICO AMU1 instrument. To better constrain magnetic mineralogy, isothermal remanent magnetizations (IRM) acquisition and variation of the susceptibility during heating (K–T) were performed. The mineralogy of magnetic minerals was observed under a reflected light microscope as well as with a scanning electron microscope (SEM) JEOL 6360 LV.

#### 4. Optical and SEM observations of Fe–Ti oxides

##### 4.1. FIC

All the sites located west of the West fault correspond to the Fiesta granodiorite (Fig. 2) except two sites (An01 & An02) in the Antena granodiorite (Fig. 1).

##### 4.1.1. Fiesta granodiorite

The Fiesta unit is represented by holocrystalline granodioritic rocks, medium to thick-grained (Fig. 3). The primary mineralogy corresponds to euhedral–subhedral plagioclase phenocrysts, with zonations and poly-synthetic-albite twinning. These minerals present local replacement by K-feldspar and argillic alteration. In a minor proportion, anhedral K-feldspar phenocrysts are observed. Except at site Fi7 close to the trace of the West Fault, internal deformation is minor with only moderate cataclasis in some samples. Ferromagnesian phenocrysts are euhedral–subhedral hornblende, of variable sizes, between 0.5 and 2 mm, with partial to total replacement by biotite patches in association with magnetite and superimposed chloritic alteration (Fig. 4A). Primary biotite phenocrysts partially preserve the relict texture, with an incipient secondary biotitization in the edges, along fractures and crystal weaknesses, evidenced by presence of small rutile crystals and optic discontinuities of microscopic characteristics. To a lesser extent chloritization of edges and fractures is also observed. In several cases “kink bands” without preferential orientation are present. The felsic groundmass consists mainly of quartz+K-feldspar aggregate intergrowths, with straight and interlobate contacts, undulated extinction and several zones with mosaic texture.

Two generations of Fe–Ti oxides are recognized. The first one is of magmatic crystallization, and the second is of late

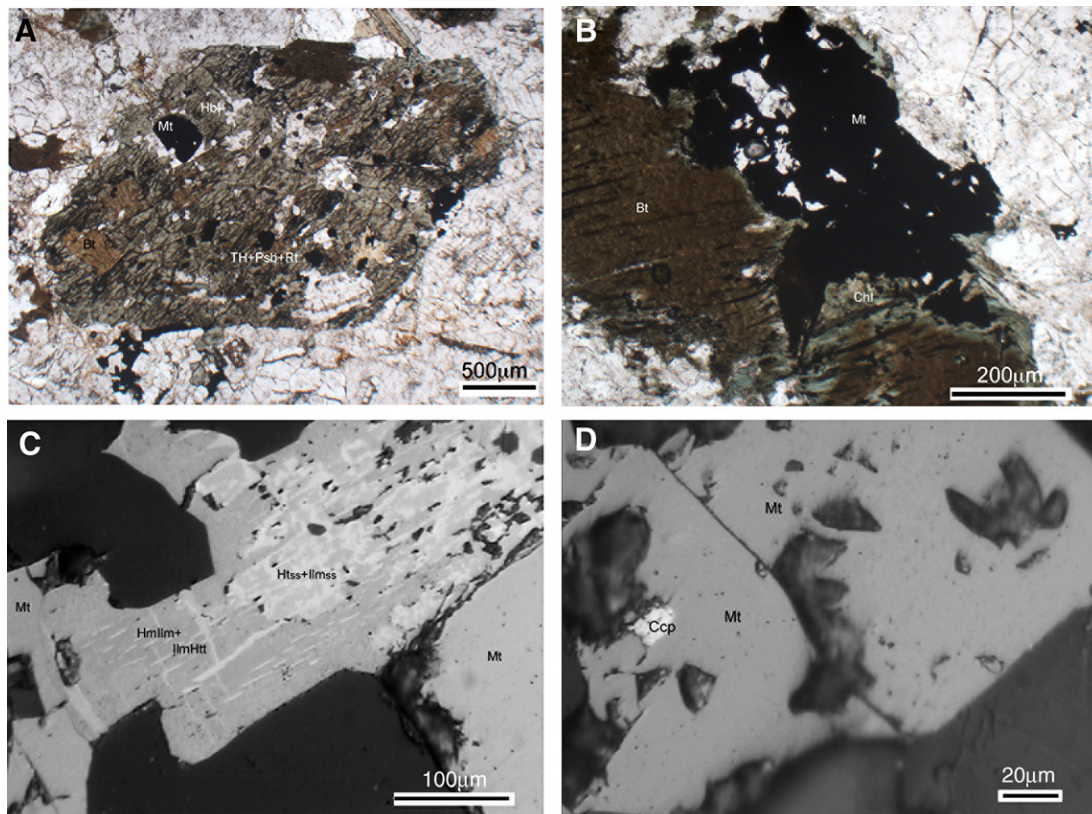


Fig. 4. Microphotographs of samples of the FIC (A,C,D) and less altered zones in the East porphyry (B). (A) Basal section in hornblende with « biotite » alteration patches and opaque inclusions, sample CH3985-227.0 (B) Opaque crystal intergrown with biotite, weak chloritization occurs along edges, sample CH0311. (C) Different degrees of exsolution for titanomagnetite pseudomorph. In this case, magnetite (left bottom) is observed in contact with ilmenite, having « stripped exsolution » along the (0001) plane and graphic texture related to rutile-hematite exsolution (top right), sample Fi0106B. (D) Magnetite with chalcopyrite, sample Fi1-09B. For (A) and (B), transmitted light. In (C) and (D), observations with reflected light.

magmatic alteration, with crystallization of secondary minerals. The first generation predominantly corresponds to inferred hypidiomorphic titanomagnetite, based on their oxidation stage and the observed associated exsolutions. These minerals occur in the groundmass, commonly associated with hornblende (Fig. 4A). Locally, they may also occur associated with ferromagnesian aggregates. Hexagonal and tabular apatite inclusions and occasionally zircon are present as inclusions. Size of titanomagnetite is variable, in a range between 0.5–0.01 mm. Several crystals show sandwich type exsolution, with thick ilmenite-poor Ti-hematite exsolutions restricted to one direction

in the {111} planes of titanomagnetite (Figs. 4C and 5A and B). Composite exsolutions of magnetite and ilmenite enriched zones inside the previous titanomagnetite crystals are also observed. These observations imply a C4 stage oxidation according to the analysis of Buddington and Lindsley (1964) and summarized by Haggerty (1991). In addition there is a finer (<1 μm) lamellar family inside the previous, related both with ilmenite exsolved in ilmeno-hematite and hematite in hemoilmenite. Isolated ilmenites are scarce, with “striped texture” related to the {0001} exsolution plane of rhombohedral structure, likely associated also with primary titanomagnetite. Crystals with higher oxidation

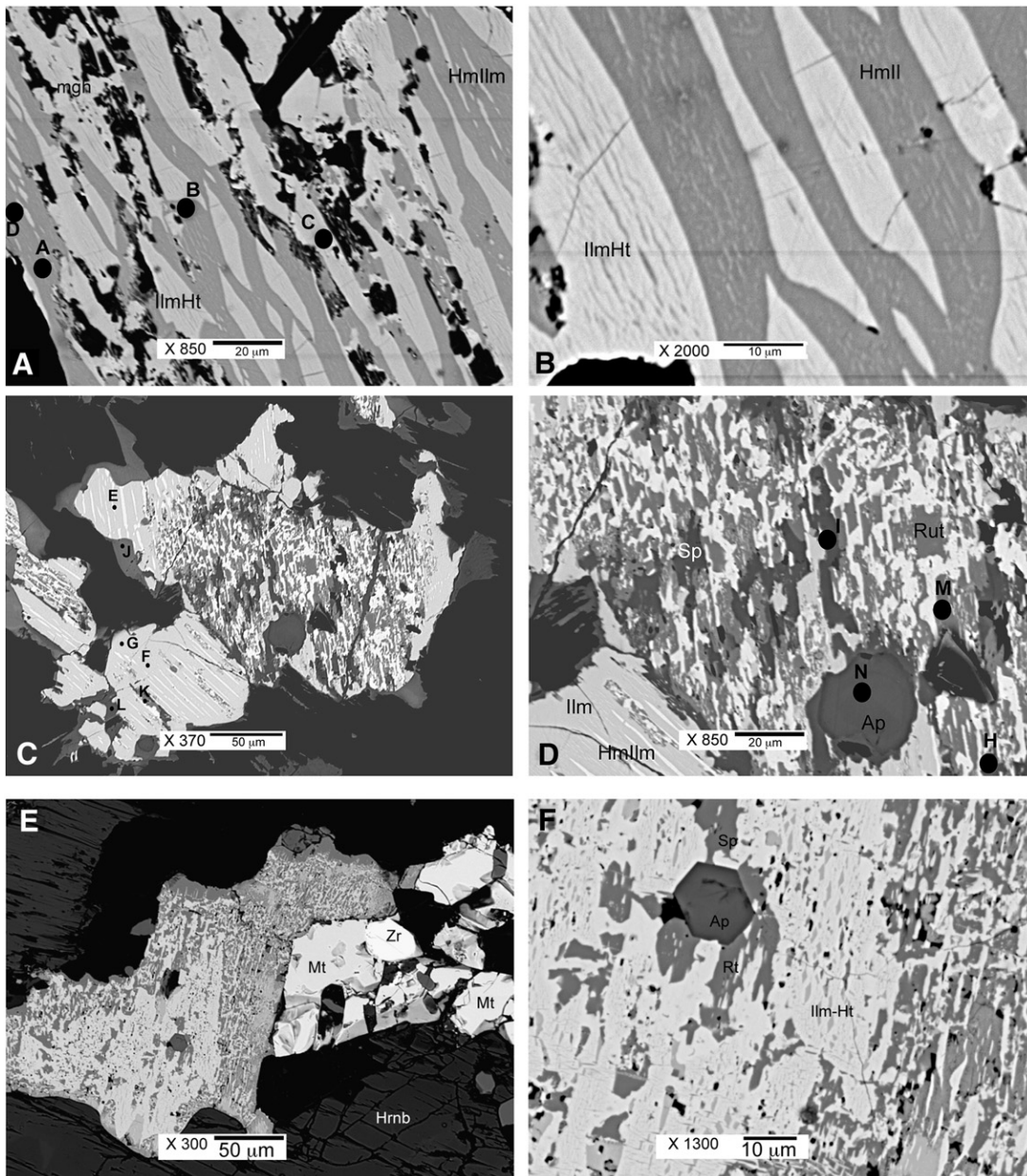


Fig. 5. Electron backscatter images from the Fiesta granodiorite. (A) lamellar exsolution pattern in ilmenite–hematite series, sample Fi2-05B. (B) Zoom showing a second family of finer exsolutions. (C) Complex pattern of exsolution-replacement by pseudobrookite–rutile–hematite and sphene. (D) Zoom showing Sphene replacement in the same crystal, sample Fi2-05B. (E) pseudomorph grains of titanomagnetite showing exsolution of rutile–hematite with graphic texture–sample Fi1-06B. (F) Zoom image: ilmenite is replaced by sphene and ilmeno–hematite. The inclusion corresponds to Cl-rich apatite. Rt: rutile; Hrn: hornblende, HmIlm: hemoilmenite, Zr: zircon, Sp: sphene, Ap: apatite, Mt: magnetite, Ht: hematite.



stage (C7) present a rutile+hematite association with graphic texture (Fig. 4C). This analysis demonstrates a progressive increase in the oxidation stage. Several crystals have evidence of high temperature metasomatism, related to partial replacement of ilmenite or hemoilmenite by sphene and/or a composition close to this mineral, in association with graphic rutile+hematite and scarce pseudobrookite (Fig. 5E and F). Maghemite, also observed, is principally related to crystals that show weak cracking, which suggests oxidation.

The second generation of Fe–Ti oxides occurs mainly with hornblende, biotite and in some cases, within the groundmass. The corresponding Fe–Ti oxides association for this phase is magnetite, rutile and lesser sphene. In addition to the previous alteration patterns described for these minerals, magnetite is related to altered titanomagnetite, suggesting a genetic relation with this hydrothermal event. It is also associated with biotitic alteration, along edges, cleavage planes and altered patches in biotite, as well as in hornblende, in which patches may be larger and less defined with respect to those in biotite, where reequilibration of minerals is observed. Occasionally these minerals may be present with chalcopyrite, or with inclusions of this mineral (Fig. 4D). In the groundmass these oxides occur with quartz micro geodes, small in size (<0.01 mm). Weak–moderate oxidation is observed, evidenced by hematite with irregular edges and in several cases, more homogeneous in the {111} planes (martite). More scarcely, magnetite inclusions occur in plagioclase phenocrysts, with sizes between 10–20 microns. Microprobe analyses of the Fe–Ti oxides are shown in Fig. 6.

4.1.2. Antena granodiorite

The Antena granodiorite, sampled at two sites, consists of medium to thick-grained porphyric textured monzodiorites. Primary mineralogy corresponds to euhedral–subhedral plagioclase phenocrysts, of a characteristic gray color typical of these rocks. Ferromagnesian minerals are mostly biotite with well preserved relict texture and only very weak alteration along edges and cleavage planes. The predominant ferromagnetic minerals

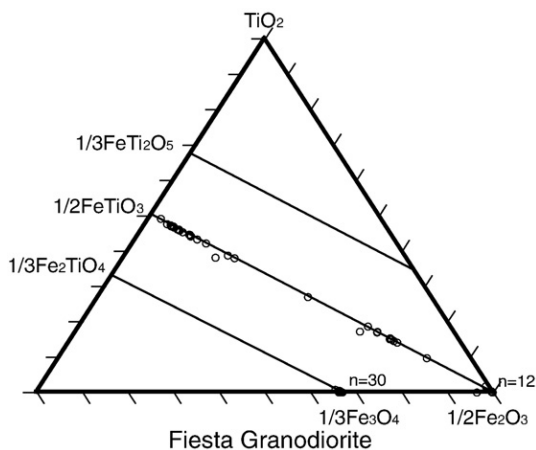


Fig. 6. Microprobe results of Fiesta granodiorite. Ternary plot of cation ratios of TiO<sub>2</sub>–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> end-members with their corresponding cationic replacement (R<sup>2+</sup>: Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>; R<sup>3+</sup>: Fe<sup>3+</sup>, Cr<sup>3+</sup>, Al<sup>3+</sup> and R<sup>4+</sup>: Si<sup>4+</sup>), showing the parallel solid solution series hematite–ilmenite and magnetite–ulvöspinel and pseudobrookite–ferropseudobrookite.

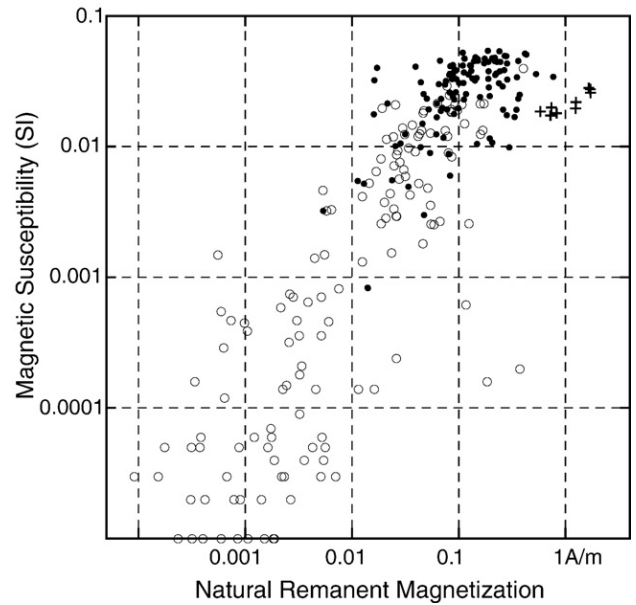


Fig. 7. Log–Log plots of the magnetic susceptibility (SI) versus intensity of NRM (Am<sup>-1</sup>). Black circles and crosses correspond respectively to samples from the Fiesta and Antena granodiorites. White circles correspond to samples drilled in the different units of the CIC to the east of the West fault (Fig. 2).

in these samples correspond to magnetite. The magnetite crystals associated with biotite measure 0.5–0.8 mm and are generally anhedral. Smaller grains are also scarcely disseminated within biotites. Occasionally crystals of magnetite smaller than 0.01 mm occur as cubic inclusions in plagioclase. Given the scarce hydrothermal alteration, the magnetic minerals are most likely of magmatic crystallization.

4.2. CIC

4.2.1. East porphyry

Samples from the East porphyry present evidence of superimposed hydrothermal events, varying from moderate to intense. One site (Pe2) was sampled in brecciated quartz-sericite altered rocks near the fault gouge. Sites in the East porphyry correspond to less altered rocks with holocrystalline porphyric texture of medium grain size. Primary phenocrysts are plagioclases with argilic and/or sericitic alteration, with local replacement by K-feldspar or incipient chloritization. In several cases sericite pseudomorphs after plagioclase are observed. Other phenocrysts are anhedral K-feldspar, not frequent, although occasionally as large megacrystals >4 mm. Among ferromagnesian minerals, the most important is biotite, with biotitic alteration and chlorite superimposition (Fig. 4B). Similar patterns are observed for hornblende. Irregular and oblate “quartz-eyes” are described in other studies (Ossandón et al., 2001). The groundmass is constituted by quartz+K-feldspars, with mosaic textures and straight-lobular contacts. Given the alteration, it is difficult to distinguish whether these minerals are primary or recrystallized. Deformation within the CIC is strong with numerous fractures and faults. In samples with selective alteration (potassic-biotitic, propylitic), small to large crystals of magnetite (0.01–1 mm) are related to ferromagnesian and

the porphyry groundmass, that show thin edges of biotite and chlorite (Fig. 4B). There are two principal generations of magnetite, the first seemingly related to the crystallization of the East porphyry and the second to biotitic alteration. At sites Pe6 and Ge1, supergene processes led to Fe–Cu sulfur oxidation and formation of hematite along edges.

#### 4.2.2. Elena granodiorite

Samples from the Elena granodiorite present a holocrystalline and equigranular texture, with a medium-thick size of grains (0.5–2 mm). The primary mineralogical association corresponds

to subhedral plagioclase, partly replaced by quartz, argillized K-feldspar, anhedral quartz and ferromagnesian (hornblende and biotite), replaced by chlorite. Large anhedral magnetite crystals are observed (0.5–2 mm).

## 5. Paleomagnetism

### 5.1. Magnetic properties

Magnetic susceptibility and Natural Remanent Magnetization (NRM) intensity (Fig. 7) decrease sharply with increasing

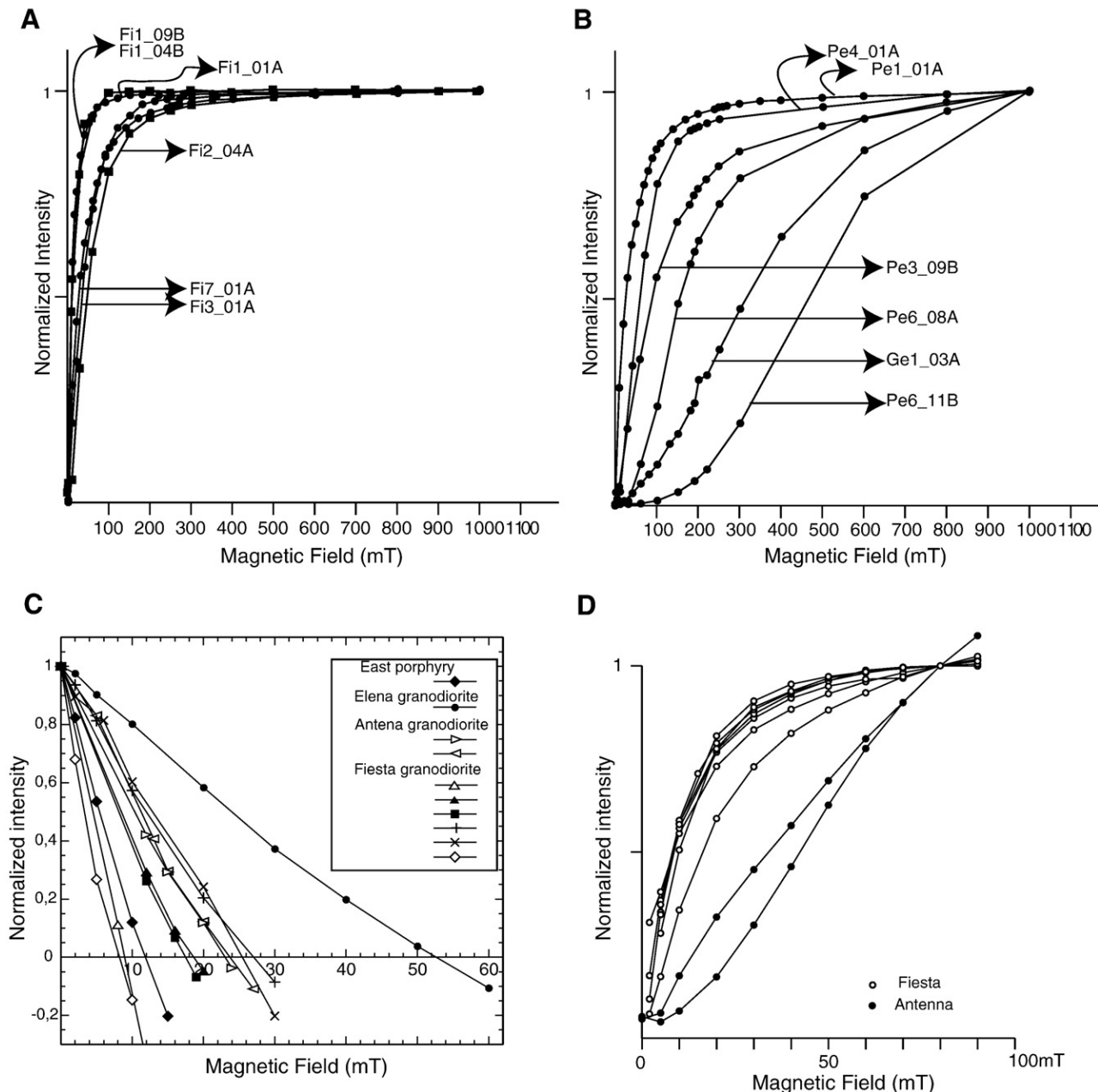


Fig. 8. Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition for samples from (A) Fiesta granodiorite and (B) East porphyry and Elena granodiorite with different hydrothermal alteration types and intensity; (C) Reverse field IRM acquisitions. All but one sample show remanent coercive force ( $H_{cr}$ ) values in between 8 to 28 mT; (D) Samples from the Fiesta granodiorite show rapid anhysteretic remanent magnetization (ARM) acquisition.

alteration especially for the Cu-mineralized rocks whose texture is totally obliterated by phyllic alteration and/or brecciation. Samples from the Antena granodiorite have NRM larger than  $1 \text{ Am}^{-1}$ . The Fiesta granodiorite has similar susceptibility values as the Antena granodiorite but with NRM intensity nearly ten times lower than the one observed in the Antena granodiorite.

For the Fiesta and Antena granodiorites, isothermal remanent magnetization acquisition indicates magnetite as the main magnetic carrier (Fig. 8A). At site Fi1, magnetic saturation is observed below 100 mT and samples from this site exhibit values of remanence coercive force (Hcr) lower than 10 mT. For all the other samples of the Fiesta and Antena granodiorites, saturation is reached more slowly and Hcr values are larger than 10–20 mT (Fig. 8C). Hysteresis data for 7 samples of the Fiesta granodiorite indicate ratio of saturation remanent magnetization to saturation magnetization ( $J_r/J_s$ ) values in the range 0.01–0.035 and ratio of Hcr to coercive force (Hcr/Hc) between 2.8 and 4.13. For several samples of the Fiesta granodiorite, a small fraction (<4%) of the total IRM at 1 Tesla is acquired above 300 mT suggesting the contribution of a high coercivity magnetic carrier as suggested by the presence of hematite shown in optical and SEM observations.

The East porphyry and chloritized Elena granodiorite (Fig. 8B) show a decreasing contribution of magnetite, with increasing penetrative hydrothermal alteration (Fig. 5).

Acquisition of ARM up to 90 mT was performed in several samples. Again samples from the Fiesta granodiorite and especially those from site Fi1 have very rapid ARM acquisition suggesting a large contribution of multidomain magnetites.

Low-field susceptibility versus temperature ( $k-T$ ) curves performed in granodioritic rocks have a similar behavior with a sharp decrease in susceptibility and a Curie point of  $580 \pm 5 \text{ }^\circ\text{C}$  (Fig. 9). Some samples show a small decrease in susceptibility around  $350 \text{ }^\circ\text{C}$  that is not observed upon cooling. We interpret this behavior as evidence of maghemite related to low temperature alteration. Pyrrhotite was not detected during thermal demagnetization of the NRM.

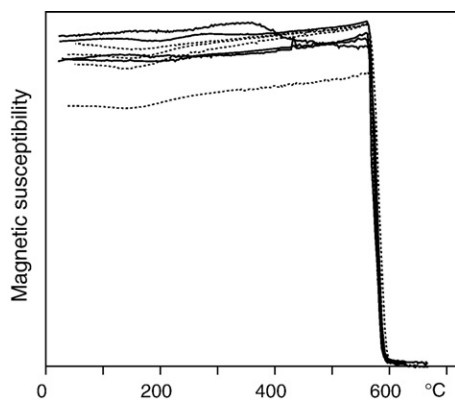


Fig. 9. Magnetic susceptibility versus temperature for four samples of the Fiesta granodiorite showing Curie temperatures of magnetite. Black and grey lines are respectively warming and cooling curves. The magnetic susceptibility was not normalized to volume or mass and the arbitrary values are not shown.

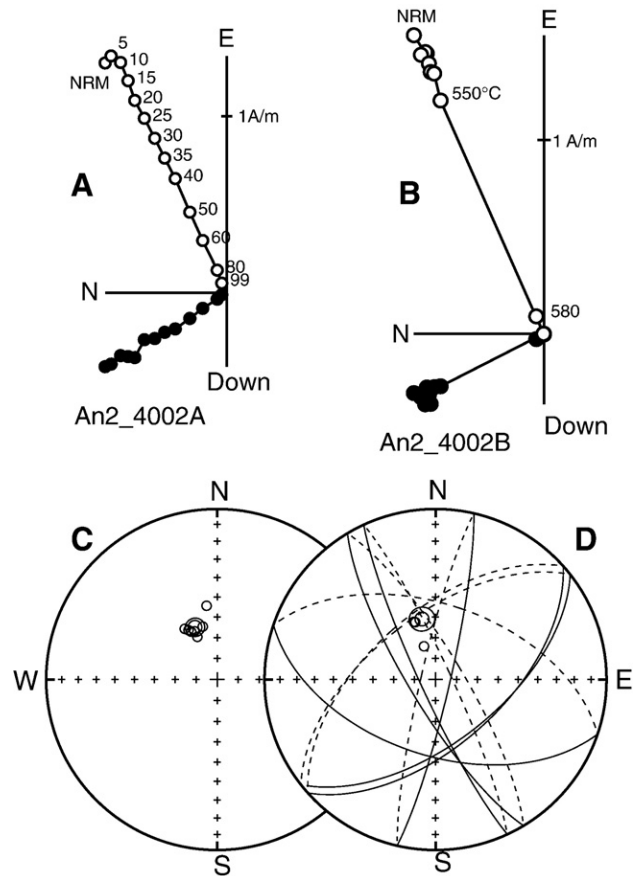


Fig. 10. Examples of orthogonal plots of (A) AF and (B) thermal demagnetization in samples from the Antena granodiorite showing magnetite as the magnetic carrier of the characteristic direction [open (filled) circles are projection onto the vertical (horizontal) plane]. (bottom) (C) and (D) Equal-area stereonet of characteristic directions at site An2 (C) and characteristic direction and planes at site An1 (D) (open symbols correspond to projection in the upper hemisphere).

### 5.2. Characteristic directions

**Antena Granodiorite:** Samples from the Antena granodiorite (sites An1 and An2) show typical demagnetization behaviors of intrusive rocks (Fig. 10A,B) with primary magnetization carried mainly by pseudo-single domain magnetites as shown by medium destructive field (MDF) greater than 35 mT, good stability against low temperature cycling in zero field and ARM acquisition. The ChRMs were calculated with least squares vectors anchored to the origin. The characteristic direction in this unit has a normal polarity (Fig. 10C), with a stable univectorial magnetization except at site An1 where a secondary magnetization due to lightning was observed in a few samples. Great circles (McFadden and McElhinny, 1988) were used in the calculation of the mean site direction (Fig. 10D).

**Fiesta Granodiorite:** All samples from the Fiesta granodiorite show two distinct magnetic carriers. Cooling in nitrogen liquid in zero field removes almost the same secondary component erased by AF demagnetization at 10 to 20 mT, and this indicates that multidomain magnetite is the carrier of this secondary component. Above 20 mT, there is no further decrease in the



intensity of the residual magnetization with increasing AF fields up to 60–100 mT (Fig. 11). Thermal demagnetization of samples whose NRM is mainly the high coercivity component of magnetization indicate high unblocking temperatures with 75% of the magnetization removed in the temperature range 580–590 °C (Fig. 11). We interpret the magnetization left above 20 mT as the characteristic magnetization for this unit. For each sample, the ChRMs were calculated by Fisher statistics of the directions of the residual magnetization after AF demagnetization. The characteristic magnetization has a negative inclination with NW declination or S–SW declination at site Fi1a,b,c and Fi2 (Table 1 and Fig. 12).

Samples from site Fi7 (Fig. 12) have characteristic magnetizations with a positive inclination and northward declination. This sample site is the closest to the main West fault and presents cataclastic deformation. The characteristic magnetization with positive inclination is mostly carried by magnetite. Above 580 °C it was not possible to clearly observe any other magnetization associated with hematite.

Samples from the drill cores are only oriented with respect to the drill core axis. The studied drill cores are either vertical or steeply inclined. All samples taken from the drill cores show the same magnetic behavior than samples taken in situ in the field. The magnetic inclination is negative for all samples except for two with a positive inclination. One of these two samples could come from an inverted core piece and the other corresponds to a different lithology suggesting a late dyke intrusion.

East porphyry, Elena and East granodiorite: Most of the samples with chlorite alteration have poor magnetic behavior during thermal or AF demagnetization because the main magnetic carrier is multidomain magnetite. It was only possible to identify characteristic magnetizations in few samples with potassic alteration. Magnetic inclination is mostly positive suggesting that the overprint in the present field is not important.

In drill cores, stockwork samples did not deliver suitable results. The chloritic and quartz–feldspar altered samples show a persistent characteristic positive inclination but with a large dispersion.

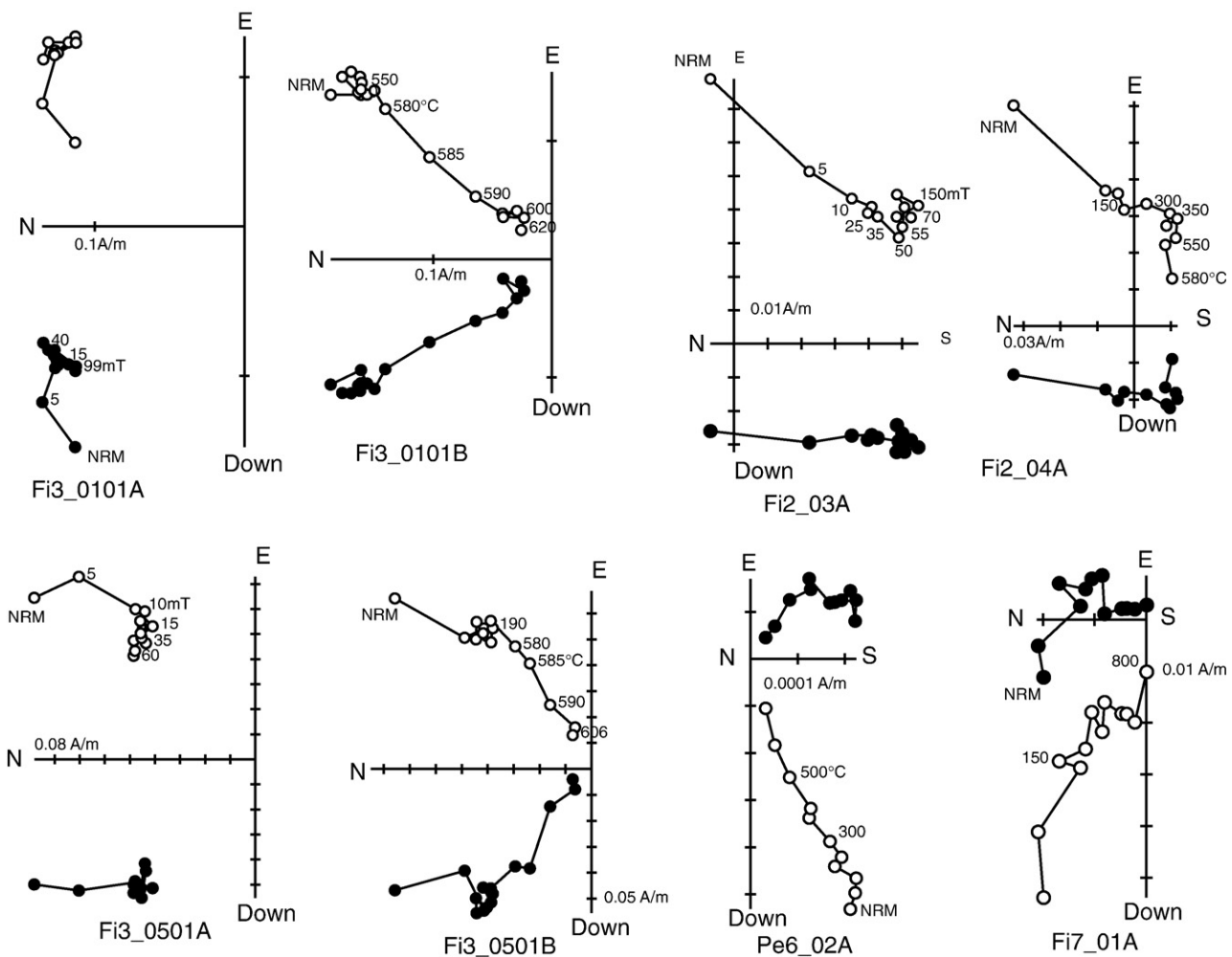


Fig. 11. Typical orthogonal demagnetization diagrams for samples from Fiesta granodiorite and altered East porphyry (in situ coordinates). In Fiesta granodiorite, a soft component is removed by AF demagnetization at 10–15 mT. Then the AF demagnetization (up to 150 mT for sample Fi2-03A demagnetized and measured with the 2G system) is unable to remove the characteristic magnetization. This component of magnetization is partially demagnetized thermally in the temperature range 580–590 °C with 10 to 20% left above 600 °C.

## 6. Magnetic fabric

### 6.1. Anisotropy of magnetic susceptibility

The AMS results in the Antena granodiorite, the Fiesta granodiorite, and samples of the East porphyry with magnetic susceptibility above 0.01SI provide a consistent pattern of foliation and lineation at the site level (Fig. 13). In contrast, all other samples from the CIC with magnetic susceptibility lower than 0.01SI do not present coherent patterns of AMS.

Antena granodiorite: Degree of anisotropy is up to 1.1 at site An2 (Table 2). The magnetic fabric is dominated by a magnetic foliation nearly vertical and oriented N30 (Fig. 14). Magnetic lineation is steep. The foliation pattern in the Antena porphyry is coherent with the observations made by Singer et al. (2002).

Fiesta granodiorite: Magnetic anisotropy is high and most ellipsoids are oblate except in drill core PZM49 (Fig. 14) where the ellipsoids are systematically prolate. AMS tends to increase with magnetic susceptibility. The magnetic foliation is nearly vertical in samples taken in the field and in the vertical drill cores. Two main directions of the magnetic foliation plane are observed. The principal group has N350°–N20° magnetic

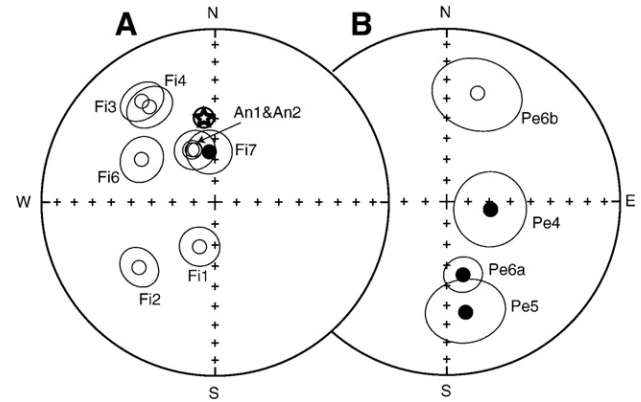


Fig. 12. Equal-area projection of site-mean directions with semi-angle of confidence (Table 1). Open (filled) symbols are projection in the upper (lower) hemisphere. The expected direction at 40 Ma (star) was calculated from the apparent polar wander path from Besse and Courtillot (2002). (A) Paleomagnetic results in the Fiesta granodiorite and (B) Paleomagnetic results in the East porphyry to the east of the West fault.

Table 1  
Mean paleomagnetic results

	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>k</i>	$\alpha_{95}$
<i>FIC: Fiesta granodiorite</i>					
Fi1	17	199.4	−68.0	16	9.3
Fi2	6	229.5	−41.9	55	9.1
Fi3	16	324.1	−28.8	16	9.5
Fi4	15	325.5	−33.6	10	10.1
Fi6	6	300.3	−49.4	42	10.4
Fi7	8	353.4	66.1	29	10.5
<i>FIC: Antena granodiorite</i>					
An1	4	338.8	−63.5	131	9.4
An2	7	336.5	−63.0	186	4.4
<i>CIC: East porphyry</i>					
Pe4	4	99.9	69.0	29	17.3
Pe5	4	170.3	35.5	31	16.8
Pe6a	8	167.4	54.5	41	8.7
Pe6b	4	15.8	−35.1	24	19.0
<i>Fiesta granodiorite with vertical foliation and horizontal lineation oriented to the north</i>					
Fi1	17	330.0	−41.0	16	9.3
Fi2	6	314.5	−36.0	55	9.1
Fi3	16	314.7	−26.7	16	9.5
Fi4	15	306.0	−39.0	10	10.1
Fi6	6	314.1	−43.1	42	10.4
Mean	5	315.7	−37.4	76	8.9
PZM46	11	327.5	−36.4	35	7.8
PZM49	8	294.5	−34.2	71	6.6
CH3985	9	304.0	−22.0	17	12.9
CH4369	5	304.6	−53.0	16	20.0
Mean	9	312.1	−37.3	40	8.2

*N*, number of samples used in the calculation of the mean direction; *D*, *I*, declination and inclination *k*, Fisher's precision parameter;  $\alpha_{95}$ , semi-angle of confidence.

foliations, whereas the azimuths of the magnetic foliation are about N280° for the second group. Magnetic lineations are nearly horizontal except at site Fi1 where the magnetic lineation is dipping nearly 45° at the three locations nearly 500 m apart, and in drill cores CH5784 and CH5767 (Table 2).

The high magnetic susceptibility suggests that the AMS corresponds to shape anisotropy, with orientation of large secondary magnetite associated with ferromagnesian minerals (Gaillot et al., 2006). In the field, the magmatic foliation delineated by hornblendes and, less obviously, by biotites is often difficult to measure (Fig. 3). In samples with high magnetic anisotropy there is a general agreement between AMS and the fabric of ferromagnesian minerals.

East porphyry and Elena granodiorite: In the East porphyry and the Elena granodiorite, coherent AMS results are observed only in samples with magnetic susceptibility greater than 0.01SI. The anisotropy is mainly prolate with moderate (East porphyry) to steeply (Elena) dipping *K* max toward the N–NW (Table 2). Large magnetite grains carry the AMS.

### 6.2. Anisotropy of remanent magnetization

In order to understand the origin of AMS and the large changes in the orientation of the magnetic foliation within the Fiesta granodiorite, IRM anisotropy in low field (20 mT) was performed for one sample and anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) were measured in several samples selected from the Fiesta and the Antena granodiorites (Table 3). AARM were determined for different coercivity windows (Borradaile, 2001) to search for a possible relationship between magnetic mineralogy and magnetic fabric. In the Fiesta granodiorite the shape and directions of the principal axis of the AARM ellipsoids are similar to those of the AMS ellipsoids (Fig. 15) but the degree of anisotropy of AARM is larger than that of AMS (Table 3). Very high AARM values (degree of anisotropy of 1.56–1.82) are observed for the low coercivity

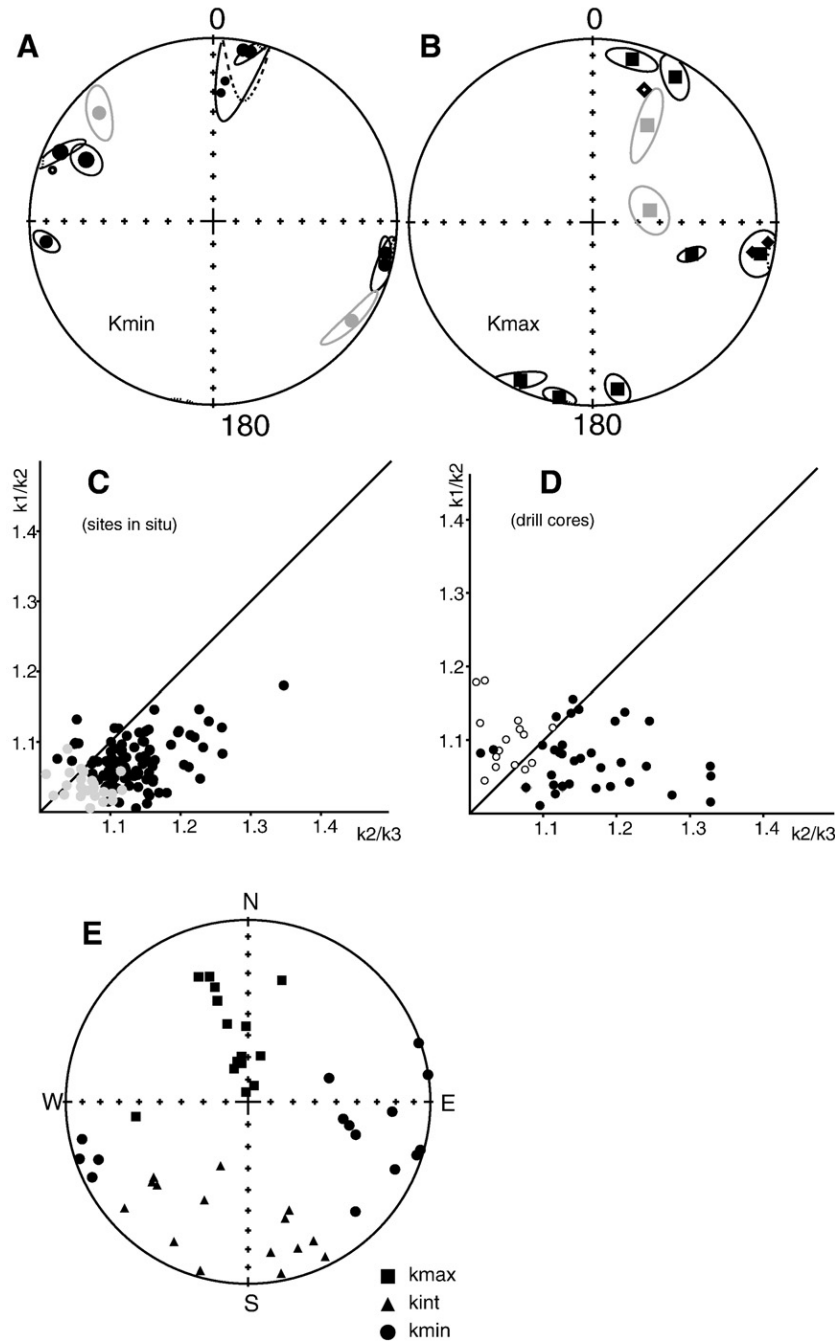


Fig. 13. A,B: AMS results in Fiesta (black) and Antena granodiorites (grey). Large symbols correspond to tensorial means while small symbols correspond to 2 samples at site Fi5 and one sample at site Fi10 (small symbol with white dot). (A) Pole of foliations; (B) AMS lineations, (C & D) magnetic foliation versus lineation for sites in situ (C) and in drill cores (D) (white symbols in d correspond to drill core PZM49). (E) AMS results in the mineralized units of the CIC.

windows (0–10 mT or 5–10 mT). In this low coercivity window, ARM magnetic foliation and lineation are higher than those of AMS. AARM decreases with increasing coercivity. The ARM fraction acquired in the high coercivity window is low and we observe an experimental increase in the scatter of the ellipsoid orientations because of the lowest intensity of the ARM acquired within this AF interval. Multidomain magnetite is the main magnetic carrier of magnetic susceptibility (0.01–0.06SI) in the Fiesta granodiorite and

changes in orientation of the AMS ellipsoids are not related to an inversion of tensor by the contribution of single domain grains.

For the Antena granodiorite, the AARM and AMS ellipsoids are similar when the AARM is acquired in low fields (<30 mT). At higher fields (70 mT), the correlation between AMS and AARM is lost. This suggests that AMS is preferentially carried by multidomain magnetite. Single domain grains observed in AARM do not contribute significantly to AMS.

Table 2  
Anisotropy of magnetic susceptibility

Site	N	k1	k2	k3	Kmax				Kmin				lin	fol	P	k	t	Elp	r	P'
					D	I	p1	p2	D	I	p1	p2								
<i>FIC: Fiesta granodiorite</i>																				
Fi3	20	1.086	1.018	0.896	10.8	-3.3	5.8	4.5	100.5	5.4	5.7	3.4	1.066	1.137	1.212	0.483	0.33	Obl	1.203	1.217
Fi4	20	1.076	1.009	0.915	13.6	9.3	9.0	5.6	104.3	4.1	9.5	4.9	1.067	1.103	1.177	0.650	0.20	Obl	1.170	1.178
Fi6	7	1.061	1.011	0.928	351.6	-8.9	8.8	3.8	83.0	-9.3	7.6	3.2	1.050	1.089	1.143	0.562	0.27	Obl	1.138	1.145
Fi7	18	1.062	1.009	0.930	28.8	7.6	9.5	4.1	295.4	23.7	7.9	4.1	1.053	1.085	1.142	0.617	0.23	Obl	1.138	1.143
Fi8+9	8	1.073	1.021	0.906	203.4	5.2	11.0	3.8	294.1	8.6	12.3	2.8	1.052	1.126	1.184	0.410	0.40	Obl	1.178	1.190
Fi1	14	1.125	1.021	0.853	108.0	42.7	6.6	2.7	12.3	6.1	9.5	2.1	1.102	1.197	1.319	0.516	0.30	Obl	1.299	1.324
Fi2	4	1.068	1.001	0.931	100.7	7.9	11.2	7.8	9.9	5.8	38.8	7.5	1.067	1.075	1.147	0.898	0.05	Obl	1.142	1.147
Fi5	2	1.086	1.022	0.891	98.6	8.2	nd	nd	4.3	27.3	nd	nd	1.062	1.148	1.219	nd	0.39	Obl	nd	1.225
Fi10	1	1.069	1.016	0.915	21.1	22.9	nd	nd	287.5	8.4	nd	nd	1.052	1.109	1.167	nd	0.34	Obl	nd	1.171
<i>FIC: Fiesta granodiorite drill cores with NS foliation or NS lineation (PZM49)</i>																				
CH3985	11	1.062	0.999	0.94	177.6	46	12.1	6.9	269.3	1.6	11.3	1.8	1.063	1.063	1.130	1.008	0.0	Prl	1.126	1.13
CH4369	9	1.079	1.052	0.87	2.4	5.1	38.4	1	270.1	24.8	14.4	0.9	1.025	1.209	1.240	0.122	0.77	Obl	1.235	1.265
PZM46	16	1.078	1.015	0.908	179.3	2.1	10.4	1.1	269.4	1.7	10.8	0.9	1.062	1.118	1.188	0.528	0.3	Obl	1.18	1.191
PZM49	6	1.093	0.962	0.945	179.4	6.5	9.9	0.9	87.8	13.7	60.9	2.6	1.136	1.018	1.156	7.54	-0.75	Prl	1.154	1.171
CH5767	5	1.124	1.002	0.873	358.9	43.7	12.9	1.4	89.3	0.4	6.3	0.1	1.122	1.147	1.287	0.829	0.09	Obl	1.269	1.288
CH5784	5	1.100	1.030	0.869	350.3	53.6	38.0	19.2	90.2	7.2	41.0	2.0	1.068	1.185	1.266	0.366	0.44	Obl	1.253	1.275
<i>FIC: Antena granodiorite</i>																				
An1	12	1.034	1.012	0.954	29.2	39.0	19.1	4.4	125.7	8.0	13.4	3.8	1.022	1.060	1.084	0.372	0.45	Obl	1.082	1.086
An2	10	1.047	1.004	0.949	78.1	64.1	11.3	7.8	313.6	15.4	14.1	4.8	1.043	1.058	1.103	0.748	0.14	Obl	1.101	1.104
<i>CIC: East porphyry</i>																				
Pe3	4	1.136	0.978	0.887	342.1	33.1	21.0	4.5	100.6	36.2	36.7	9.3	1.162	1.103	1.181	1.574	-0.21	Prl	1.264	1.283
Ge2	9	1.043	0.997	0.959	356.7	67.7	10.5	5.0	265.7	0.4	25.5	4.7	1.046	1.040	1.087	1.156	-0.07	Prl	1.085	1.087

N, number of samples; k1, k2 and k3, principal axis of susceptibility D, I, mean declination and inclination of corresponding axis; p1 and p2, error ellipses; lin, fol, Lineation, Foliation; P, anisotropy degree; P', corrected anisotropy. k, t, Elp, Obl: oblate; Prl: prolate; r: shape factors. The statistical parameters for the drill cores do not represent the true dispersion of the magnetic fabrics within the drill core (see Fig. 14). Nd: not determined, A tensorial mean was not calculated for sites Fi5 and Fi10.

### 6.3. Relation between the magnetic fabric and characteristic directions

Taking into account that samples of the drill cores have no common orientation, the magnetic fabric was assumed to be homogeneous initially within the pluton. Using this assumption, the samples were reoriented in order to have the pole of magnetic foliation along the Y axis in order to check a possible angular relation between the directions of the ChRM and the AMS fabric. For the drill core PZM49 with AMS ellipsoids having a prolate shape, the magnetic lineation was used and aligned along the X axis (Fig. 16). After reorientation with common magnetic foliation or lineation, there is a strong grouping of the directions of the characteristic remanent magnetizations. The paleomagnetic data from the drill cores confirm the angular relation between the ChRMs and the foliations.

## 7. Discussion

Paleomagnetic results within the Chuquicamata ore deposit are not numerous and the characteristic directions are highly dispersed. The few samples for which a characteristic direction could be determined show positive inclinations. The positive inclinations are in good agreement with mineralization occurring during a time period (31–35 Ma) when the earth magnetic field was mainly of reverse polarity. Propylitic and phyllic

alterations strongly affect the mineralogy and the paleomagnetic signature is poorly preserved in these rocks.

### 7.1. Magnetic properties and hydrothermal alteration in the FIC

In the Fiesta granodiorite, magnetic experiments and optical observations clearly show two magnetic phases. One is multidomain magnetite carrying a strong magnetic fabric with subvertical foliations. The characteristic direction, observed after AF demagnetization above 50–100 mT is carried by high coercivity minerals and high unblocking temperatures where approximately 75% of magnetization is removed in the temperature range 580–590 °C. A bimodal size distribution of magnetite grains is well known in plutonic rocks (Wu et al., 1974). Large multidomain grains of magnetite are associated with biotite and partly to hornblende while single domain or pseudo-single domain grains of magnetite are preserved in plagioclase crystals (Wu et al., 1974). This interpretation is likely valid to explain the high stability of the magnetization in the Antena granodiorite but does not apply to the Fiesta granodiorite because the hard component of NRM is not carried by single domain magnetite (Fig. 8). The ChRM was likely acquired during the extensive biotitic and minor chloritic alteration that occurred during emplacement. Titanomagnetite exsolutions likely correspond to tardi-magmatic alteration of a



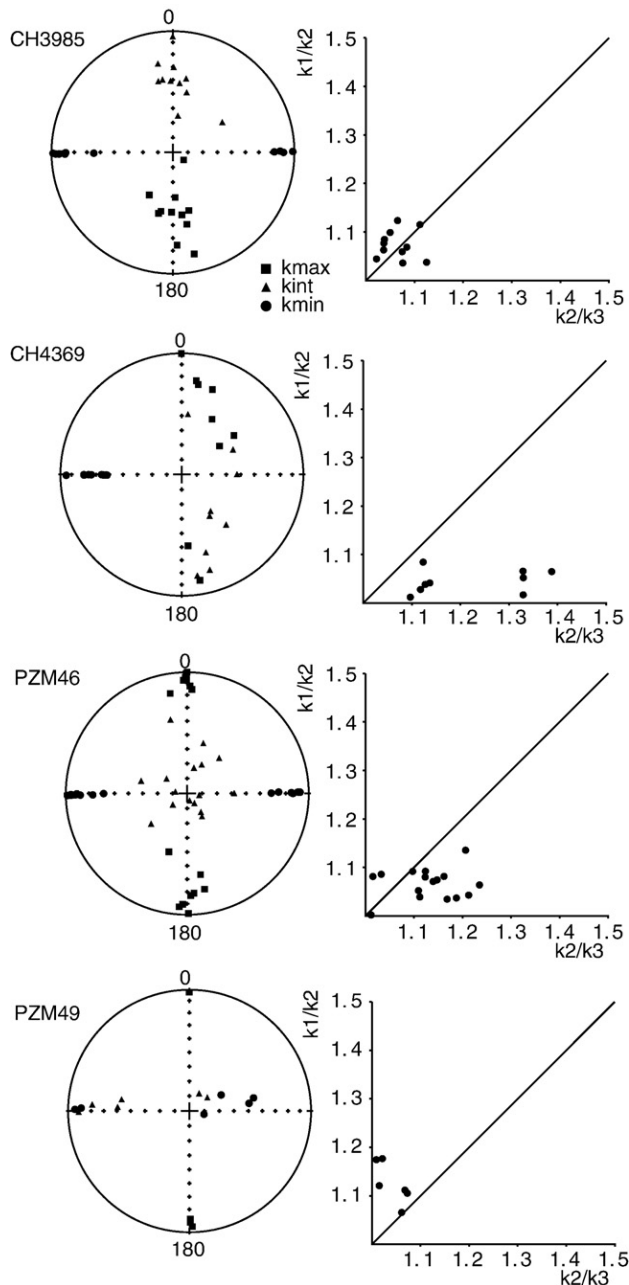


Fig. 14. AMS ellipsoids in drill cores from the Fiesta granodiorite. In order to orient the samples in a common reference frame, the magnetic foliations (or lineations for drill core PZM49) were rotated to a common azimuth. The same correction is later applied to the ChRM directions (see Fig. 16).

primary generation of magnetic minerals. K-feldspar/biotitic alteration probably led to an increase in oxygen fugacity, reflected by ilmenite metasomatism (Haggerty, 1991). Using REE Ce(IV)/Ce(III) in zircons, Ballard et al. (2002) indicate that the FIC corresponds to magmas with a relatively high oxidation state. Chlorapatite inclusions in oxides, associated with high Cl concentration, are generally seen prior to fast crystallization of a porphyry (Hedenquist and Richards, 1998). Formation of large magnetite crystal is also associated with biotitic alteration. The magnetic carrier with unblocking temperatures between 570–590 °C may correspond to oxidized magnetite or maghemite.

Titanohematites found in exsolutions could also be carriers of a remanent magnetization with unblocking temperatures above 590 °C. Recent studies have shown that in norites, mangerites and metamorphic granulite facies, exsolutions in hematite–ilmenite systems may have significant magnetizations (McEnroe et al., 2001; Robinson et al., 2004). The normal polarity shown by the magnetic inclination is in agreement with most ages around 38–39 Ma (Lindsay et al., 1996; Maksiyev et al., 1994) suggesting alteration and oxidation during emplacement in a time interval when the Earth's magnetic field was mainly of normal polarity (38–39.5 Ma).

Secondary MD magnetites related to biotite and hornblende are responsible for strong AMS and AARM. When AMS is strong, there is a good correlation between the orientation of ferromagnesian minerals and AMS but observation of the magmatic fabric is often difficult and there is no detailed mapping within the Fiesta granodiorite (Lindsay, 1997). For the Antena granodiorite, the magnetic carrier is magnetite, indicated by the blocking temperature and K–T and IRM curves.

## 7.2. Structural implications

As discussed before, the paleomagnetic study in the Fiesta granodiorite show ChRM with negative inclinations, large deviations of the declinations of the ChRMs (Fig. 17A) and strong AMS fabrics with a complex pattern of orientations of the magnetic foliations (Fig. 13). However, the characteristic directions relative to the magnetic fabric are at about 30 to 60° counterclockwise of the magnetic foliation (Fig. 17B,C,D). This observation in samples from drill cores as well as surface sites indicates that the mechanism that led to the dispersion of the ChRMs is the same one that produced the relative rotation of the magnetic foliations. E–W magnetic foliations are found at site Fi1 with samples distributed at three locations (Fi1a,b,c, Fig. 2) along 500 m. A similar foliation is found at site Fi2 to the northwest of the open pit. Only one block was taken at location Fi5, which also records an E–W foliation. Less than 1 km to the south, magnetic foliation is nearly N–S as it is the case for sites sampled to the west of the open pit (Table 2).

The comparison of the AMS results from site Fi2 and site Fi3 (Table 2) suggests an inverted AMS tensor with the minimum axis from one site equivalent to the maximum axis of the other site. Inverted AMS tensors are expected when single domain grains of magnetite are the main magnetic carriers but the magnetic experiments demonstrate that the principal AMS carrier at all sites in Fiesta granodiorite is multidomain magnetite. We can thus reject the hypothesis of an inverted tensor due to single domain grains.

AMS can be the sum of different phases of deformation and AMS only provides an image of the total deformation. Apparent inverted AMS tensors may reflect two phases of deformation or a partial overprint of magnetic fabrics (Benn, 1994). However there is no evidence for significant solid-state deformation in the granodiorite except at site Fi7 within the cataclastic deformation zone of the West fault. Intense fracturing is observed with N100° subvertical joints, which parallel one family of AMS foliation. However, observations of thin sections only show a

Table 3  
Selected AARM data

Experiment	Sample	<i>H</i>	J <sub>ADQ</sub> *	lin	fol	ani	<i>K</i> <sub>max</sub>		<i>K</i> <sub>int</sub>		<i>K</i> <sub>min</sub>	
							<i>D</i>	<i>I</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>D</i>	<i>I</i>
<i>FIC: Fiesta granodiorite</i>												
AMS	Fi3_0101A		0.0250	1.092	1.134	1.239	22.8	3.1	277.5	78.5	113.4	11.1
ARM		0–20	0.458	1.224	1.202	1.471	18.7	3.2	277.3	73.9	109.6	15.7
		0–60	0.633	1.191	1.174	1.398	20.1	5.4	271.4	73.7	111.6	15.3
		5–60	0.446	1.195	1.141	1.364	23.7	5.4	275.1	73.3	115.2	15.7
		10–60	0.246	1.182	1.137	1.343	26.8	11.4	261.2	70.8	119.9	15.2
		20–60	0.091	1.152	1.046	1.205	25.7	16.2	277.0	47.8	128.7	37.7
AMS	Fi3_0301A		0.0313	1.080	1.149	1.241	195.9	11.4	23.2	78.6	286.2	1.4
ARM		0–10	0.522	1.177	1.374	1.617	20.0	0.6	295.7	–84.4	289.9	5.5
		5–10	0.223	1.191	1.374	1.636	201.4	1.0	104.8	81.3	291.6	8.7
		0–80	0.926	1.150	1.248	1.435	197.4	10.3	56.2	76.9	288.9	8.0
		10–80	0.314	1.112	1.208	1.342	201.9	12.6	69.4	71.7	294.9	13.1
AMS	Fi6_1501A		0.0239	1.037	1.095	1.135	354.8	–12.1	17.1	77.0	85.8	–4.8
ARM		0–10	0.384	1.124	1.341	1.507	169.8	20.1	3.7	69.4	261.4	4.6
		5–10	0.216	1.111	1.408	1.564	169.3	13.4	7.0	76.0	260.3	4.1
		80	1.08	1.070	1.163	1.244	354.9	–21.0	10.7	68.2	87.0	–5.4
AMS	Fi5_1301A		0.0277	1.065	1.160	1.236	100.7	12.0	29.8	–57.0	3.6	30.2
ARM		0–20	0.639	1.128	1.306	1.473	98.7	5.6	18.9	–61.0	5.7	28.4
		0–70	0.858	1.121	1.245	1.396	100.5	6.0	22.3	–62.8	7.5	26.4
AMS	Fi1_01A	0	0.0517	1.116	1.198	1.336	123.6	44.6	70.5	–31.3	0.3	29.1
ARM		0–5	0.867	1.223	1.471	1.799	126.3	46.3	74.8	–30.7	3.0	27.7
		2–5	0.207	1.408	1.298	1.827	112.4	43.3	61.6	–33.9	352.4	27.9
IRM		20	28.5	1.180	1.347	1.589	133.2	43.8	75.4	–29.1	5.9	32.3
<i>FIC: Antena granodiorite</i>												
AMS	An1_2001A		0.0170	1.040	1.074	1.117	29.2	18.8	232.7	69.6	121.8	7.5
ARM		0–30	0.710	1.075	1.139	1.225	30.5	32.7	226.4	56.2	125.3	7.4
		0–70	1.44	1.071	1.017	1.089	15.3	33.5	279.4	8.8	176.6	55.1
AMS	An2_4001A		0.0245	1.047	1.058	1.108	72.6	61.0	32.9	–23.1	310.2	16.6
ARM	An2_4001A	0–20	0.503	1.093	1.067	1.166	83.5	62.9	27.1	–15.8	303.5	21.4
		10–20	0.196	1.044	1.023	1.068	156.4	43.7	186.8	–42.0	82.1	–15.7
		0–80	2.85	1.059	1.028	1.089	104.5	15.2	6.1	28.2	219.5	57.3
		40–80	0.758	1.072	1.047	1.122	109.4	8.0	16.5	19.8	220.4	68.5

*H*: Magnetic field (mT) submitted to sample. J<sub>ADQ</sub>: Magnetization acquired in this field. *D*, *I*: Declination and inclination for each axis of the AARM ellipsoid.

\*For AMS data, susceptibility values in SI. Intensity of remanent magnetization in Am<sup>–1</sup>. *H*, AF field window for ARM acquisition. Anisotropy of IRM was performed at 20 mT for sample Fi1\_01a.

few kinks in some biotites without evidence for mild or severe internal deformation. The degree of anisotropy varies significantly in shape from prolate to oblate and the magnitude of anisotropy varies also from moderate to strong. Changes in the orientation of the magnetic foliation plane (Fig. 12) are not related to the amount of anisotropy or shape of the AMS ellipsoids. For example, samples from site Fi2 with E–W magnetic foliations have magnetic properties and degree of anisotropy similar to those from site Fi3 with N–S foliations (Table 2). Major changes in the orientation of the magnetic foliation occur between sites separated by a few hundreds of meters. We cannot reject the hypothesis that the swapping of minimum and maximum axis of the AMS ellipsoids is due to an unrecognized internal deformation but the correlation between ChRM directions and AMS orientation is puzzling. The magnetic carriers of the ChRM directions correspond to high coercivity magnetic grains while the AMS carrier is MD magnetite. It seems unlikely that the remanent magnetization is magnetically deviated by the magnetic fabric because the magnetic carriers of the AMS and the ChRMs are different. An anisotropy correction of the possible deviation of the NRM following the approach used in archeomagnetic studies or

to use AMS to correct TRM as previously proposed by Cogné (1987) for samples with MD magnetite grains is thus impossible. Moreover, during AARM experiments, the deviations from the applied field were no more than 5 to 10°. We have found no evidence for an internal magnetic control on the direction of the ChRMs.

The angular relation between the AMS ellipsoids and the ChRMs indicates that the AMS fabrics and ChRMs record the same relative rotations between sites. As discussed before, the ChRM directions were likely acquired during the late stage of syn-tectonic emplacement of the Fiesta granodiorite. Our preferred interpretation of the magnetic results is that the ChRMs and the magnetic fabric were acquired during syn-tectonic emplacement. The ChRM corresponds to the direction of the earth's magnetic field at the time of emplacement and the magnetic foliation was thus originally oriented roughly NE–SW (Figs. 17D and 18B). Taking into account the expected direction calculated from the pole of reference (Fig. 12), both the ChRMs and the AMS fabric were later rotated counterclockwise and locally tilted.

Several authors suggest dextral shear along NNE-striking faults (Reutter et al., 1996; Lindsay et al., 1995; Tomlinson and

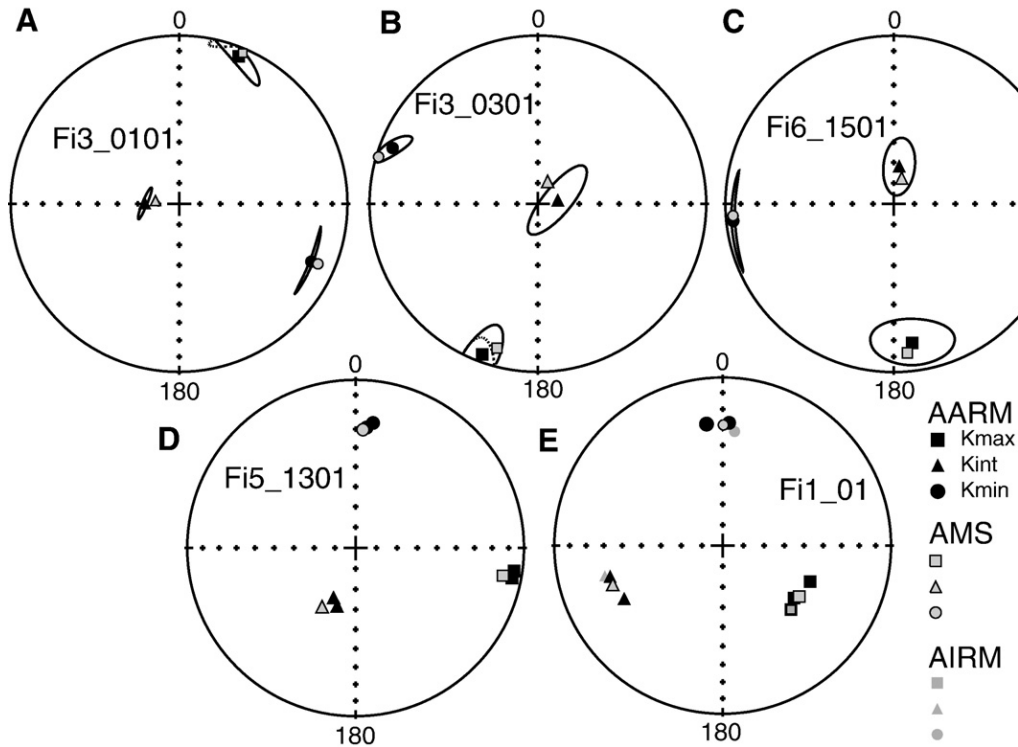


Fig. 15. Comparison of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) in several coercivity windows for different samples from the Fiesta granodiorite. An anisotropy of isothermal magnetization (AIRM) experiment at 20 mT is also shown for sample Fi1\_01.

Blanco, 1997) in the time interval 39–33 Ma prior to slip reversal along the West fault. The paleomagnetic data are thus in agreement with a syn-tectonic emplacement of the Fiesta granodiorite along NNE-striking faults. The present disturbed pattern of the magnetic foliations and characteristic magnetizations correspond to large counterclockwise rotations during the deformation associated with the sinistral displacement along the West fault (Fig. 18C,D).

If this interpretation is correct, the paleomagnetic data indicate that the Fortuna block was disrupted in several small blocks rotated counterclockwise from 30° up to more than 90°. Rotations are mostly around a vertical axis but there is also evidence for tilting like at site Fi1, for example where the lineation is dipping at about 45°. Several authors (Reutter et al., 1996; Tomlinson and Blanco, 1997; Dilles et al., 1997; Tomlinson et al., 2001; Ballard, 2001) have proposed approximately 35–37 km of fault sinistral displacement (Fig. 1) from late Oligocene to early Miocene, based on kinematic indicators within the Chuquicamata mine, lithological and age similarities between the FIC and the El Abra Intrusive Complex (Ambrus, 1979), and regional structural reconstructions (Fig. 1). The complex pattern of rotation within the Fiesta granodiorite and the size of the “rotated” blocks (from 100 up to 500 m) could indicate that the Fiesta granodiorite is within a complex sinistral fault damage zone where counterclockwise rotations are expected (Kim et al., 2004). While block rotations associated with strike-slip faulting is common (Beck et al., 1986), most if not all the paleomagnetic studies report rotations of large blocks with size >1 km. In contrast most detailed structural studies often report observations at the meter

scale typical of an outcrop in the field but often structural geologist have little constraints on block rotations if there are no passive markers like bedding planes. We are not aware of a detailed description of tectonic rotations at an intermediate scale (100 to 1000 m). A black argillitic fault gouge up to 5 m thick marks the main West fault trace and the Fiesta granodiorite intensively sheared within 100 m of the fault trace (Ossandón et al., 2001). Unfortunately, because of the low economic interest of the Fiesta pluton, there is no detailed description of the faults and structures within the granodiorite away from the open pit. A detailed mapping of the fractures and secondary faults is needed to identify the postulated small rigid blocks. Two high-resolution magnetotelluric profiles, perpendicularly across the West fault and north of Chuquicamata, clearly image a fault zone conductor about 350 m wide and 1500 m deep, trending along the surface trace of the fault (Hoffmann-Rothe et al., 2004). The width of the West fault zone based on the fracture density distribution is significantly larger and up to 4000 m (Janssen et al., 2002). McInnes et al. (1999) using (U–Th)/He and apatite fission track ages suggest a vertical displacement of the FIC with respect to the Chuquicamata porphyry copper deposit. However, although a component of vertical displacement is likely, our interpretation of the paleomagnetic data is in better agreement with a large sinistral displacement along the West fault as proposed by Tomlinson et al. (2001).

East of the West fault, the paleomagnetic data are not numerous nor well defined. AMS foliations are scattered in samples with intermediate to low magnetic susceptibility and well developed only in samples with high magnetic susceptibility.



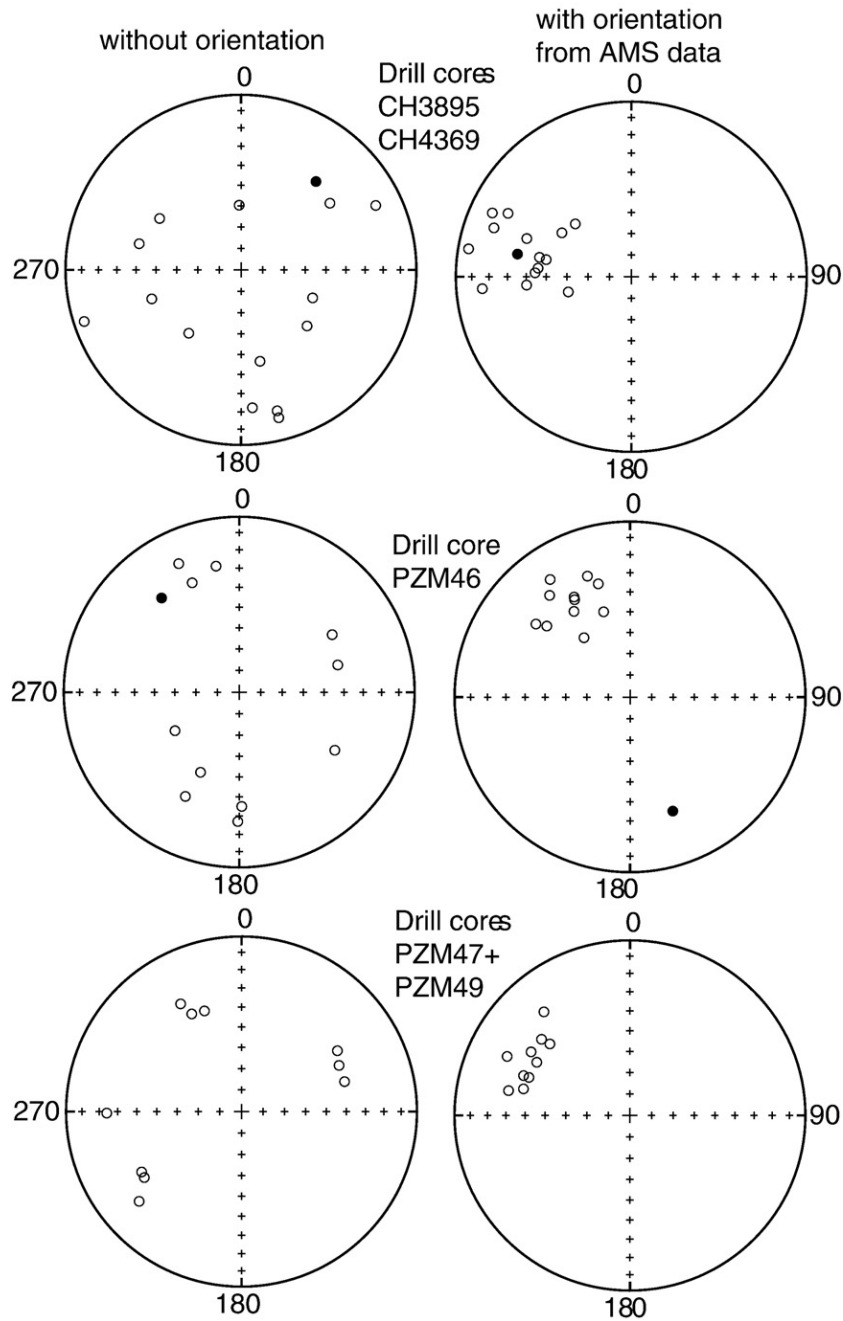


Fig. 16. Characteristic remanent magnetizations (ChRM) from samples from unoriented drill cores (left) and with respect to the magnetic foliations (or lineations for PZM49) (see Fig. 14).

AMS lineations are steeply dipping in contrast to the subhorizontal lineations found in the Fiesta granodiorite. Characteristic directions determined in a few samples show mainly positive inclinations and dispersion in declination expected within the deformed mineralized intrusive complex (Rojas and Lindsay, 1997; Faunes et al., 2005).

ChRMs in the Antena granodiorite have a steeper inclination than the one expected for the late Eocene (Fig. 12) suggesting a possible 10° tilt of the unit toward the south but a more detailed sampling is needed to confirm this interpretation.

Arriagada et al. (2003, 2006) have shown large clockwise rotations within the Chilean forearc. In order to explain the clockwise rotations, Arriagada et al. (2003) postulated the existence of a major dextral fault oriented NE–SW and crosscutting most of the forearc. Reutter et al. (1996) indicate that dextral movements preceded the sinistral shear along the West fault. Mylonites formed during cooling of the Fiesta granodiorite present fabric asymmetries along shear planes indicating a dextral sense of displacement (Reutter et al., 1996). Dextral displacement on NE–SW trending faults during the late Eocene

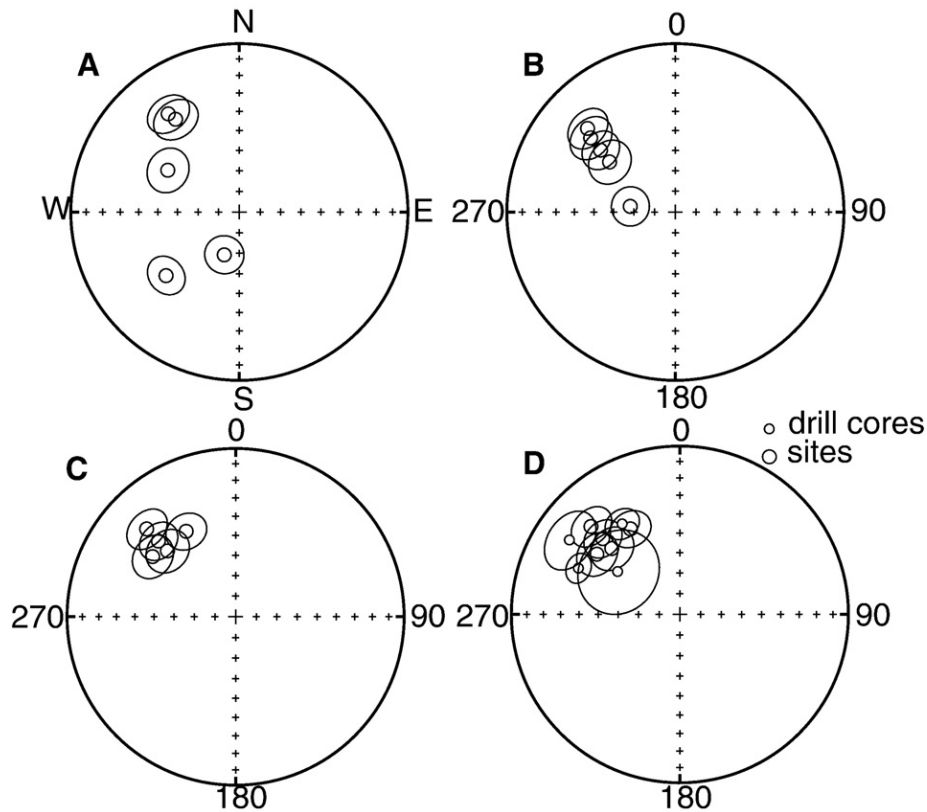


Fig. 17. Equal-area stereonets of the characteristic directions in sites and drill cores from the Fiesta granodiorite. (A) Characteristic remanent magnetizations for sites in situ coordinates; (B) reoriented assuming that the strike of the magnetic foliation was N–S; (C) assuming that the magnetic foliation was N–S and vertical with horizontal lineation; (D) same as (C) with the results from 4 drill cores.

is compatible with our interpretation of syn-tectonic emplacement associated with the well developed NE–SW magnetic foliations with subhorizontal lineations. The sinistral displacement and associated counterclockwise rotations occurred after the Early Oligocene emplacement of mineralization in Chuquicamata. Clockwise rotations within the Chilean forearc may thus predate the main sinistral displacement along the West fault.

## 8. Conclusion

The paleomagnetic results obtained from the Fiesta and Antena granodiorites indicate acquisition of the characteristic magnetization during a normal polarity interval in agreement with the expected polarity for a time of emplacement (38–39.5 Ma) when the earth's magnetic field was mainly of normal polarity. In the Fiesta granodiorite, AMS is carried by multidomain magnetite, while the ChRM can be associated with oxidized magnetite or titanohematite. AMS foliations are spatially variable with magnetic foliations varying from ~NS to ~EW while the ChRM directions are at 30 to 60° counterclockwise from the magnetic foliations. We interpret the spatial variation in the orientation of the characteristic magnetization and in the orientation of the magnetic foliation as evidence for counterclockwise rotations of disrupted blocks in agreement with a large sinistral strike-slip displacement along the West fault. If our interpretation of the paleomagnetic data is correct,

the existence of such large rotations may preclude accurate kinematic analysis of fault slip data within damage zone [see also Ron et al. (1993)].

Taking into account the characteristic magnetic features of the Fiesta granodiorite, a detailed paleomagnetic study of the El Abra intrusive complex may help resolve the debate whether or not the El Abra intrusive complex is a sinistrally displaced equivalent part of the FIC.

The Chuquicamata mine is the largest and deepest open pit copper mine in the world with significant risk of slope failure (Nelson et al., 2007). The present paleomagnetic study indicates that the Fiesta Pluton is structurally very complex and that it should not be taken as a homogeneous structural block in the future mining operations and enlargement of the Chuquicamata open pit.

## Acknowledgments

Funding for this study was provided by DID No. I009-99/2, the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and partially by MECESUP. Laboratory experiments were done in Santiago and in Rennes. AARM experiments and microprobe analyses were done in LMTG, Université Paul Sabatier III (Toulouse). We would like to thank Roberto Siqueira (Toulouse) for his help in Toulouse and Philippe de Parseval for the valuable help in assembling the chemical data file. Hysteresis

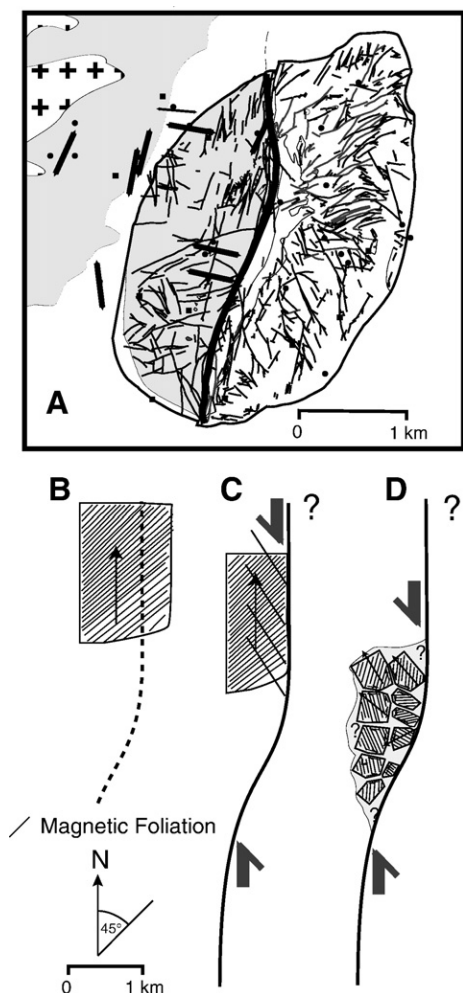


Fig. 18. (A) Orientation of magnetic foliation within the Fortuna Intrusive Complex. (bottom) Simple model explaining the magnetic pattern. (B) Syntectonic intrusion of the Fortuna complex with a NE–SW subvertical magnetic foliation at 38 Ma. The arrow corresponds to orientation of the characteristic remanent magnetization at the time of emplacement during the late Eocene; (C) initiation of the sinistral displacement along the West fault during the Oligocene. (D) present-day situation with rotated blocks near the fault. Damage zone highlighted in grey.

data were acquired at Cerege. We also appreciated discussions with colleagues in Rennes and Toulouse. Fieldwork logistics were provided by the Geological Staff in Superintendencia de Geología, CODELCO Norte. The authors specially thank Victorino Moyano (Chuquicamata mine). We thank the reviewers for their constructive comments.

## References

- Ambrus, J., 1979. Emplazamiento y mineralización de los pórfidos cupríferos de Chile: Unpublished Ph.D. thesis, Salamanca, España. Universidad de Salamanca, 308 pp (in Spanish).
- Amilibia, A., Sabat, F., Chong, G., Muñoz, J.A., Roca, E., Gelabert, B., 2000. Criterios de inversión tectoónica: ejemplos de la Cordillera de Domeyko (II Región de Antofagasta). Proc. IX Congr. Geol. Chileno, vol. 2, pp. 548–552 (in Spanish).
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P., Chauvin, A., Cortés, J., 2003. Paleogene clockwise rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *J. Geophys. Res.* 18 (N.B1). doi:10.1029/2001JB001598.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernandez, R., 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28°S) northern Chile. *Tectonics* 25, TC4001. doi:10.1029/2005TC001923.
- Ballard, J., 2001. A comparative study between the geochemistry of ore-bearing and barren calc-alkaline intrusions. Unpublished Ph.D. thesis, Australia, The Australian National University, 256 pp.
- Ballard, J.R., Palin, J.M., Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144, 347–364.
- Beck Jr., M.E., Burmester, R.F., Craig, D.E., Grommé, C.S., Wells, R.E., 1986. Paleomagnetism of middle Tertiary volcanic rocks from the Western Cascade series, northern California: timing and scale of rotation in the southern Cascades and Klamath Mountains. *J. Geophys. Res.* 91, 8219–8230.
- Benn, K., 1994. Overprinting of magnetic fabrics in granites by small strain: numerical models. *Tectonophysics* 233, 153–162.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.* 107 (B11), 2300. doi:10.1029/2000JB000050.
- Borradaile, G.J., 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *J. Struct. Geol.* 23, 1581–1596.
- Borradaile, G.J., Lucas, K., Middleton, R.S., 2004. Low-temperature demagnetization isolates stable magnetic vector components in magnetite-bearing diabase. *Geophys. J. Int.* 157, 526–536.
- Buddington, A.F., Lindsley, D.H., 1964. Iron–titanium oxides minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 310–357.
- Campbell, H., Ballard, J.R., Palin, J.M., Allen, C., Faunes, A., 2006. U–Pb zircon geochronology of granitic rocks from the Chuquicamata–El Abra Porphyry Copper Belt of Northern Chile: excimer laser ablation ICP-MS analysis. *Econ. Geol.* 101 (7), 1327–1344.
- Camus, F., 2002. The Andean porphyry systems. In: Cooke, D.R., Pongratz, J. (Eds.), *Giant ore deposits — characteristics, genesis and exploration: CODES Special Publication No. 4*. University of Tasmania, pp. 5–22.
- Camus, F., 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. SERNAGEOMIN, Chile. 267 pp. (in Spanish).
- Cogné, J.P., 1987. TRM deviations in anisotropic assemblages of multidomain magnetites. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 91, 1013–1023.
- Dilles, J., Tomlinson, A., Martín, M., Blanco, N., 1997. El Abra and Fortuna complexes: a porphyry copper batholiths sinistrally displaced by the Falla Oeste. Congreso Geológico Chileno, VIII, Antofagasta, v.III, pp. 1883–1887.
- Faunes, A., Hintze, F., Siña, A., Véliz, H., Vivanco, H., 2005. Chuquicamata, core of a planetary scale Cu–Mo anomaly. In: Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*, vol. 1. PGC Publishing, Adelaide. ISBN: 0-9580574-2-7. 280 pages.
- Gaillot, P., de Saint-Blanquat, M., Bouchez, J.-L., 2006. Effects of magnetic interactions in anisotropy of magnetic susceptibility: models, experiments and implications for igneous rock fabrics quantification. *Tectonophysics* 418, 3–19.
- Gustafson, L.B., Hunt, L.B., 1975. The porphyry copper deposits at the El Salvador, Chile. *Econ. Geol.* 80, 794–800.
- Haggerty, S., 1991. Oxides textures. A mini atlas. In: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Min. Soc. Am., *Rev. Mineral.*, vol. 25, pp. 129–219. Chapter 5.
- Hedenquist, J., Richards, J., 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits. In: Richards, J., Larson, P. (Eds.), *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits*. Reviews in Economic Geology, vol. 10, pp. 235–256.
- Hoffmann-Rothe, A., Ritter, O., Janssen, C., 2004. Correlation of electrical conductivity and structural damage at a major strike-slip fault in northern Chile. *J. Geophys. Res.* 109, B10101. doi:10.1029/2004JB003030.
- Janssen, C., Hoffmann-Rothe, A., Tauber, S., Wilke, H., 2002. Internal structure of the Precordilleran fault system (Chile) — insights from structural and geophysical observations. *J. Struct. Geol.* 24, 123–143.
- Jelinek, V., 1978. Statistical processing of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50–62.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *J. Struct. Geol.* 26, 503–517.
- Lindsay, D.D., 1997. Structural control and anisotropy of mineralization in the Chuquicamata porphyry copper deposits, Chile: Unpublished Ph.D. thesis, Halifax, NS, Dalhousie University, 381 pp.

- Lindsay, D.D., Zentilli, M., Rojas de la Rivera, J., 1995. Evolution of an active ductile to brittle shear systems controlling mineralization at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile. *Int. Geol. Rev.* 37, 945–958.
- Lindsay, D.D., Zentilli, M., Ossandon, G., 1996. Falla Oeste fault systems: records of its regional significance as exposed in Chuquicamata open pit, northern Chile. *International Symposium Andean Geodynamics*, 3th, St Malo, pp. 427–430.
- Maksaev, V., 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between 21° and 26° south and the origin of major porphyry copper deposits: Unpublished Ph.D. thesis, Halifax, NS, Dalhousie University, 553 pp.
- Maksaev, V., Zentilli, M., 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, Northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Explor. Min. Geol.* 8 (1 y 2), 65–89.
- Maksaev, V., Tomlinson, A.J., and Blanco, N., 1994. Estudio geológico de la franja longitudinal comprendida entre Quebrada Blanca y Chuquicamata: Unpublished report, SERNAGEOMIN-CODELCO, 72 pp (in Spanish).
- McEnroe, S., Harrison, R., Robinson, P., Golla, U., Jercinovic, M., 2001. Effect of fine scale microstructures in titanohematite on the acquisition and stability of natural remanent magnetization in granulite facies metamorphic rocks, southwest Sweden: implication for crustal magnetism. *J. Geophys. Res.* 106, 30,523–30,546 (N. B12).
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 161–172.
- McInnes, B.I.A., Farley, K.A., Sillitoe, R.H., Kohn, B., 1999. Application of apatite (U–Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile. *Econ. Geol.* 94, 937–948.
- Mpodozis, C., Ramos, V. (Eds.), 1990. *The Andes of Chile and Argentina*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston. 59–90 pp.
- Munchmeyer, C., 1996. Exotic deposits-products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits. *Soc. Econom. Geol. Spec. Publ.* 5, 43–58.
- Nelson, E.P., Connors, K.A., Suarez, C., 2007. GIS-based slope stability analysis, Chuquicamata open pit copper mine, Chile. *Nat. Resour. Res.* 16. doi:10.1007/s11053-007-9044-7.
- Ossandon, C., Fréaut, C., Gustafson, L., Lindsay, D., Zentilli, M., 2001. Geology of the Chuquicamata Mine: a progress report. *Econ. Geol.* 96, 249–270.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233–248.
- Randall, D.E., Tomlinson, A.J., Taylor, G.K., 2001. Paleomagnetically defined rotations from the Cordillera of northern Chile: evidence of localized in situ fault-controlled rotations. *Tectonics* 20, 235–254.
- Reutter, K., Scheuber, E., Helmcke, D., 1991. Structural evidence of origin-parallel strike-slip displacements in the North Chilean Cordillera. *Geol. Rundsch.* 80, 135–153.
- Reutter, K., Scheuber, E., Chong, G., 1996. The Cordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip fault. *Tectonophysics* 259, 213–228.
- Richards, J., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–(Mo–Au) deposit formation. *Econ. Geol.* 98, 1515–1533.
- Reynolds, P., Ravenhurst, C., Zentilli, M., Lindsay, D., 1998. High-precision <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of two consecutive hydrothermal events in the Chuquicamata porphyry copper system. *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.* 148, 45–60.
- Robinson, P., Harrison, R., McEnroe, S., Hargraves, R., 2004. Nature and origin of lamellar magnetism in hematite–ilmenite series. *Am. Mineral.* 89, 725–747.
- Rojas, J., Lindsay, D., 1997. Evolución estructural de Chuquicamata, su relación con la intrusión del pórfido y eventos de alteración — mineralización. *Congreso Geológico Chileno, VIII, Antofagasta, III*, pp. 1893–1897 (in Spanish).
- Ron, H., Nur, A., Aydin, A., 1993. Rotation of stress and blocks in the Lake Mead, Nevada, Fault System. *Geophys. Res. Lett.* 20 (16), 1703–1706.
- Sillitoe, R.H., 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper–gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Aust. J. Earth Sci.* 44, 373–388.
- Sillitoe, R.H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Rev. Econ. Geol.* 13, 315–345.
- Sillitoe, R., McKee, E.H., 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean Porphyry Copper Province. *Econ. Geol.* 91, 164–179.
- Singer, S., Somoza, R., Tomlinson, A., Lopez de Lucchi, M., Raposo, I., 2002. Magnetic fabrics in Antena granodiorite, Chuquicamata area, Northern Chile. *International Symposium Andean Geodynamics, 5ème, Toulouse*, pp. 609–612.
- Tomlinson, A., Blanco, N., 1997. Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Cordillera, Chile: Part 1, Premineral, history. Part 2, synmineral history. *Congreso Geológico Chileno, VIII, Antofagasta, III*, pp. 1873–1882.
- Tomlinson, A.J., Dilles, J.H., Maksaev, V., 2001. Application of apatite (U–Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile — a discussion. *Econ. Geol.* 96, 1307–1309.
- Wu, Y.T., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1974. Microanalysis of NRM in a granodiorite intrusion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 23, 275–285.

## CAPITULO 5:

### **PETROGRAFIA Y ALTERACION HIDROTERMAL EN EL YACIMIENTO EL TENIENTE Y SU RELACION CON LA MINERALOGIA FERROMAGNETICA**

- Geología del Yacimiento*
- Caracterización y distribución de la alteración hidrotermal en los sectores y sondajes muestreados*
- Descripciones petrográficas y geoquímicas de aquellas asociaciones hidrotermales que incluyen magnetita*
- Cristaloquímica de óxidos de Fe-Ti en el yacimiento*
- Discusiones*

## 5.1 INTRODUCCION

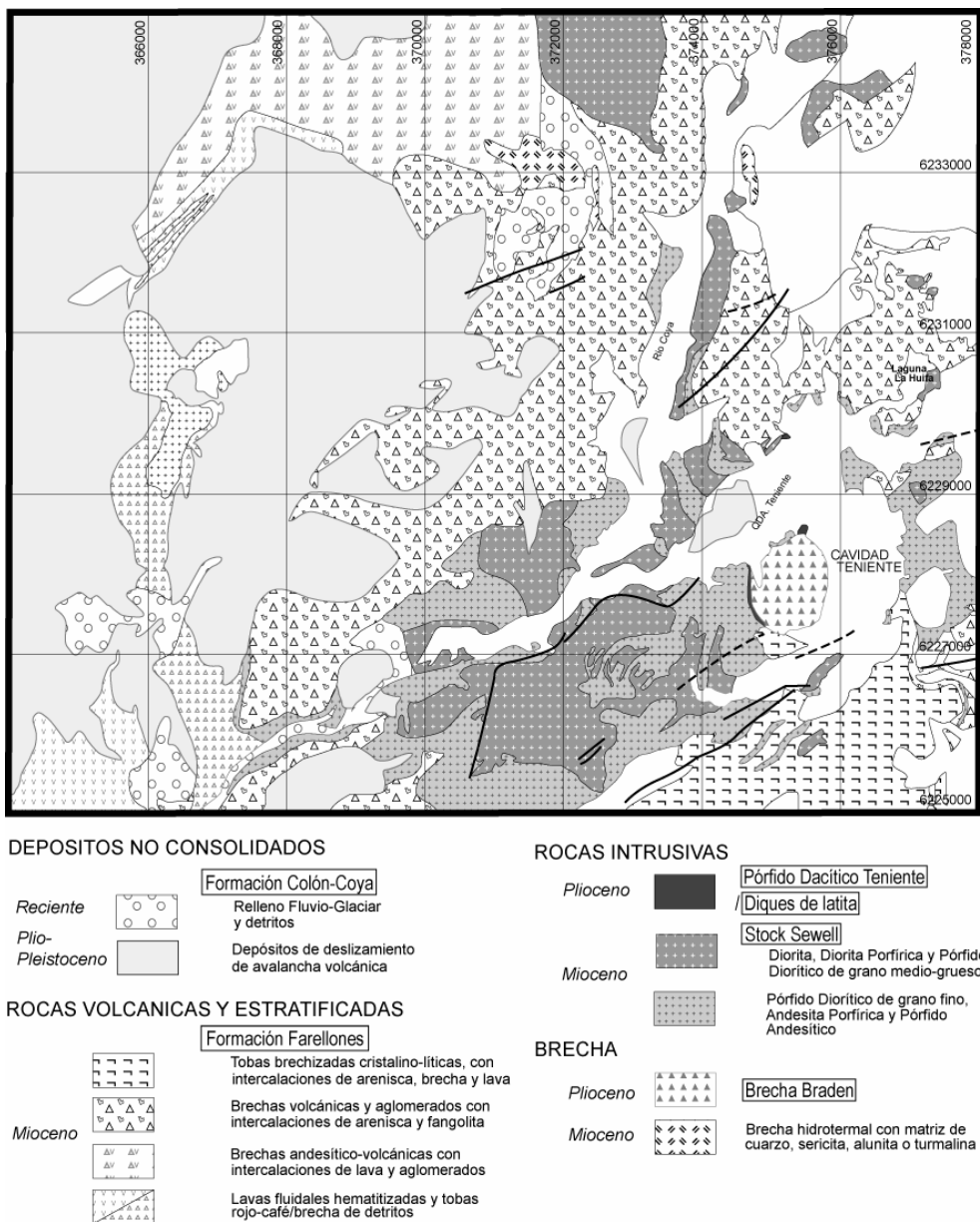
El yacimiento tipo pórfido cuprífero El Teniente es el depósito de Cu-Mo más grande conocido de su tipo y el más joven dentro del contexto de los Andes Centrales. Se localiza en la provincia del Cachapoal, región del Libertador Gral. Bernardo O'Higgins, Chile ( $34^{\circ}14'S$ ;  $70^{\circ}21'W$ ), a una altitud de 2400 m.s.n.m. (Fig. 5.1). Explotado desde 1906 a 1967 bajo el nombre de Mina Braden, pertenece en la actualidad a CODELCO-Chile. La estimación original de recursos corresponde a  $93 \times 10^6$  toneladas métricas de cobre, de las que ya han sido extraídas aproximadamente  $18 \times 10^6$  ton. El remanente estimado es de  $73 \times 10^6$  ton, con leyes hipógenas entre 0.67-1.5% Cu (Maksaev et al., 2004). Para molibdeno fino, las reservas son mayores a  $1.4 \times 10^6$  ton con leyes sobre 0.019% Mo (Skewes et al., 2005). La mina El Teniente es reconocida además como la mayor mina subterránea del mundo, con un área que comprende alrededor de  $4 \text{ km}^2$  en planta y una extensión vertical mayor a 1000 m.



*Figura 5.1:* Ubicación del yacimiento tipo pórfido cuprífero El Teniente a corta distancia de la capital regional Rancagua y contigua al antiguo campamento minero Sewell.



El yacimiento se encuentra emplazado en rocas predominantemente volcánicas de la *formación Farellones* (Klohn, 1960), correspondiente a una potente secuencia estratificada de lavas andesíticas, basaltos, riolitas y rocas piroclásticas, con intercalaciones continentales clásticas-lagunares (Charrier y Munizaga, 1979; Cuadra, 1986; Makshev et al., 2001, Skewes et al., 2005). En forma más reciente se ha definido la *formación Colón-Coya* estratigráficamente sobre la anterior (Gómez, 2001), constituida por depósitos laháricos con intercalaciones de niveles cineríticos y coladas andesíticas, las que rellenan una antigua topografía. También es importante mencionar depósitos fluvio-glaciares cuaternarios, de amplia distribución (Fig. 5.2).



**Figura 5.2:** Geología regional del distrito. Modificado de Superintendencia Geología, CODELCO-CHILE División El Teniente (1997).

## 5.2 GEOLOGIA DEL YACIMIENTO

En esta sección se presenta un resumen de los antecedentes geológicos principales del yacimiento El Teniente, ya que las interpretaciones respecto a sus propiedades magnéticas y/o aquellas consideraciones paleomagnéticas derivadas a partir de este estudio se basan en las características petrológicas, de alteración hidrotermal y contexto estructural en que se genera el depósito. Para mayor detalle se sugiere consultar el ANEXO B “*Antecedentes geológicos expandidos de los yacimientos tipo pórfido cuprífero chilenos Chuquicamata y El Teniente*”.

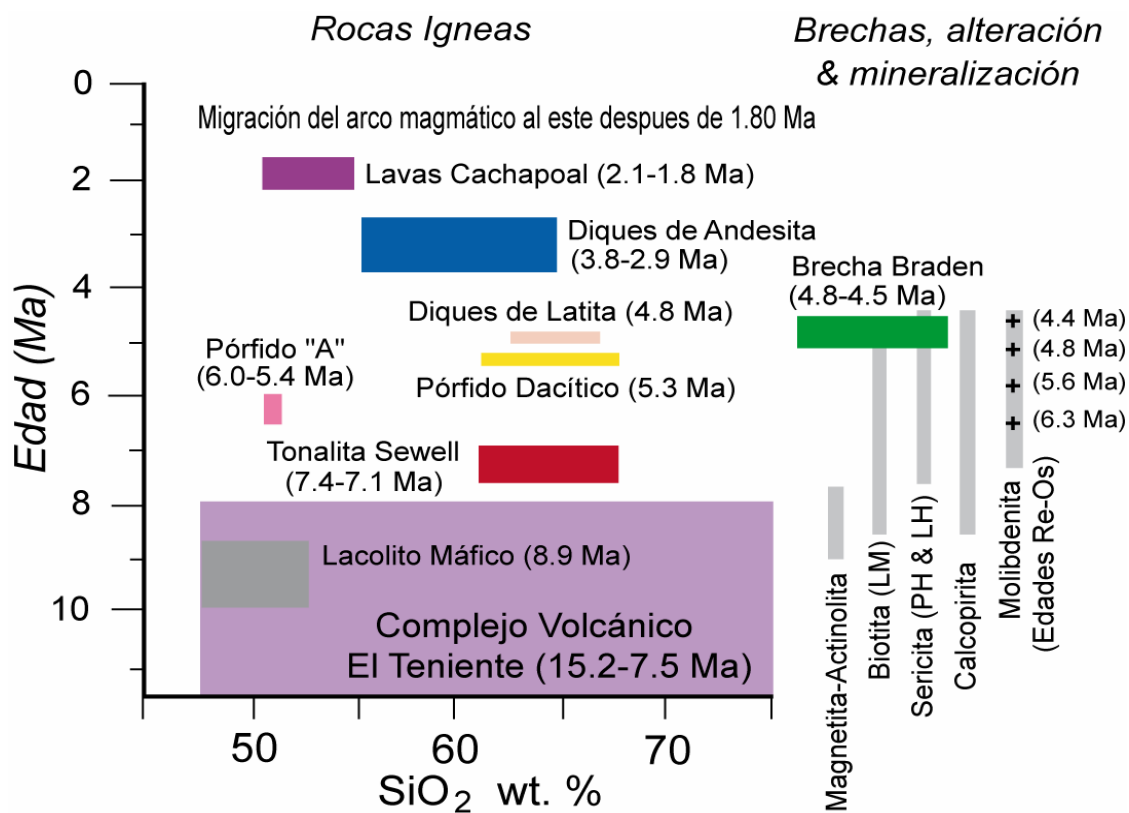
### 5.2.1 MARCO GEOLOGICO LOCAL

El depósito tipo pórfido cuprífero El Teniente está hospedado en rocas volcánicas andesítico-basálticas y rocas intrusivas gabroicas, denominadas previamente como “*Andesitas de la Mina*” (Ossandón, 1974; Camus, 1975; Villalobos, 1975; Cuadra, 1986; Makshev et al., 2004; entre otros), que en la actualidad reciben el nombre de *Complejo Máfico El Teniente (CMET*, Burgos, 2006). Nuevos antecedentes obtenidos por medio de trazas de fisión en apatito para esta unidad entregan una edad aproximada de  $8.9 \pm 2.8$  Ma (Makshev et al., 2004).

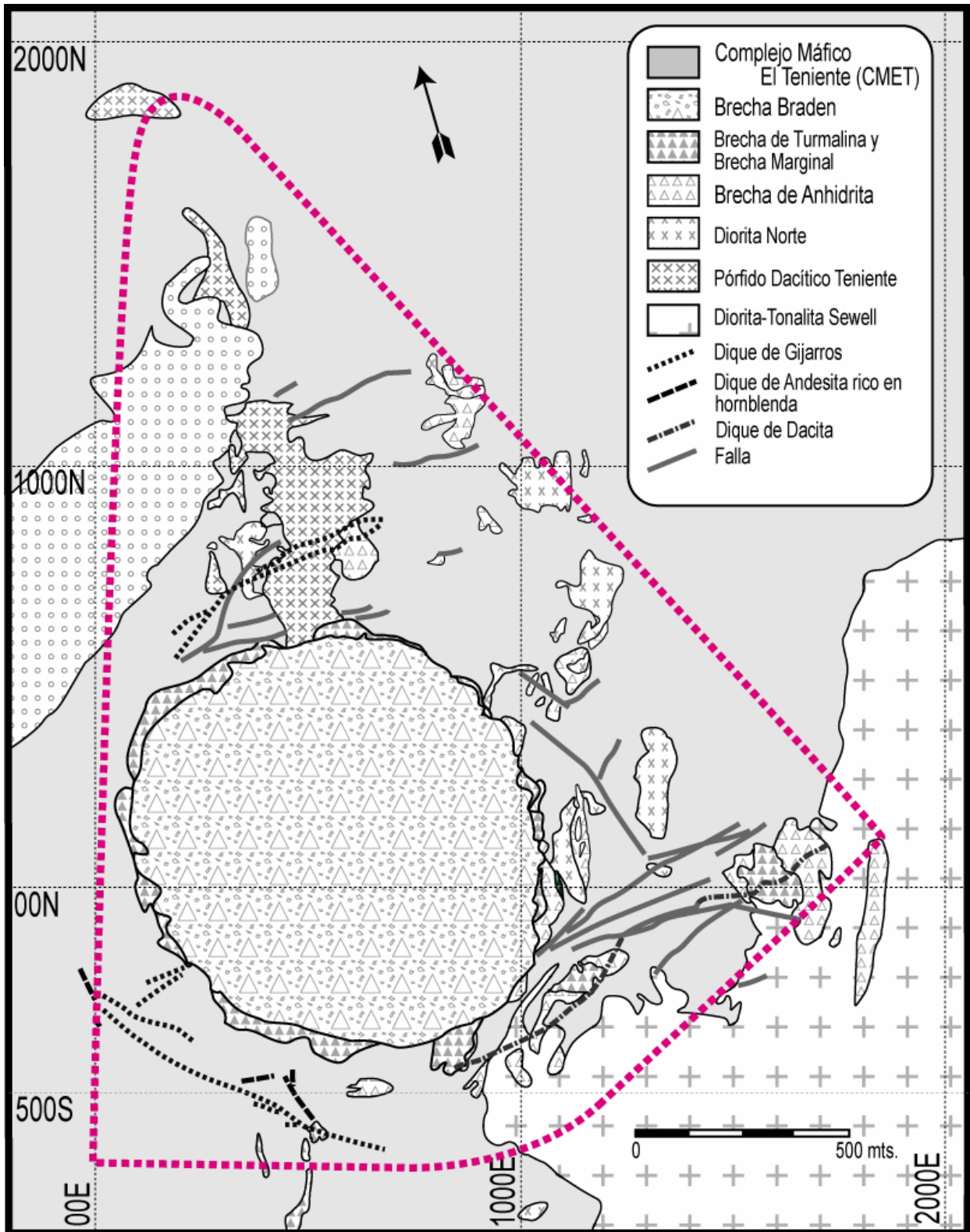
La mineralización dentro del yacimiento está ligada genéticamente a apófisis félsicos, diques y stocks porfíricos (Camus, 1975). Estas unidades pueden clasificarse en *Pórfidos Félsicos*, correspondientes a la *Diorita-Tonalita Sewell (Stock Sewell)*, intrusivo polifásico temprano dentro de la evolución del yacimiento, con edades entre 7.4-7.1 Ma. (Cuadra, 1986) y 6.5-6.0 Ma. (Makshev et al., 2004); el *Pórfido “A”*, unidad de composición cuarzo-diorítica que intruye al Stock Sewell (6.5-5.4 Ma: Makshev et al., 2004); la *Diorita Norte*, cuyas edades varían entre 6.46-6.0 Ma (K-Ar en biotita: Cuadra, 1986; U-Pb en circón: Makshev et al., 2004); el *Pórfido Dacítico Teniente (Dacita Teniente)*, con edades entre 4.7-4.6 Ma (K-Ar en biotita, Clark et al., 1983, Cuadra, 1986) y 5.28 Ma (U-Pb en circón, Makshev et al., 2004) y, finalmente, el *Pórfido Latítico*, diques de composición latítica concéntricos a la Brecha Braden con edades entre 4.9-4.8 Ma (Makshev et al., 2004).

Un segundo grupo de intrusivos corresponde a los *Diques*, compuesto por los *Diques de Andesita rica en hornblenda*, conocidos también como *Diques de Dacita* o *Lamprófidio*, que cortan las unidades del sector sureste del yacimiento, cuya edad es de 3.8 Ma. (K-Ar en biotita:

Cuadra, 1986; Ar-Ar en hornblenda: Makshev et al., 2004); los *Diques de Andesita*, de color gris negro y textura porfirica, incluidos en la anterior unidad según Skewes et al. (2002; 2005) y los *Diques de Guijarros (Pebble-Dike)*, cuerpos tabulares constituidos por fragmentos de roca redondeados concéntricos a la Brecha Braden, asociado a fases póstumas de la génesis del sistema de pórfidos. Al tercer grupo, denominado **Complejo de Brechas**, pertenecen la *Brecha Braden*, ubicada en la parte central del yacimiento, correspondiente a una brecha freatomagmática de naturaleza polimíctica (Vega & Makshev, 2003), con edades entre 4.82-4.3 Ma. (Cuadra, 1986; Makshev et al., 2002); la *Brecha Marginal*, desarrollada como un anillo irregular en torno a la anterior; las *Brechas de Turmalina*, de naturaleza monomíctica y matriz de turmalina; las *Brechas de Anhidrita*, de amplia distribución espacial en el yacimiento y las *Brechas Igneas*, de apariencia holocristalina y con fragmentos de rocas máficas biotitizadas (Skewes et al., 2005). Su temporalidad según Stern & Skewes et al. (2005) y la distribución espacial para cada una de las unidades mencionadas es ilustrada en las figuras 5.3 y 5.4, respectivamente.



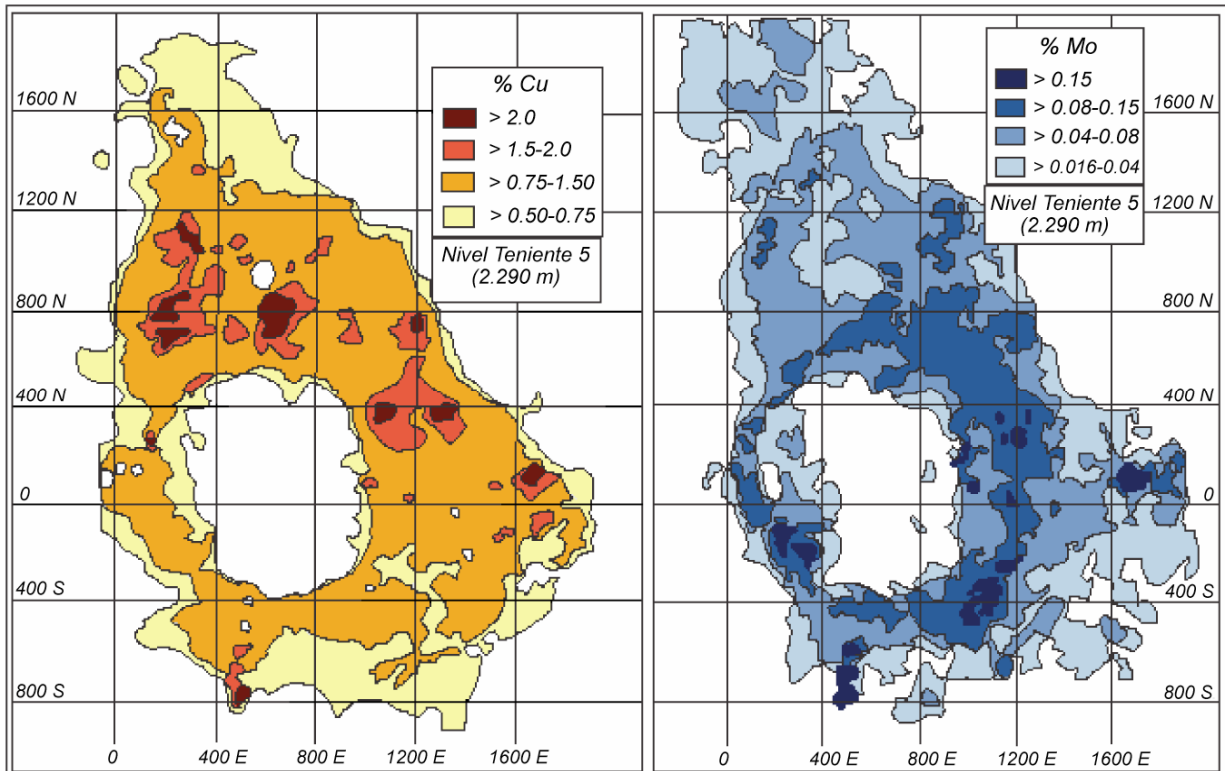
**Figura 5.3:** Edad versus contenido de sílice para rocas volcánicas e intrusivos para rocas dentro de la mina El Teniente y zonas aledañas. Se diagrama también el intervalo de edades para la Brecha Braden y eventos de alteración definidos en el yacimiento (modificado de Stern & Skewes, 2005).



**Figura 5.4:** Geología del yacimiento El Teniente. La línea punteada corresponde al límite aproximado del depósito. Modificado de Faúndez (2002), Makshev et al. (2004) y Burgos (2006).

## 5.2.2 ALTERACION Y MINERALIZACION

El cuerpo mineralizado que es explotado en la mina El Teniente tiene forma de punta de flecha (Fig. 5.5), recortada por la Brecha Braden, que para fines económicos es considerada estéril. Su dimensión en planta es de 1600 por 2000 mt, y al menos 800 m de profundidad desde la cota 3200 m.s.n.m. La mineralización está hospedada principalmente en *stockwork*, relacionados espacial y temporalmente a las unidades previamente definidas.



**Figura 5.5:** Distribución de leyes de Cu-Mo en el yacimiento El Teniente, en coordenadas locales. La zona considerada estéril al centro corresponde a la Brecha Braden (Modificado de Makshev et al., 2004).

Según el modelo tradicional, la alteración y mineralización en el yacimiento se divide en cuatro etapas: (i) *Temprana*, (ii) *Hidrotermal Principal*, (iii) *Hidrotermal Tardía* y (iv) *Estado Póstumo* (Ojeda et al., 1980; Cuadra, 1986; Arévalo et al., 1998). Sus principales características son señaladas a continuación.

(i) **Etapa Temprana.** Fase responsable de la mayor introducción de Cu en el yacimiento (Ojeda et al., 1980; Cuadra, 1986), relacionada al emplazamiento de vetillas de *cuarzo+anhidrita+sulfuros* ("Tipo 2", Cannell et al., 2005) y metasomatismo potásico extensivo (*alteración biotítica*, Skewes et al., 2002; 2005; Makshev et al., 2004; Fig. 5.6). Postdatando esta fase,

existen vetillas sin halo que cortan sin alterar la biotita previa (Zúñiga, 1982; Arévalo et al., 1998).

**(ii) Etapa Hidrotermal Principal.** Corresponde a la destrucción y reemplazo de minerales preexistentes por cuarzo, sericita y menor clorita-anhidrita (Ojeda et al., 1980; Cuadra, 1986; Skewes et al., 2002; 2005; Cannell et al., 2005), relacionados directamente al halo asociado a vetillas de *cuarzo+anhidrita+sulfuros* (Zúñiga, 1982. “*Tipo 3*”, Cannell et al., 2005). En forma puntual ocurre *alteración fílica* penetrativa, con predominio de sericita.

**(iii) Etapa Hidrotermal Tardía.** Conocida inicialmente como *Fase de Turmalina* (Howell & Molloy, 1960), está ligada genéticamente al emplazamiento de la Brecha Braden e intrusivos tardíos, predominantemente la Brecha Marginal (Cannell et al., 2005; Skewes et al., 2005). Es consecuente con la formación de vetillas de *turmalina+anhidrita+sulfuros* (“*Tipo 4*”, Cannell et al., 2005), cuyas asociaciones mineralógicas son complejas y con halos filicos bien desarrollados, compuestos por *cuarzo-sericita-clorita* (Skewes et al., 2002).

**(iv) Etapa Póstuma.** Considerada el último estado de alteración hipógena, restringida principalmente a la parte central de la Brecha Braden. Está representada por la actividad hidrotermal asociada a las vetillas de *carbonatos+gangas varias+sulfuros* (“*Tipo 4c*”, Cannell et al., 2005), siendo la asociación *yeso-carbonatos* distintiva (Ojeda et al., 1980; Cuadra, 1986; Skewes et al., 2002; 2005).

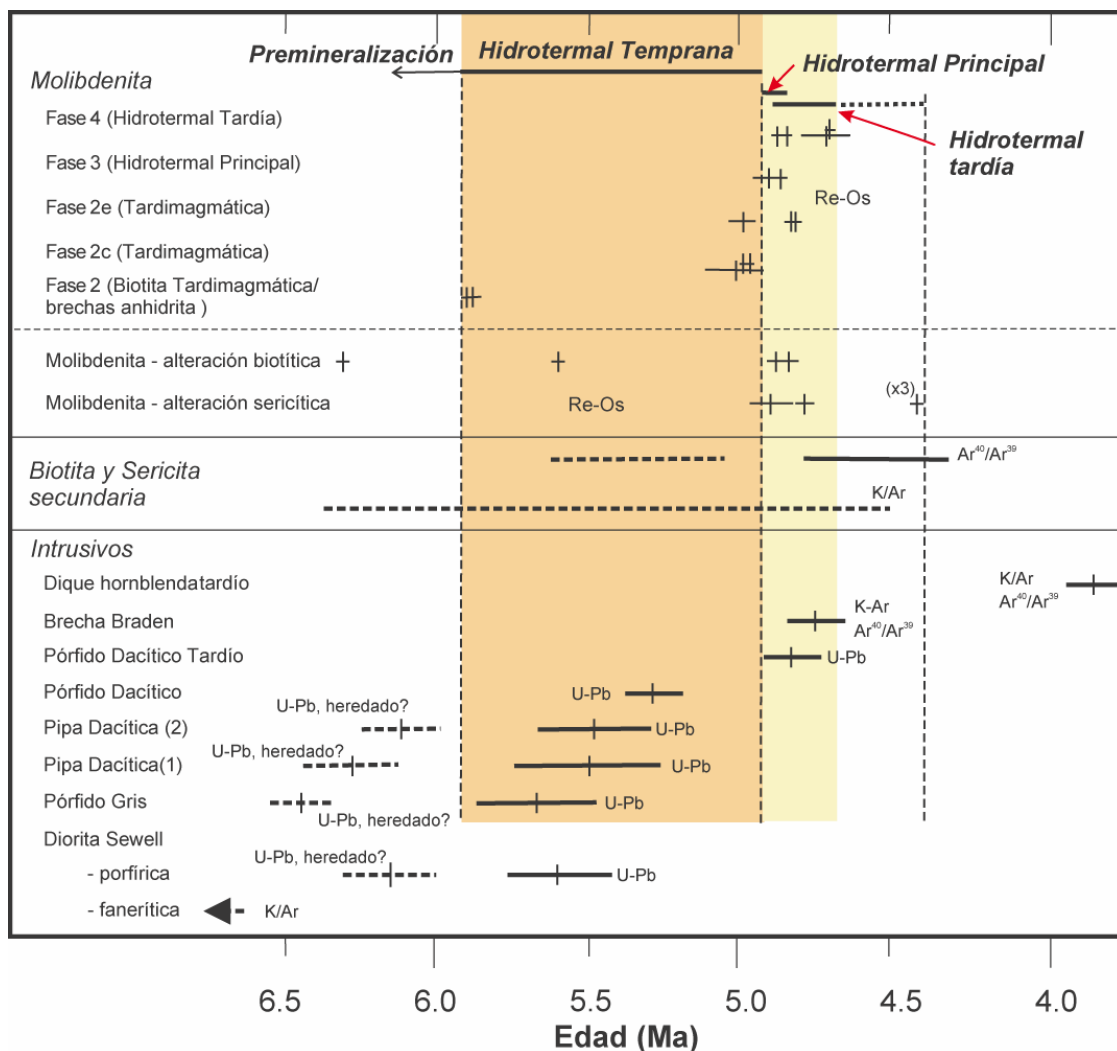
El esquema mencionado ha sido modificado recientemente por Cannell et al. (2005), agregando una fase denominada ***Estado Pre-Mineralización***, relacionada a evidencias petrográficas de reemplazo parcial de *plagioclasa* por ***magnetita*** fina (<8 µm, Skewes et al., 2005), y vetillas de ***magnetita*** (*Tipo 1A*), predominantemente preservadas en los márgenes del CMET. En forma local ocurre alteración fílica adyacente a la Tonalita Sewell, con vetillas de *cuarzo* estériles (*Tipo 1B*). Bajo el mismo criterio, los mismos autores fusionan la *Etapa Póstuma* con el *Estado Hidrotermal Tardío* caracterizado previamente.

Adyacente al yacimiento, se ha definido una zona de ***Alteración Transicional Biotítica-Clorítica***, con vetillas de cuarzo-clorita-anhidrita-pirita y cloritización de biotita secundaria (Camus, 1975; Skewes et al., 2002; 2005). Fuera de sus límites existe una zona de ***Alteración Propilítica*** (Villalobos, 1975; Camus, 1975; Zúñiga, 1982), con reemplazo débil de los minerales



primarios por epidota-clorita-calcita-hematita. Finalmente, hacia la superficie del depósito existe una **Zona de Lixiviación y Enriquecimiento Supérgeno**, con espesores entre 100-500 m, dependientes de la topografía y la permeabilidad, marcados por la *Dacita Teniente* y la *Brecha Braden*.

La clasificación y temporalidad de las vetillas en el yacimiento es compleja, dada su relación con la alteración hidrotermal y génesis de tipo polifásica (Maksaev et al., 2004). De hecho, recientemente Valenzuela (2003) reconoce 13 sub-tipos de vetillas dentro de la clasificación A, B y D de Gustafson y Hunt (1975), las que fueron reclasificadas por Cannell et al. (2005) integrando parámetros estructurales asociados a su emplazamiento. Ambas clasificaciones son presentadas en el ANEXO B.



**Figura 5.6:** Resumen de los datos geocronológicos existentes para el yacimiento en el que se ilustran los eventos recurrentes de alteración potásica (4.9-4.7 Ma, evento más marcado volumétricamente, Maksaev et al., 2004), así como la edad de los diferentes intrusivos y brechas (modificado de Cannell et al., 2005).

### 5.2.3 ESTRUCTURAS

#### 5.2.3.1 Fallas Regionales

El emplazamiento del yacimiento tipo pórfido cuprífero El Teniente y su relación con las estructuras regionales están aún en discusión. Hay concordancia entre distintos autores que su formación está relacionada a un acortamiento tectónico regional E-W, asociado a fallas sub-verticales activas oblicuas al margen continental (Kay et al., 1999). El depósito ocurre en la intersección de la *Zona de Falla Teniente*, de rumbo NE-ENE (Garrido et al., 1994) y la *Zona de Falla Río Blanco-Codegua*, de rumbo NW-NNW. La *Zona de Falla Teniente* es dextral, sub-vertical, de aproximadamente 14 km de largo y 3 km de ancho, delimitada por la *Zona de Falla Agua Amarga* hacia el sur y la *Falla Quebrada Teniente* por el norte (Fig. 5.7.b). La *Zona de Falla Río Blanco-Codegua* es identificada como un lineamiento definido en mapas aeromagnéticos y por la alineación de cuatro centros intrusivos subvolcánicos (Fig. 5.7.b). Otros autores (Rivano et al., 1990; Floody & Huete, 1998) plantean que la Zona de Falla Teniente es truncada por la Zona de Falla Río Blanco-Codegua, o bien, es desviada hacia el norte como la *Falla Olla Blanca*. Garrido et al. (1994, 2002) plantean que la Zona de Falla Teniente controla el emplazamiento de la *Tonalita Sewell*, de rumbo NE, y eventos de brechización posteriores ocurridos en el yacimiento. Dentro del distrito se distingue además una sub-cuenca volcánico-tectónica delimitada por la *Falla El Azufre* y *La Juanita*, asociada a estructuras de rumbo EW-NNW (Fig. 5.7.a).

#### 5.2.3.2 Fallas dentro del yacimiento

Para poder clasificar las fallas y estructuras en este yacimiento se ha utilizado diferentes esquemas, si bien el estándar utilizado en la actualidad es el siguiente: (i) *Estructuras Mayores*, con una persistencia mayor a dos labores (30-40 mt), caracterizadas por su orientación, espesor y relleno. (ii) *Estructuras Intermedias*, con una persistencia entre 4-30 mt y espesor  $\geq 0.7$  cm; y (iii) *Estructuras Menores*, caracterizadas por corridas inferiores a 4 mt. y espesor  $< 0.7$  cm (Superintendencia de Geología, CODELCO, en Valenzuela, 2003).

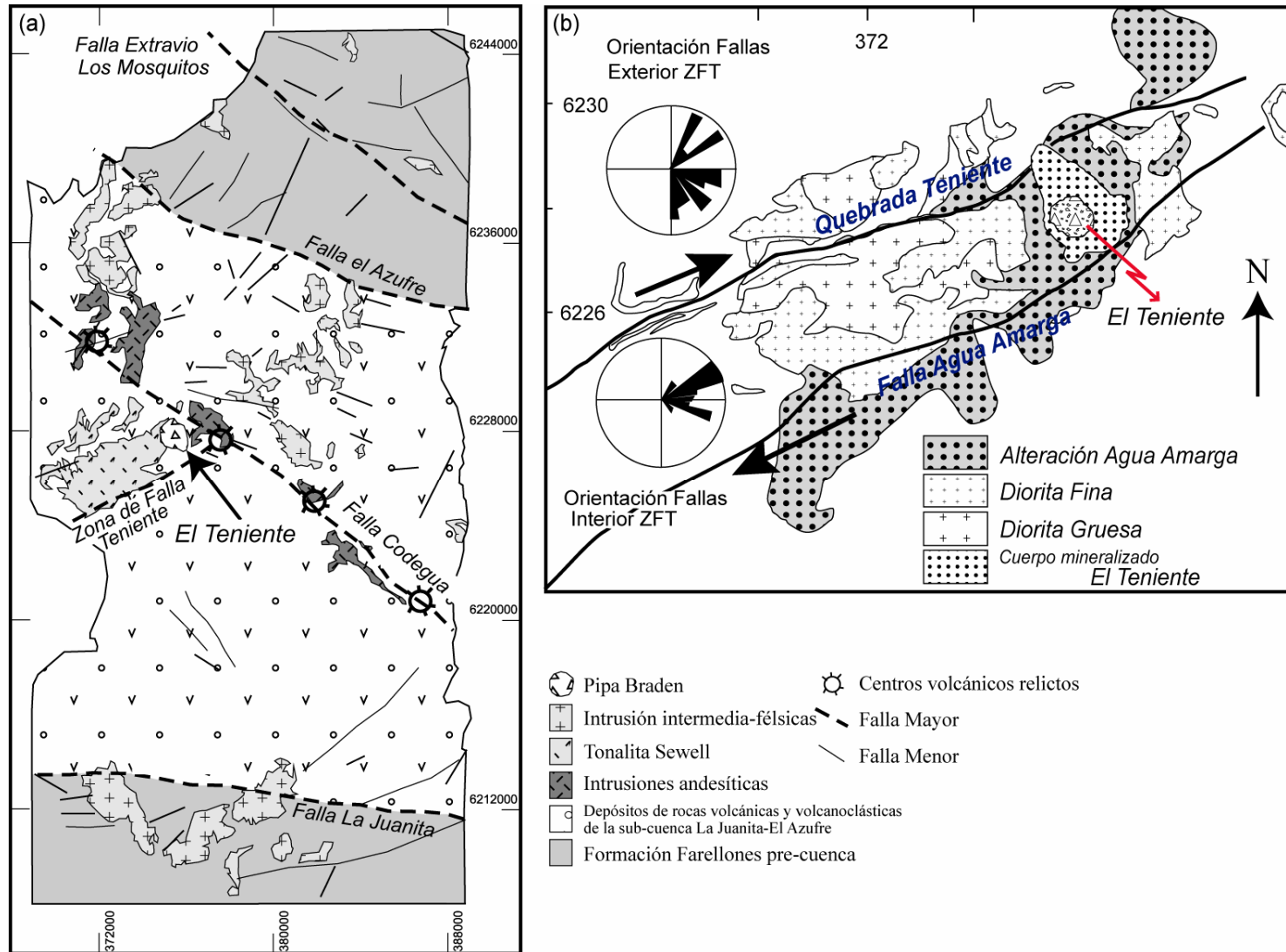
Dentro de las estructuras *Mayores* e *Intermedias*, las más tempranas corresponden a un conjunto de fracturas N-S, subverticales (Reyes, 1979), de orientación similar al Pórfido Teniente y a los apófisis relacionados a la Tonalita Sewell (Cuadra, 1986; Garrido et al., 1994). Truncando al anterior, el Complejo Máfico El Teniente (CMET) presenta un intenso fracturamiento y

fallamiento subvertical, de orientación principal NE-menor NW (Cuadra, 1986) y desplazamiento dextral de dimensiones milimétricas a centimétricas que en conjunto evidencian un alzamiento del bloque SE (Howell & Molloy, 1960). El tercer conjunto de fracturas se dispone concéntricamente a la Brecha Braden, con manteos desde y hacia la chimenea, de alta densidad de ocurrencia en cercanías de intrusivos (Zúñiga, 1982). Se incluyen en este grupo un sistema secundario de diques y diaclasas radiales con manteos subverticales (Reyes, 1979). Las estructuras *Menores* forman un enrejado tridimensional de vetillas, vetas, fallas y diaclasas (*stockwork* isótropo), con intensidad variable respecto al tipo litológico (Zúñiga, 1982; Cuadra, 1986) y relaciones diversas con estructuras intermedias o mayores (Garrido et al., 1994).

De las definiciones anteriores se excluyen las vetillas y diaclasas en torno a la Brecha Braden, fallas, brechas de turmalina-anhidrita, diques de latita, diques de lamprófito y vetas de cuarzo con orientación NE, interpretadas como estructuras relacionadas a la Zona de Falla Teniente (Garrido et al., 1994). A su vez, la orientación NNW-NW del pórfido Teniente y brechas de dacita, así como de brechas ígneas y de anhidrita que se ubican al noreste de la Brecha Braden, es subparalela a la Falla Codegua (Cannell et al., 2005). Los mismos autores plantean que los diferentes estados de alteración hidrotermal y emplazamiento de vetillas no poseen un control estructural claro respecto a los esfuerzos del distrito, sino que están asociados a repetitivos estados de apertura y surgencia de la cámara magmática profunda a la que relaciona el yacimiento (tabla 5.1).

**Tabla 5.1:** Resumen de la relación entre los diferentes tipos de vetillas reconocidas por Cannell et al. (2005) en el pórfido cuprífero El Teniente, respecto a su orientación y su temporalidad.

<i>Tipo de Vetilla</i>	<i>Orientación</i>	<i>Relaciones</i>
TIPO 1B	Variable dentro de la mina. NE en el distrito.	Preminalización, asociadas con la Tonalita Sewell?
TIPO 2 TEMPRANA E HIDROTERMAL PRINCIPAL	Buzamiento concéntrico (40-80°) y radiales (subverticales). Amplio rango de datos sin orientación preferencial.	Asociado con dacitas. Vetillas tipo 2 sin orientación preferencial. Vetillas tipo 3 más focalizadas.
TIPO 4A -C (HIDROTERMAL TARDÍA)	Concéntrica, típicamente >70°	Fallas inversas comunes, asociadas con la Pipa Braden.
TIPO 4C, D (HIDROTERMAL TARDÍA)	Rumbo NE, subvertical.	Fallas principalmente (de rumbo). Menores vetas paralelas a Zona de Falla Teniente.
TIPO 4 (HIDROTERMAL TARDÍA)	$N \pm 30^\circ$	Vetillas hidrotermales tardías que no caen dentro de los tipos 3 o 4.



**Figura 5.7:** (a) Fallas regionales en el área donde se localiza la mina El Teniente. Se puede observar la ubicación del yacimiento dentro de la intersección de la Zona de Falla El Teniente y la Zona de falla Codegua, además de los límites de la sub-cuenca La Juanita-El Azufre donde se ubica el yacimiento. (b) Ilustración esquemática de la Zona de Falla El Teniente. En la red estereográfica se observa la orientación preferencial NNE de las estructuras dentro de la zona mencionada. Modificadas de Cannell et al. (2005) y Godoy (2005), respectivamente.

### 5.3 PETROGRAFIA Y TIPOS DE ALTERACION HIDROTHERMAL RECONOCIDOS DENTRO DE LA MINA

#### 5.3.1 MUESTREO

De un total de 359 testigos paleomagnéticos, 189 fueron obtenidos a partir de 83 bloques orientados, asociados a cuatro sectores del yacimiento. El tipo de muestreo desarrollado en este caso, se basa en la disposición de no utilización de gasolina dentro de las instalaciones de la misma (ver ANEXO A). Complementariamente se muestrearon cuatro sondajes diamantina (DD) y un sondaje geotécnico. Con el fin de comparar las diferentes propiedades de rocas mineralizadas versus roca no alterada, también fueron perforados 8 sitios en sectores aledaños a la mina. La ubicación y su respectiva codificación se indica en la tabla 5.2.

Si bien la unidad predominante en el muestreo corresponde al *CMET*, también se consideró el *Pórfido Diorítico-Cuarcífero*, *Pórfido Dacítico Teniente*, la *Brecha Marginal*, *Brecha Braden* y el *Complejo Volcánico El Teniente (CVET)*. Todas las muestras obtenidas presentan evidencias de alteración biotítica y, en menor medida, clorítica, propilítica, cuarzo-sericita, hidrotermal tardía y argílica. La ubicación de los sectores de muestreo dentro de la mina, sondajes y sitios aledaños es ilustrada en las figuras 5.8 y 5.9.

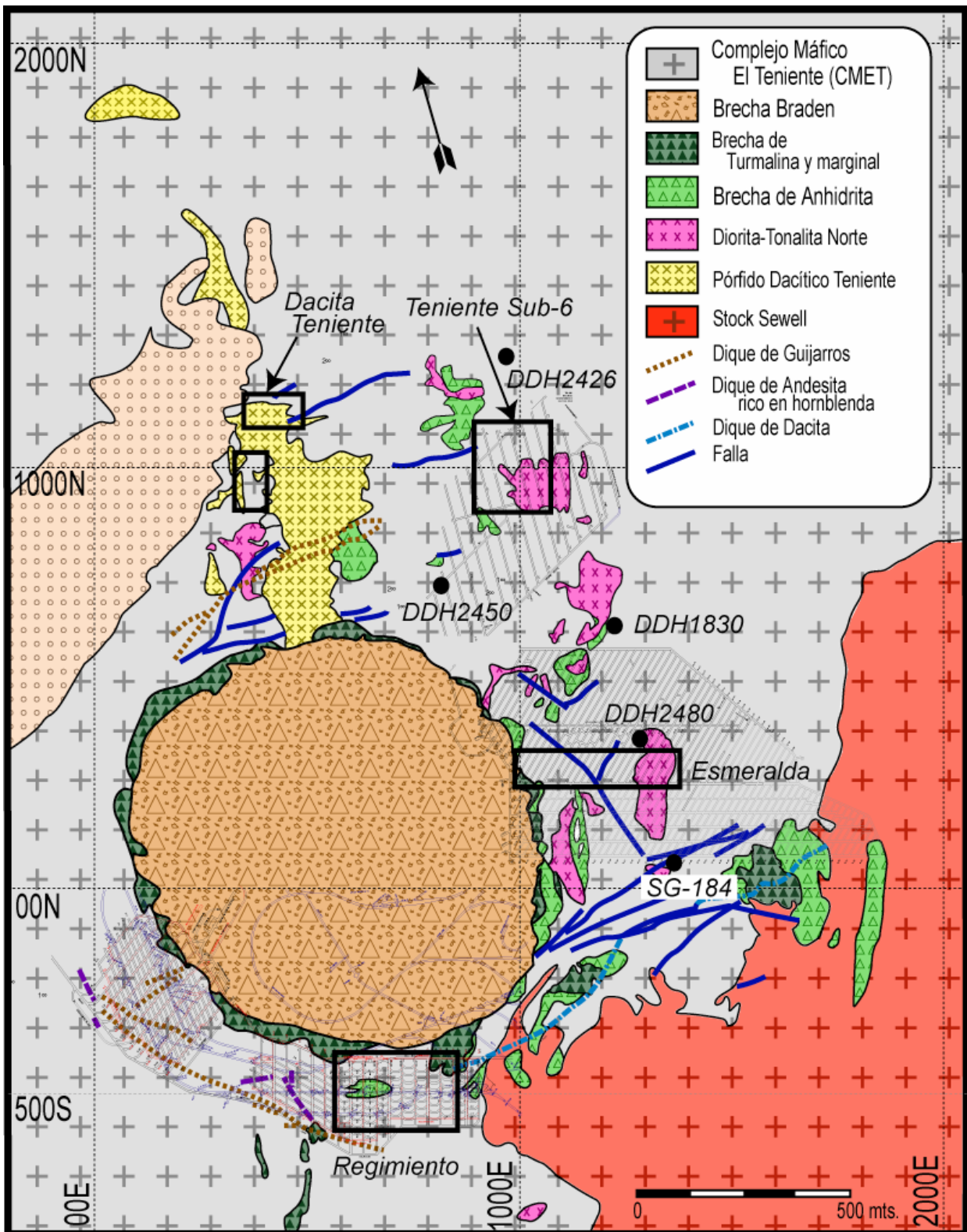
**Tabla 5.2:** Ubicación de los sitios y sondajes DD muestreados para el estudio paleomagnético. Se excluye la localización de los bloques orientados (ver figura 5.8).

<b>BLOQUES ORIENTADOS</b>				
<i>Muestreo Año 2000-2001-2003</i>				
<i>Sector muestreado (interior mina)</i>	<i>Litología</i>	<i>Número de bloques</i>	<i>Código Paleomagnético</i>	<i>Número de testigos paleomagnéticos</i>
<b>Teniente Sub-6</b>	Complejo Máfico El Teniente Pórfido Diorítico-Cuarcífero	16	00ETM	30
<b>Esmeralda</b>	Complejo Máfico El Teniente Brecha Marginal Brecha Braden	26	00ETE	46
<b>Dacita Teniente</b>	Complejo Máfico El Teniente Pórfido Dacítico Teniente	10	04PDT	28
<b>Regimiento</b>	Complejo Máfico El Teniente	31	01TR	85
<b>TOTAL MUESTRAS OBTENIDAS DE BLOQUES ORIENTADOS</b>				189

<b>SITIOS</b>				
<i>Muestreo Año 2000-2004</i>				
<i>Nombre del muestreo y litología</i>	<i>Sitio</i>	<i>Ubicación (En UTM)</i>	<i>Código Paleomagnético</i>	<i>Número de muestras</i>
<b>Superficie: Formación Farellones</b>	Sitio 1	6225320N / 369500E	00ET01	51
	Sitio 2	6225420N / 369520E	00ET02	
	Sitio 3	6225420N / 369800E	00ET03	
	Sitio 4	6227000N / 365800E	00ET04	
<b>Coya: Formación Farellones</b>	Sitio 1	6232178N / 373965E	04CY01	42
	Sitio 2	6232178N / 373965E	04CY02	
	Sitio 3	6234003N / 375770E	04CY03	
	Sitio 4	6227185N / 365514E	04CY04	
<b>TOTAL MUESTRAS SITIOS</b>				93

<b>SONDAJES</b>				
<i>Muestreo año 2000-2005</i>				
<i>Unidad litológica muestreada</i>	<i>Sondaje</i>	<i>Ubicación</i>	<i>Código</i>	<i>Número de Muestras</i>
<b>Complejo Máfico El Teniente (CMET)</b>	ET-1830	1220E / 620N	ETS1	13
	ET-2426	970E / 1260N	SA	6
	ET-2450	820N / 720E	SB	6
	ET-2480	1280N / 360E	SC	5
	SG-184	1360N / 60E	SG	44
<b>TOTAL MUESTRAS SONDAJES</b>				74
<b>TOTAL MUESTRAS UTILIZADAS</b>				356





**Figura 5.8:** (a) Mapa geológico local, cota 2284 mt, ilustrando la ubicación de los sectores de muestreo (en azul), las galerías de las faenas de la mina y la localización de los sondajes utilizados para el estudio. El sistema de referencia corresponde a las coordenadas de la mina. Modificado de y Superintendencia de Geología CODELCO-El Teniente (2000) y Maksaev et al. (2004).

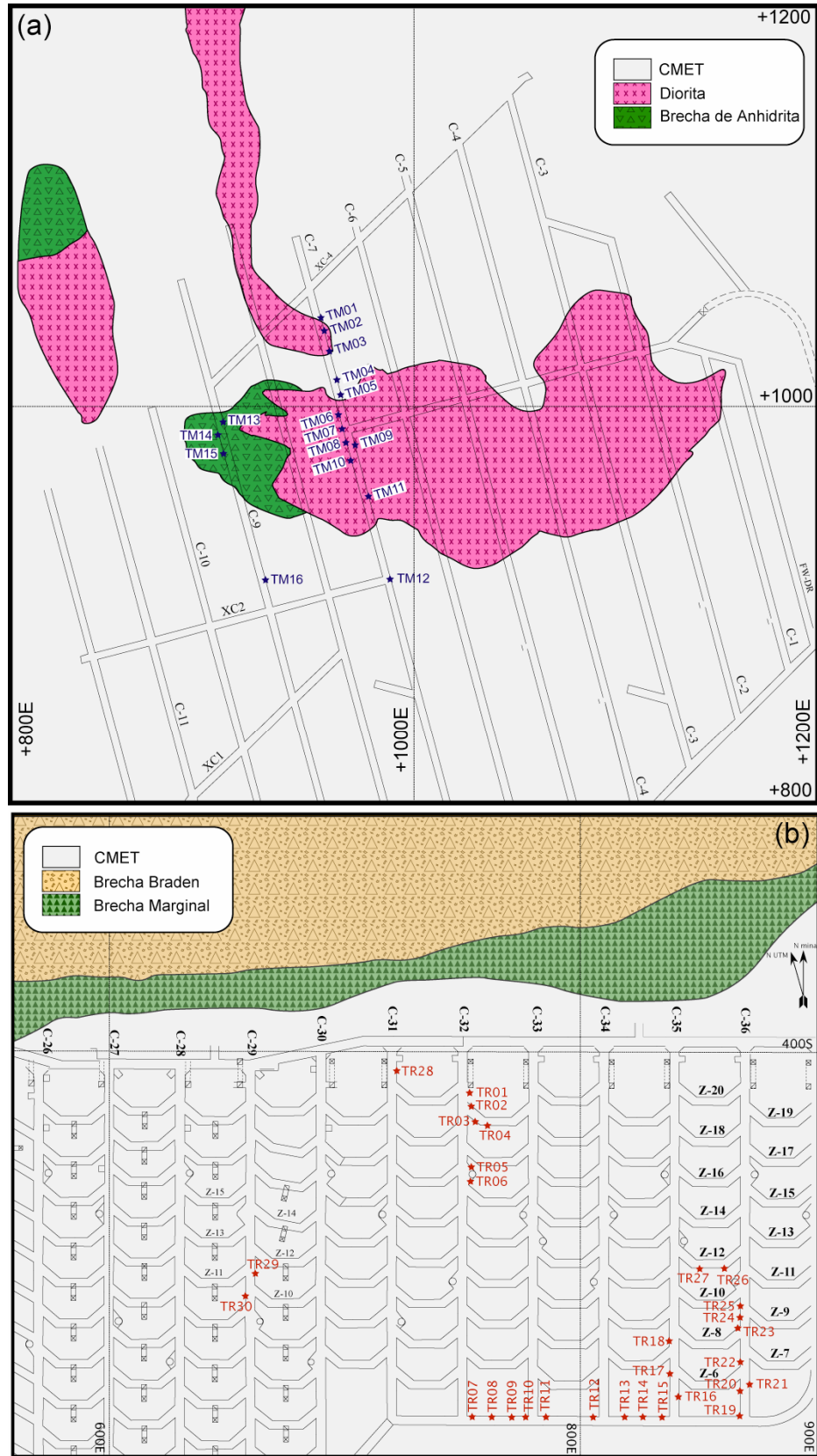


Figura 5.8 (cont.): Localización de los bloques orientados dentro de los diferentes sectores de muestreo. (a) Teniente Sub-6 y (b) Regimiento.

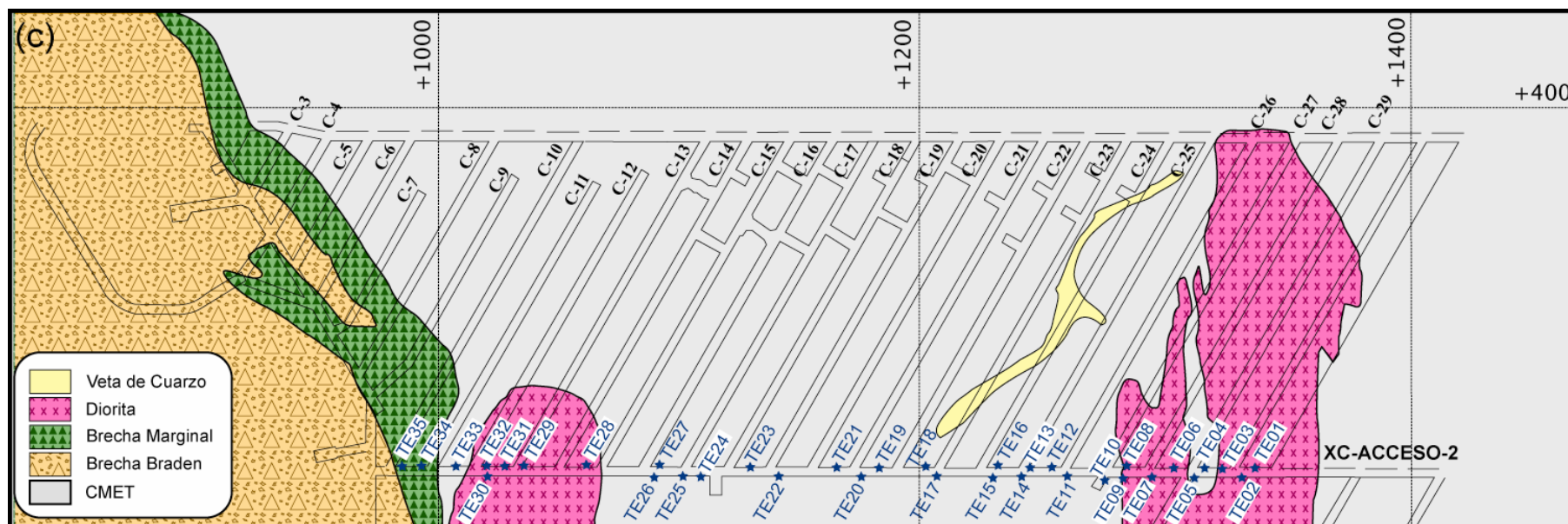
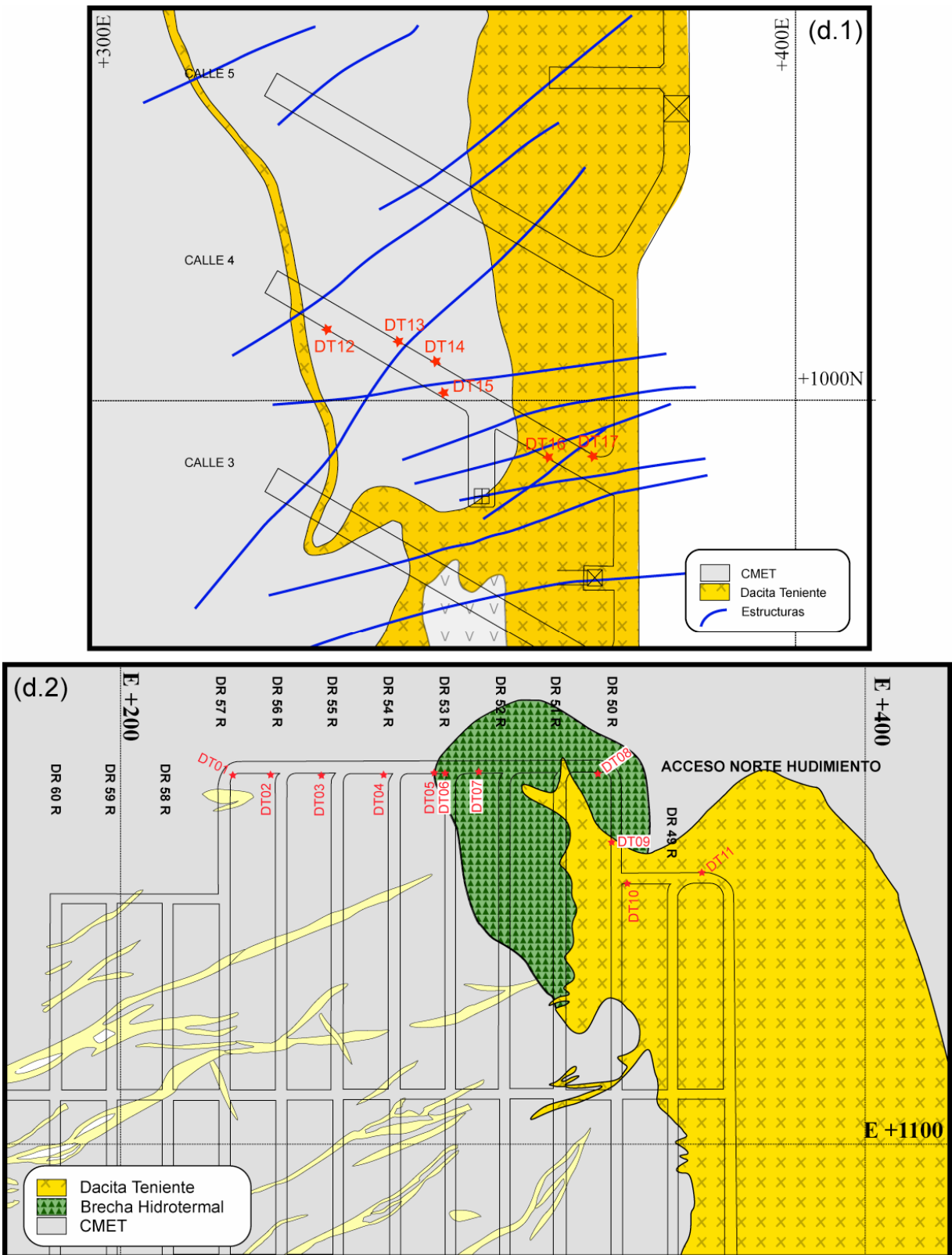
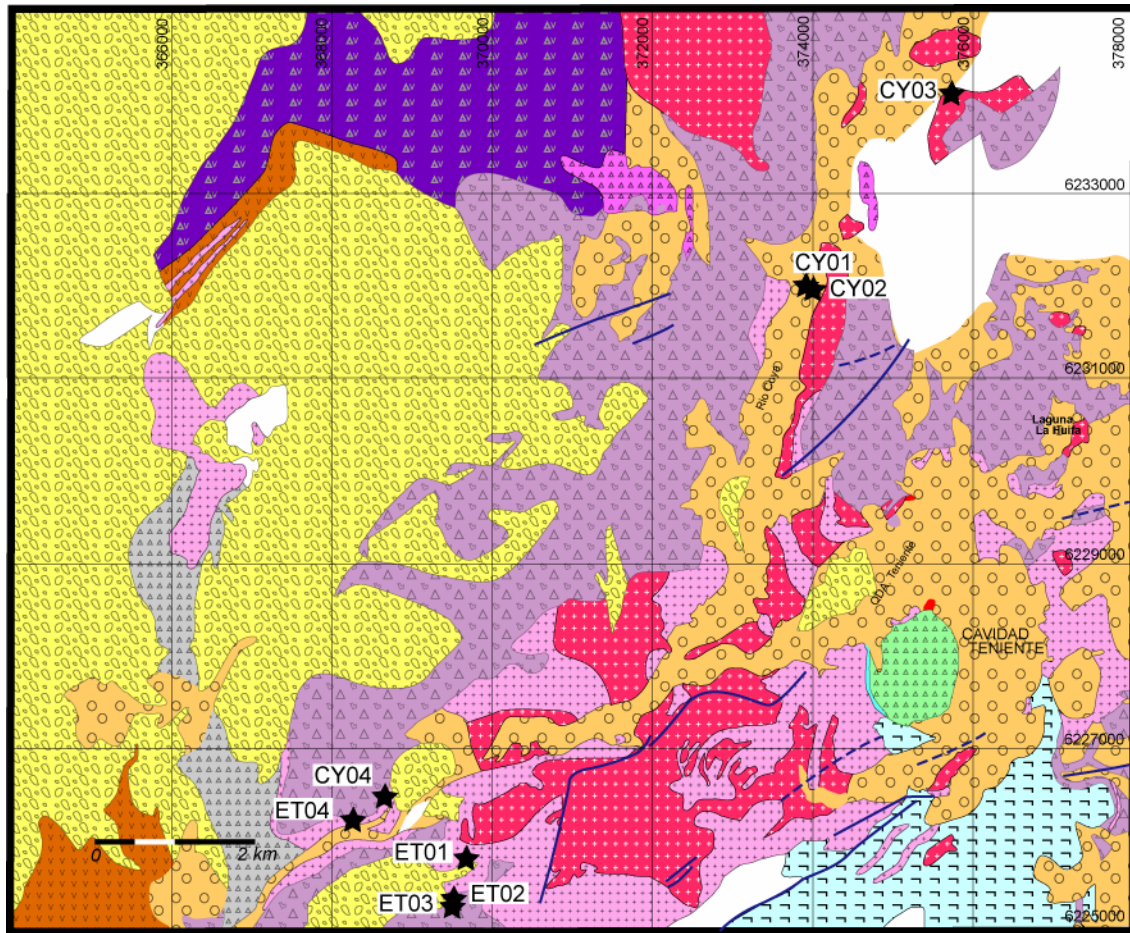


Figura 5.8 (cont.): Localización de los bloques orientados dentro de los diferentes sectores de muestreo. (c) Esmeralda.



**Figura 5.8 (cont.):** Localización de los bloques orientados dentro de los diferentes sectores de muestreo. (d.1) y (d.2) Dacita Teniente.





**DEPOSITOS NO CONSOLIDADOS**

- |                         |  |  |
|-------------------------|--|--|
| <i>Reciente</i>         |  | <b>Formación Colón-Coya</b><br>Relleno Fluvio-Glacial y detritos |
| <i>Plio-Pleistoceno</i> |  | Depósitos de deslizamiento de avalancha volcánica                |

**ROCAS VOLCANICAS Y ESTRATIFICADAS**

- |                |  |   |
|----------------|--|---|
|                |  | <b>Formación Farellones</b><br>Tobas brechizadas cristalino-líticas, con intercalaciones de arenisca, brecha y lava |
| <i>Mioceno</i> |  | Brechas volcánicas y aglomerados con intercalaciones de arenisca y fangolita  |
|                |  | Brechas andesítico-volcánicas con intercalaciones de lava y aglomerados   |
|                |  | Lavas fluidales hematizadas y tobas rojo-café/brecha de detritos  |

**ROCAS INTRUSIVAS**

- |                 |  |   |
|-----------------|--|---|
| <i>Plioceno</i> |  | <b>Pórfido Dacítico Teniente</b><br>/ Diques de latita                                      |
| <i>Mioceno</i>  |  | <b>Stock Sewell</b><br>Diorita, Diorita Porfírica y Pórfido Diorítico de grano medio-grueso |
|                 |  | Pórfido Diorítico de grano fino, Andesita Porfírica y Pórfido Andesítico                    |

**BRECHA**

- |                 |  |  |
|-----------------|--|--|
| <i>Plioceno</i> |  | <b>Brecha Braden</b>   |
| <i>Mioceno</i>  |  | Brecha hidrotermal con matriz de cuarzo, sericita, alunita o turmalina |

**Figura 5.9:** Sitios asociados al muestreo distrital en las proximidades del yacimiento El Teniente. Corresponde predominantemente a rocas volcánicas. Modificado de Superintendencia Geología, CODELCO-CHILE División El Teniente (1997).

### 5.3.2 EVIDENCIAS DE ALTERACION HIDROTERMAL POR SECTOR Y/O SONDAJE

Para el establecimiento de la relación entre los minerales magnéticos y las asociaciones de minerales de alteración hidrotermal reconocidas en el yacimiento, se realizó un estudio petrográfico de las muestras paleomagnéticas, de tal forma que sus resultados puedan sugerir su génesis conjunta y, por ende, la influencia de la superposición de los diferentes fenómenos hidrotermales sobre las propiedades magnéticas de las rocas. En aquellos casos en que su relación a nivel óptico es más compleja, un estudio químico de los minerales de alteración más representativos permite complementar la información existente y, por ende, fundamentar estas interpretaciones de manera cuantitativa. Las descripciones de las muestras asociadas a cada sector, así como la relación propuesta vetilla-alteración hidrotermal pueden ser consultadas en el ANEXO D y E, respectivamente.

#### 5.3.2.1 SECTOR TENIENTE SUB-6

Basado en los antecedentes entregados por la mina, en este sector existen rocas correspondientes al *Pórfido Diorítico-Cuarcífero*, *Brechas Hidrotermales* y *CMET*. Tanto a nivel macroscópico como en corte transparente es difícil establecer una diferencia clara entre estas unidades litológicas, considerando la alteración hidrotermal que presentan.

Aquellas muestras asignadas al *Pórfido Diorítico-Cuarcífero* poseen una textura primaria porfírica, con fenocristales de plagioclasa subhedral-anhedral más grandes y escasos en comparación a otras unidades analizadas en la mina (3-1 mm). Las maclas de este mineral se observan semi-difusas a difusas, con parches grises-amarillentos y reemplazo parcial por *magnetita* fina. Ocasionalmente sólo existen pseudomorfos, producto del reemplazo penetrativo por sericita y cuarzo. También existen evidencias de ferromagnesianos previos, en función de la presencia de texturas sageníticas-clorita. La masa fundamental está completamente reemplazada por biotita y cantidades menores de cuarzo granular-anhidrita. En menor medida aparece *magnetita* gruesa-glomerocúmulos de rutilo y obliteración de la textura previa por un agregado grueso de anhidrita-cuarzo con textura de mosaico. Las vetillas presentes en este sector podrían ser de *tipo 2* y *3*, según análisis de Cannell et al. (2005).

Hacia los bordes de esta unidad, en zonas de contacto con la *Brecha Hidrotermal*, se reconocen ocasionales fragmentos líticos con alteración biotítica (con evidencias de su textura original) y con cuarzo granular-menor *magnetita* fina. Para muestras que, por definición, corresponden a esta unidad, no se reconocieron características que permitan clasificarla como una brecha (similitudes con la litología del *CMET*).

El *CMET* en este sector posee textura primaria porfírica, con fenocristales de plagioclasa euhedrales-subhedrales, difusión moderada de las maclas asociada a parches amarillentos y reemplazos débiles por *magnetita* fina y biotita diseminada. La masa fundamental es un agregado de biotita-*magnetita* gruesa y menor cuarzo-anhidrita intersticial. Ocasionalmente existe calcopirita diseminada y clorita. La intensidad de alteración cuarzo-sericita es menor que la evidenciada por el *Pórfido Diorítico-Cuarcífero*, principalmente asociada con vetillas *tipo 3* (Cannell et al., 2005) y mayor presencia de *magnetita*.

#### 5.3.2.2 SECTOR ESMERALDA

Las litologías muestreadas en este sector corresponden al *Pórfido Diorítico-Cuarcífero*, *CMET* y la *Brecha Marginal*. En contraste con sectores antes descritos, su diferenciación litológica es más marcada, pudiendo establecerse parcialmente las texturas primarias de la roca alterada.

Las muestras del *Pórfido Diorítico-Cuarcífero* son similares a las antes descritas, es decir, presentan textura porfírica, con fenocristales euhedrales-subhedrales de plagioclasa hasta de 4 mm, con bordes carcomidos y alterados a un agregado de sericita-arcillas (pseudomorfos ocasionales). La masa fundamental está recristalizada a un agregado de cuarzo granular-difuso con textura de mosaico y cantidades variables de sericita-anhidrita-sulfuros diseminados (calcopirita-pirita-bornita->galena). En base a la clasificación de Cannell et al. (2005), esta unidad está afectada principalmente por vetillas *tipo 3*.

La *Brecha Marginal* es de naturaleza heterolítica, compuesta principalmente por fragmentos líticos redondeados-angulosos, con evidencias de alteración cuarzo-sericita, escasamente porfíricos con pseudomorfos de plagioclasa; y fragmentos de cuarzo mono-policristalino. La matriz



corresponde a polvo de roca (fragmentos menores a 10 micrones), con anhidrita intersticial y calcopirita-esfalerita diseminada. En forma puntual se observan trazas de hematita acicular en asociación con crisocola y arcillas.

Para el *CMET* los fenocristales de *plagioclasa* son subhedrales, con macla muy difusa. En aquellos cristales con menor evidencia de alteración biotítica, se reconoce la presencia de parches amarillentos y reemplazos por *magnetita* fina en cúmulos o diseminada. Cuando la biotitización y alteración cuarzo-sericita son intensas, la plagioclasa se observa completamente obliterada. La masa fundamental es un agregado de biotita fina penetrativa-menor cuarzo difuso, con escasa anhidrita intersticial o que rodea cúmulos de *magnetita*. Puede presentar reemplazos por cuarzo granular y/o en mosaico, o bien, por la asociación cuarzo difuso+anhidrita+*magnetita* cristalina euhedral-subhedral+>clorita-turmalina. Teniendo en cuenta que existe un predominio del halo fílico-silíceo para las vetillas que afectan esta litología, posiblemente se clasifiquen como *tipo 2* y *3* (Cannell et al., 2005), a las que se superponen vetillas *tipo 4* (Cannell et al., 2005).

#### 5.3.2.3 SECTOR REGIMIENTO

Una de las particularidades de este sector es que todas las muestras fueron obtenidas desde el *CMET*, el que registra diferentes asociaciones de minerales de alteración y vetillas de composición heterogénea que se cortan entre sí.

La textura porfírica de la roca está parcialmente obliterada, siendo posible reconocer los fenocristales cuando existe un predominio de biotita como mineral de alteración. La plagioclasa evidencia los típicos parches amarillentos y maclas semi-difusas antes descritas para esta unidad. Cuando la alteración hidrotermal es penetrativa (biotítica intensa o filica), se presenta desgarrada y muy difusa, con menor reemplazo por cuarzo y *magnetita* euhedral fina.

Las características de la masa fundamental dependen de la muestra, correspondiendo a un agregado de biotita anaranjada-menor *cuarzo*-anhidrita en intersticios y cantidades variables de *magnetita* gruesa (0.1-0.5 mm), aumentando su cantidad en base a las evidencias del reemplazo de biotita por turmalina, y desapareciendo en cercanía de halos fílicos de vetillas. Sobreimpuesta a la biotitización previamente descrita, ocurre la asociación cuarzo difuso o semigranular-turmalina-clorita-*magnetita*-menor anhidrita, o bien, de cuarzo-sericita, reconociéndose en ambos casos la

presencia ocasional de biotita decolorada. El número y tipificación de vetillas en este sector es amplia, dado el desarrollo de *stockworks* (tipo 2, 3 y 4; Cannell et al., 2005).

#### 5.3.2.4 SECTOR DACITA TENIENTE

Para este sector, el *CMET* se presenta como una roca porfírica con alteración biotítica y/o fílica intensa dependiendo de la cercanía a la *Dacita Teniente*. Cuando la textura primaria es aún distinguible, existen fenocristales de plagioclasa subhedrales, parcialmente reemplazados u obliterados por sericita-caolinita. La masa fundamental corresponde a un agregado granular de biotita gruesa café oscura-cuarzo granular-calcopirita entrecrecida con menor bornita y anhidrita, gradando a la asociación cuarzo en mosaico-anhidrita-sericita-rutilo. La vetillas de cuarzo-anhidrita y calcopirita-pirita evidencian halos predominantemente sericítico-silíceos, lo que permite clasificarlas como *tipo 3*, según el esquema de Cannell et al. (2005). Si bien aquellas muestras de la *Brecha Hidrotermal* no se diferencian mayormente del *CMET*, ocasionalmente se reconocen fragmentos porfíricos biotitizados de vagos bordes de contacto.

El *Pórfido Dacítico Teniente* posee textura porfírica gruesa, fenocristales de plagioclasa y biotita euhedrales-subhedrales parcialmente sericitizados y cloritizados, dentro de una masa fundamental recrystalizada a un agregado de cuarzo granular y en mosaico-anhidrita-menor rutilo con calcopirita y pirita diseminada. Presenta vetillas de cuarzo delgadas y de cuarzo-anhidrita más gruesas.

#### 5.3.2.5 SONDAJES CMET

➤ *DDH-1830: Entre 152.7-176.6 m* (Gabro menos alterado, Faúndez et al., 2002)

Presenta fenocristales de *plagioclasa* subhedrales con macla semi-difusa, parches amarillentos, y un reemplazo débil-parcial por biotita-*magnetita* fina. La masa fundamental corresponde a un agregado de biotita amarillenta con reemplazos variables de clorita-*magnetita* gruesa y escasa anhidrita. Ocasionalmente se observa cuarzo granular recrystalizado y vetillas de clorita-anhidrita-calcopirita a las que se puede relacionar un halo propilítico.

➤ *DDH-2450: Entre 38.7-62.2 m*

En este sondaje, la plagioclasa presenta reemplazos de intensidad variable por **magnetita**-cuarzo, asociado con parches difusos color amarillo. En la masa fundamental se reconoce la asociación biotita-**magnetita** gruesa, ocasional cuarzo difuso-**magnetita** fina y microlitones de plagioclasa recristalizados. En general, a medida que aumenta la proporción de calcopirita-bornita disminuye la **magnetita**.

➤ *DDH-2480: Entre 73.05-84.5 m*

Su textura primaria es similar a la anterior. La masa fundamental está compuesta por biotita oscura, cuarzo difuso y menor anhidrita, con calcopirita en cúmulos y/o diseminada. Ocasionalmente, en los cortes se observan zonas más difusas correspondientes a cuarzo-**magnetita** fina, probablemente previa a la asociación mineralógica antes descrita, ya que se reconoce en sus intersticios.

➤ *SG-184: Entre 37.35-69.15 m y 123.3-222.45 m*

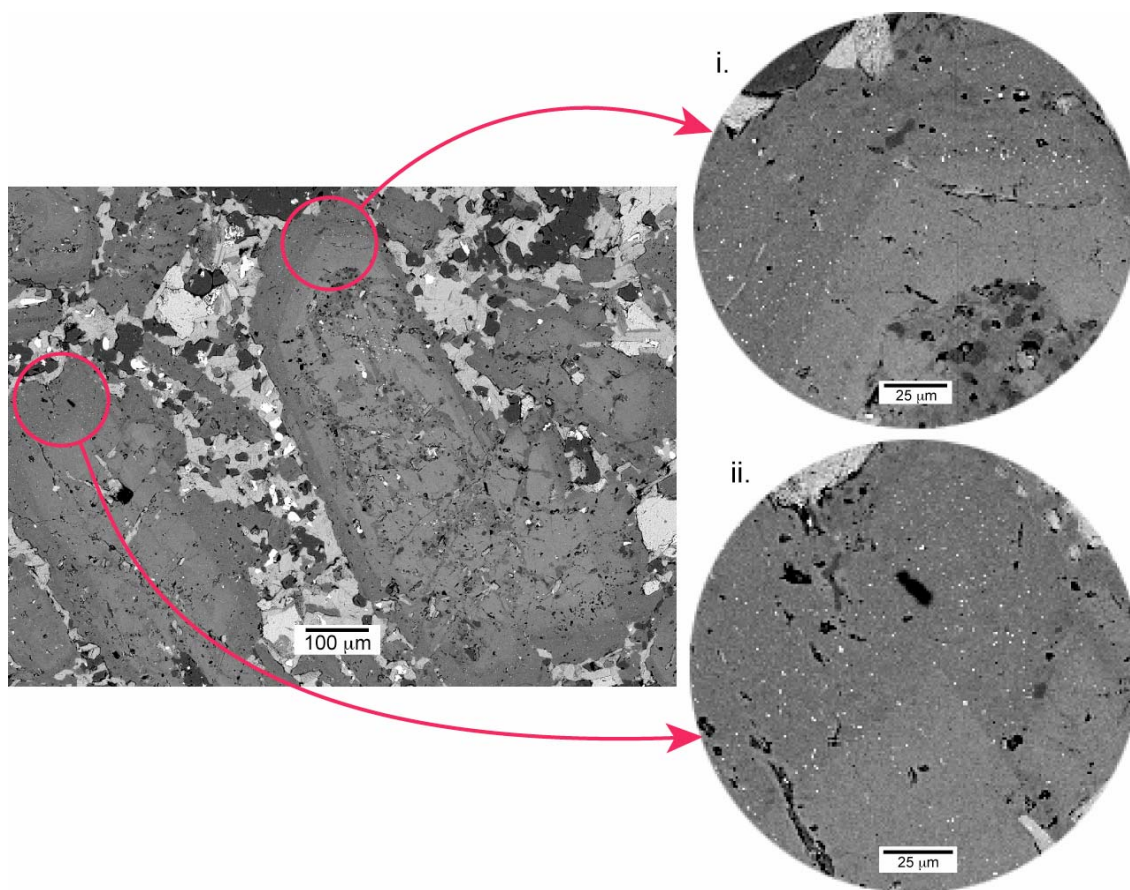
Estas muestras se caracterizan por la presencia generalizada de plagioclasa con reemplazos por **magnetita** fina y/o por el predominio de agregados de cuarzo-**magnetita** en la masa fundamental respecto a la asociación biotita con evidencias de menor cloritización, cuarzo y **magnetita** gruesa accesoria. Las vetillas dominantes están formadas por cuarzo-anhidrita-sulfuros (calcopirita-bornita ±molibdenita±digenita).

## 5.4 ASOCIACIONES DE ALTERACION HIDROTERMAL VERSUS MINERALOGIA MAGNETICA

### 5.4.1 FAMILIA I: MAGNETITA FINA (en plagioclasa-con cuarzo en masa fundamental-con cuarzo en vetillas)

#### EVIDENCIAS OPTICAS

Sus características distintivas a nivel de corte transparente son la forma, predominantemente cúbica-dodecaédrica, su tamaño, color gris a gris café e isotropía a luz reflejada. Esta *magnetita*, es, en general, euhedral-subhedral, con tamaños entre <1-15  $\mu\text{m}$ , siendo, eventualmente, menor al rango indicado (fig. 5.10). Se reconoce predominantemente en las muestras de los sectores *Teniente Sub-6* y *Regimiento* (Pórfido Diorítico-Cuarcífero y CMET), así como en los sondajes DDH-1830 y SG-184, donde las evidencias de alteración hidrotermal filica son ausentes-moderadas.

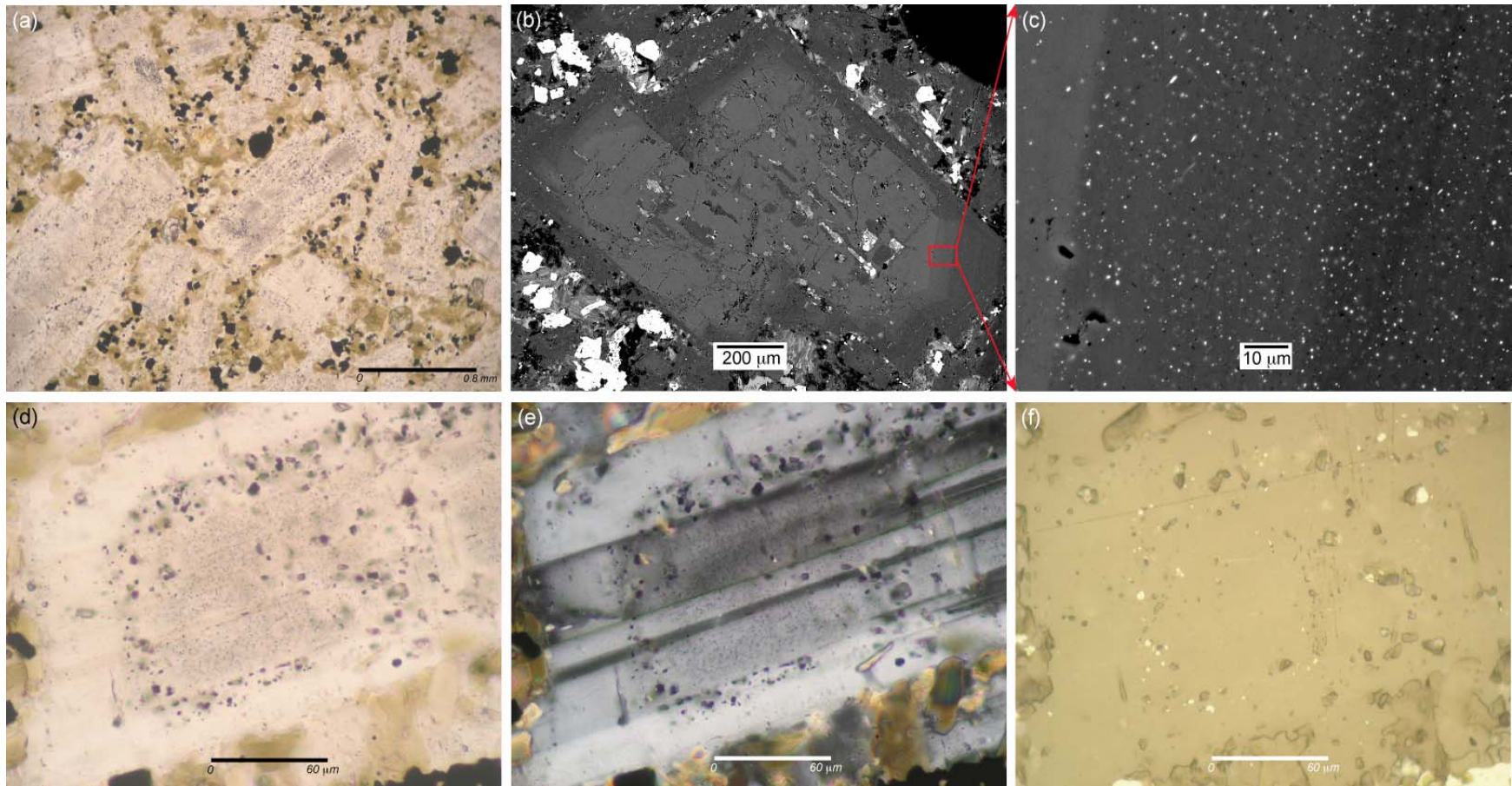


**Figura 5.10:** Imagen BSEM correspondiente a magnetita fina (0.1-1  $\mu\text{m}$ ) asociada a zonación en plagioclasa. En microscopio óptico, este tipo de magnetita casi no es detectado. Hacia el centro del cristal se observa magnetita en parches. Muestra ETM-1602B.

Este tipo de magnetita se reconoce en relación a dos asociaciones mineralógicas distintas:

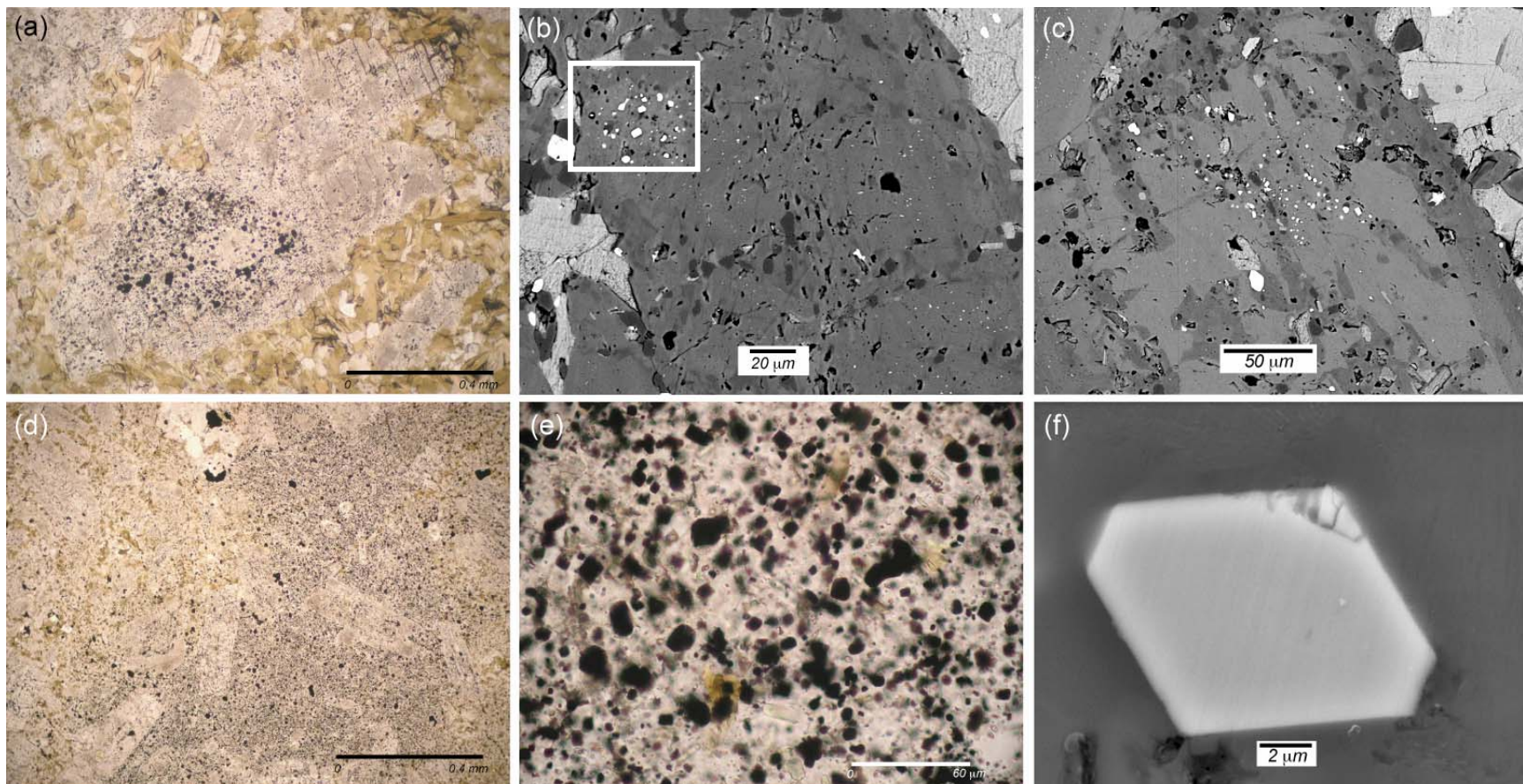
(1) *Magnetita fina como inclusiones y/o reemplazo en plagioclasa (TIPO Ia)*. Corresponde a un reemplazo selectivo-penetrativo heterogéneo de *plagioclasa* por *magnetita*, asociado a un oscurecimiento por “parches” a luz transmitida y “blanqueamiento” en imágenes electrónicas retrodispersadas (BSEM). Ocasionalmente, aunque las observaciones microscópicas no permiten identificar estas evidencias en los fenocristales de *plagioclasa*, a mayor resolución (microscopio electrónico) se reconocen inclusiones de *magnetita* muy fina ( $\leq 1 \mu\text{m}$ ), cuya presencia sigue los patrones de clivajes y zonación del cristal huésped (Fig. 5.11 y 5.12.a, b y c).

(2) *Asociación magnetita-cuarzo ó magnetita-cuarzo-sericita (TIPO Ib)*. *Magnetita* principalmente euhedral, entre 1-10  $\mu\text{m}$ , que puede presentarse con *cuarzo* reemplazando la masa fundamental de la roca huésped, con textura semi-difusa distintiva relacionada a recristalización. Este *cuarzo* posee extinción ondulosa, bordes predominantemente lobulados y, en ocasiones, textura de mosaico (Fig. 5.12.d, e y f). La asociación *magnetita* fina-*cuarzo* $\pm$ *sericita* ocurre como relleno de vetillas sinuosas, discontinuas y de bordes irregulares, con escasa presencia de inclusiones fluidas de vapor+gas, que pueden cortar vetillas mineralizadas con *cuarzo-anhidrita-turmalina* y sulfuros (fig. 5.13.a y b). Ligado a estas vetillas, en el halo de alteración correspondiente existe un reemplazo penetrativo de *plagioclasa* por *magnetita*+*sericita*, dando origen a pseudomorfos tabulares, de bordes irregulares, que tienden a disminuir a medida que aumenta la distancia a la vetilla (Fig. 5.13.c, d, e y f).



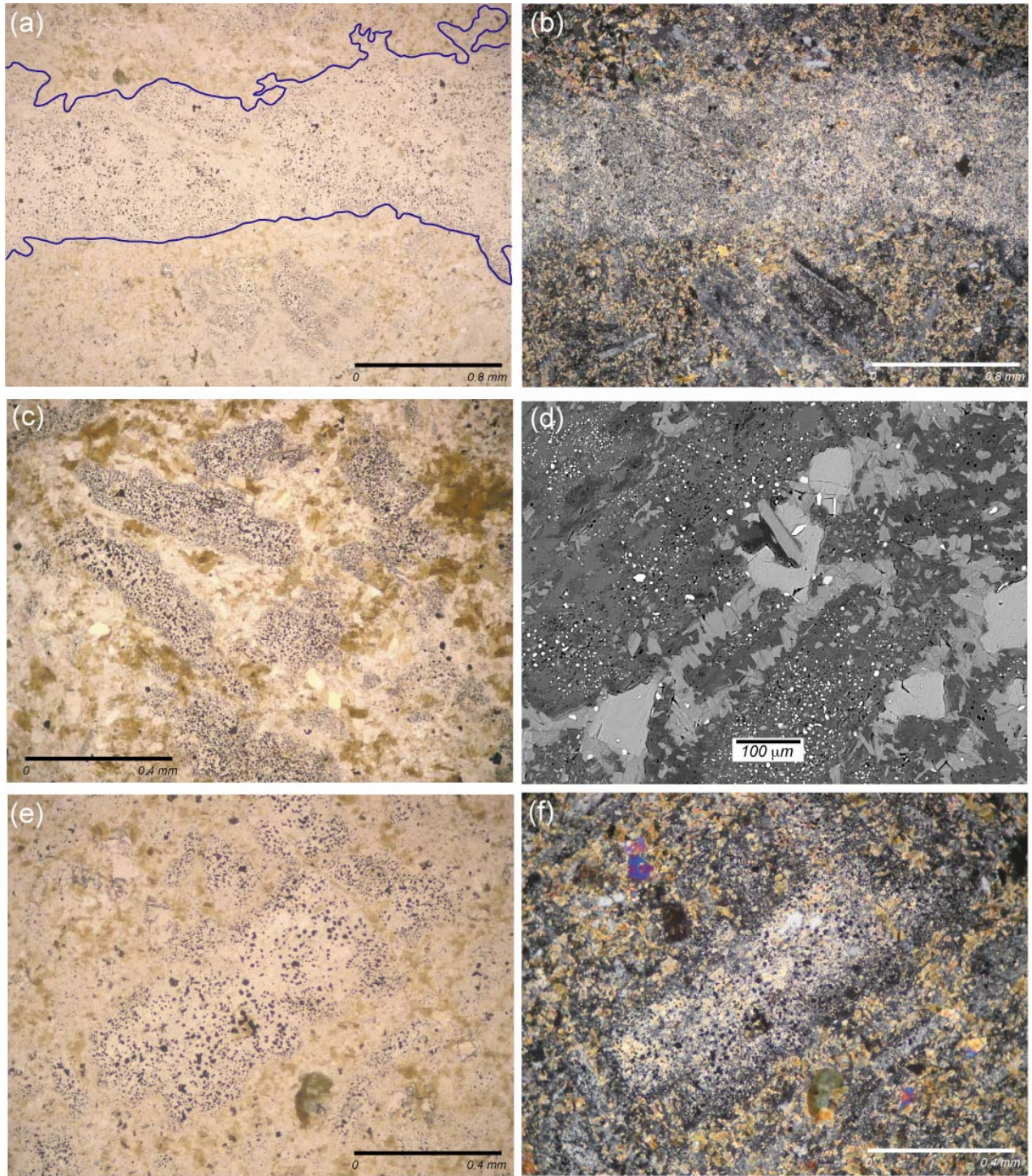
**Figura 5.11:** Evidencias ópticas de la presencia de magnetita fina en plagioclasa. (a) Fenocristales con reemplazo débil a parcial por magnetita (*ETM-1601A*). (b) Plagioclasa con zonación bien definida y alteración débil en parches por magnetita que a mayor aumento (c) posee magnetita aún más pequeña que sigue de forma selectiva el patrón composicional del cristal (*DDH1830-1527*). Imagen de detalle en cristal de plagioclasa con evidencias de la alteración por magnetita fina en una banda de zonación y de manera heterogénea en otro sector del cristal. (d) a nícoles paralelos. (e) nícoles cruzados y (f) luz reflejada (*ETM-1201A*). (a), (d), (e) y (f): Microfotografías obtenidas por microscopio óptico. (b) y (c) Fotografías BSEM.





**Figura 5.12:** Evidencias ópticas de la presencia de magnetita fina en plagioclasa. (a) Fenocristal con evidencias de reemplazo parcial por magnetita (SG184-45.5). (b) Parche de magnetita fina que involucra cambios en la coloración de la plagioclasa (ETM1201A). (c) Similar al anterior, pero con un patrón menos definido (ETM-1601A). (d) Reemplazo de la masa fundamental por magnetita+cuarzo, donde se observa la diferencia entre una zona con magnetita y una sin magnetita (SG184-171.0). (e) Imagen de detalle en zona con magnetita (ETM-0302) y (f) Magnetita fina y euhedral relacionada a este tipo de reemplazo (ETM-0302).





**Figura 5.13:** Asociación cuarzo+sericita+magnetita. (a) Vetilla de bordes irregulares donde se observa la asociación mencionada (ETR2901A). (b) a nícoles cruzados, donde se reconoce claramente la sericita (ETR2901A). En relación al halo de alteración para este tipo de vetillas, en (c) se observan pseudomorfos de plagioclasa parcial a totalmente reemplazados por magnetita (ET2247). (d) Plagioclasas con reemplazo penetrativo de magnetita, cuyas características son intermedias entre la textura de alteración aquí ilustrada y la textura de aquella magnetita en parches mostrada en las figuras 5.10 y 5.11. (ETM1501A). (e) Plagioclasa con reemplazo total por un agregado de cuarzo-sericita-magnetita con difusión de los bordes del mineral huésped (ETR2901A). (f) El mismo cristal, pero a nícoles cruzados. (a), (b), (c), (e) y (f), microscopio óptico. (c), microfotografía BSEM.

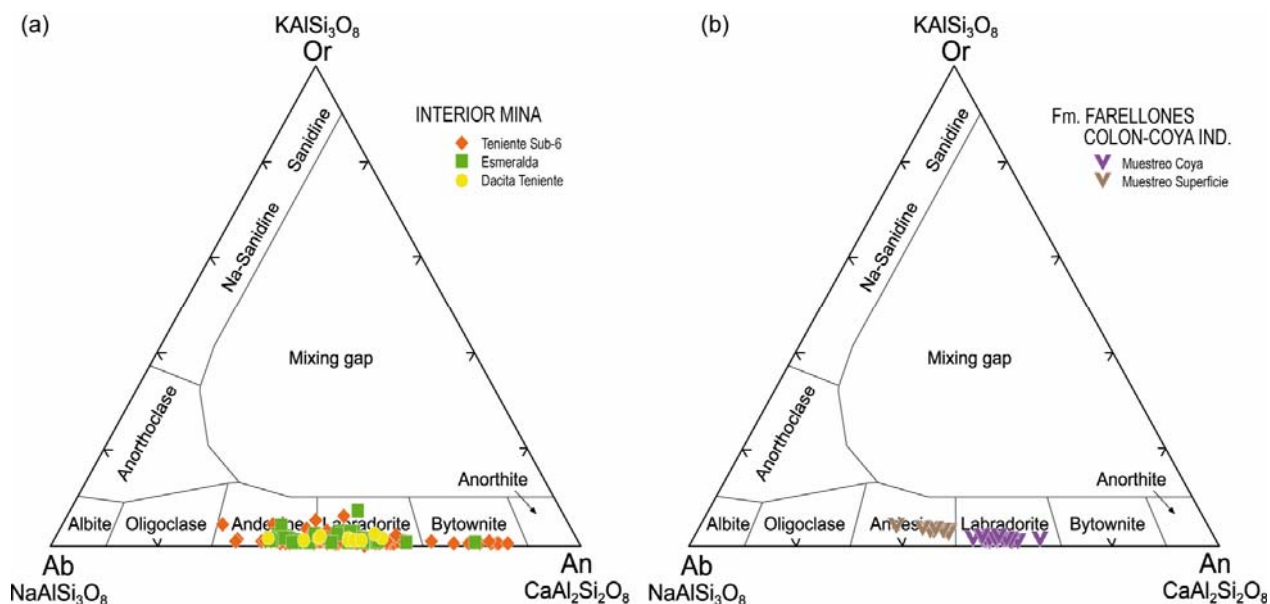
## COMPOSICION QUIMICA DE LAS PLAGIOCLASAS

Para corroborar y/o sugerir cuál es la relación desde el punto de vista genético para una asociación mineralógica de alteración con una determinada familia de minerales magnéticos, se realizó un estudio químico-textural detallado de las *plagioclasas* pertenecientes a las unidades del yacimiento muestreadas, lo que permite entender cuál es el efecto que produce el fenómeno hidrotermal identificado sobre la movilidad catiónica del  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  en comparación a una roca similar, pero no alterada. La figura 5.14 ilustra los diagramas ternarios de composición para feldspatos asociados al muestreo denominado *Interior Mina* (roca huésped de la mineralización: sectores Teniente Sub-6, Dacita Teniente y Esmeralda) y para el *Complejo Volcánico El Teniente* (Fm. Farellones-Colón-Coya indiferenciadas: roca fresca), correspondientes a este trabajo. Se excluyó de este estudio el sector *Regimiento*, dado el grado de obliteración por alteración de las plagioclasas.

Las plagioclasas analizadas presentan contenidos de *albita* ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) y *anortita* ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) entre *bitownita* a *andesina* ( $\text{An}_{85}$ - $\text{An}_{40}$ ), concentrándose en el intervalo de la *labradorita-andesina* ( $\text{An}_{65}$ - $\text{An}_{45}$ , Fig. 5.13.a). Para el sondaje *DDH-1830*, con menores evidencias de alteración que en las muestras anteriores, indican el predominio de plagioclasa tipo *labradorita* ( $\text{An}_{60}$ - $\text{An}_{50}$ ). Es importante mencionar también la diferencia entre los intervalos composicionales asociados a cada sector, las que se pueden atribuir a la heterogeneidad intrínseca de la roca de caja o a las diferencias texturales asociadas al mineral analizado. Los resultados correspondientes a rocas volcánicas sin evidencias de alteración (*Complejo Volcánico El Teniente*) se distribuyen de forma bimodal, bastante más homogéneos que en el caso de rocas alteradas, ya que las composiciones del muestreo *Coya* caen dentro del campo de la *labradorita* ( $\text{An}_{65}$ - $\text{An}_{50}$ ), mientras que aquellas obtenidas a partir del muestreo *Superficie* se ubican predominantemente en el campo de la *Andesina* ( $\text{An}_{36}$ - $\text{An}_{45}$ , Fig. 5.14.b).

Las composiciones obtenidas en este estudio para *plagioclasas* del CMET alterado son comparables con aquellos indicados por Skewes et al. (1999) y Burgos (2002) para *plagioclasas* de intrusivos máficos menos alterados dentro de la mina (Fig. 5.15.a). En relación a los análisis del *Complejo Volcánico El Teniente* presentan una superposición parcial, lo que se explica en base a su amplio intervalo composicional (Fig. 5.15.b).

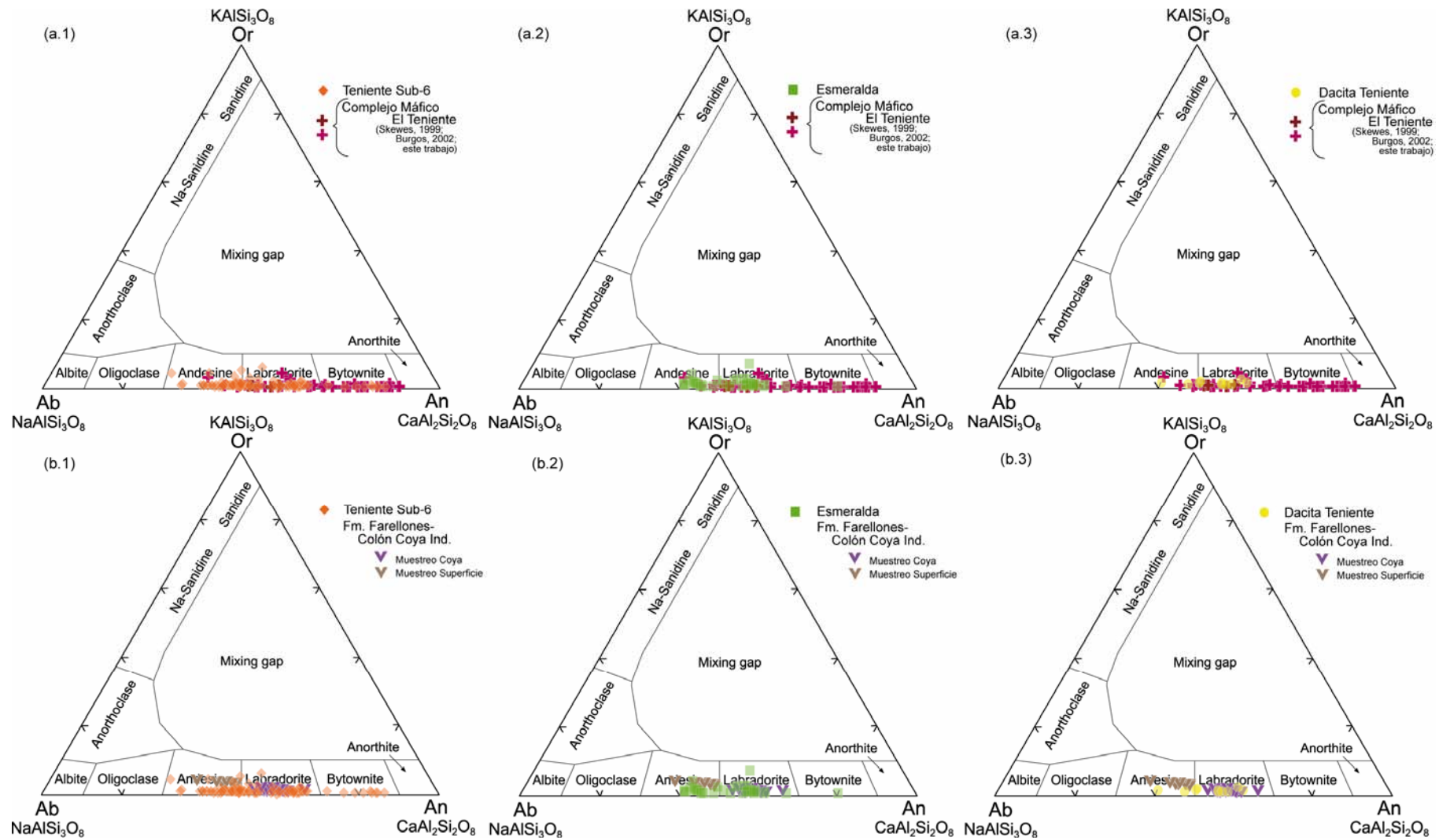




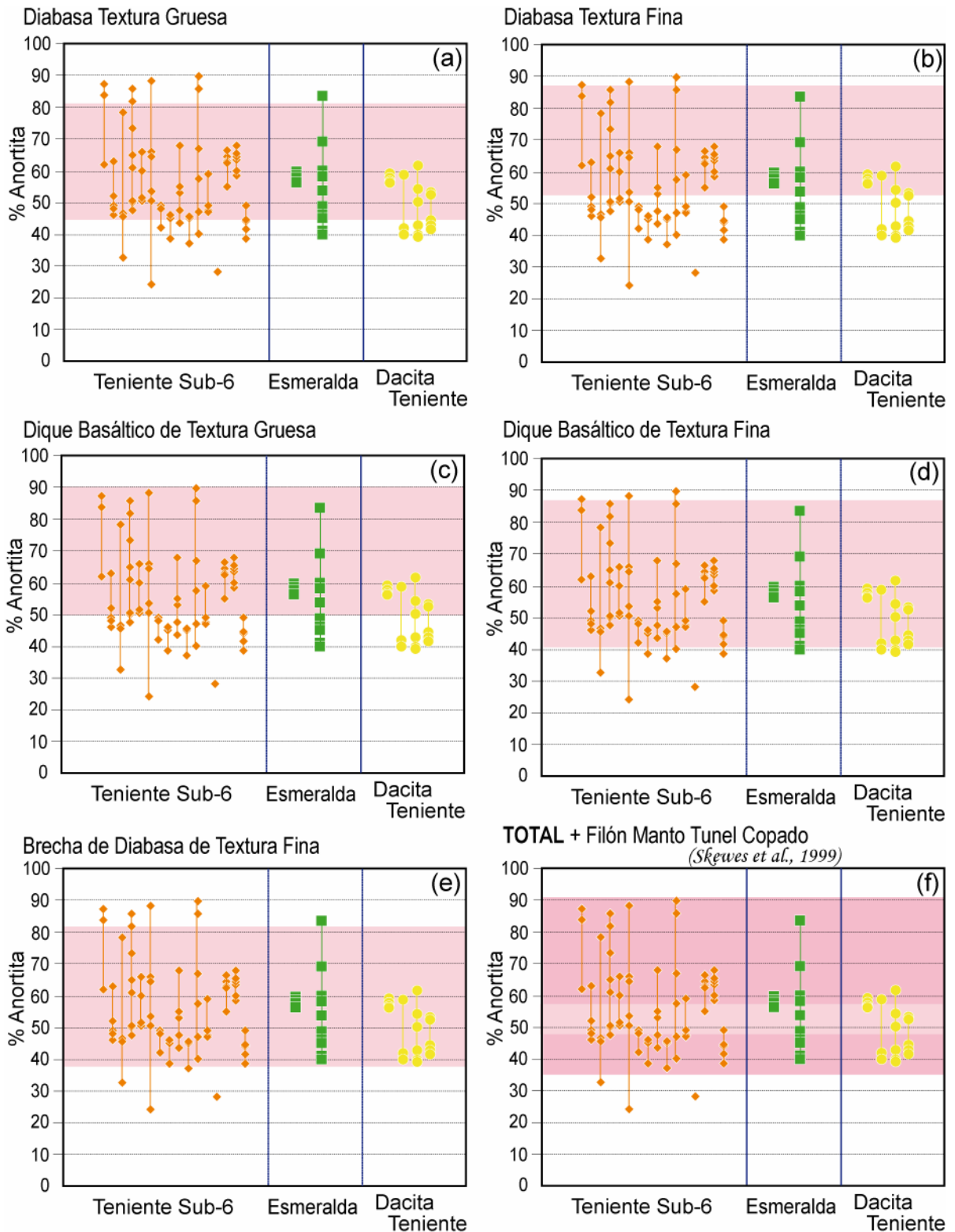
**Figura 5.14:** Gráficos composicionales ternarios para feldspatos, en los que se ilustran los resultados de plagioclasas asociados a este trabajo. (a) Muestreo Interior Mina, correspondiente a rocas con alteración hidrotermal (Teniente Sub-6, Esmeralda, Dacita Teniente). (b) Rocas encajantes menos alteradas (Complejo Volcánico El Teniente).

Existe un patrón de zonación predominantemente normal y, en menor medida, oscilatorio para las plagioclasas estudiadas, respaldado tanto cuantitativa como cualitativamente (por medio de microsonda y variaciones en la escala de grises intercaladas identificadas en imágenes BSEM de este mineral, respectivamente). Considerando lo anterior, se puede realizar la comparación de los análisis realizados para una mismo cristal de plagioclasa representativos de rocas alteradas respecto a aquellos señalados por Burgos (2002) para plagioclasas zonadas del *CMET* (Fig. 5.16). Estos resultados revelan una notoria coincidencia entre el intervalo composicional definido por las plagioclasas zonadas del muestreo *Interior Mina* respecto a una roca huésped tipo *Diabasa Textura Gruesa* y *Dique Basáltico de Textura Fina*. Para la *Diabasa de Textura Fina*, *Diques Basálticos de Textura Gruesa* y *Brecha de Diabasa Textura Gruesa*, los contenidos de anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ) en plagioclasa son menores que los esperados hacia los bordes de los cristales.

Respecto a la distribución en plagioclasa de los cationes componentes, los diagrama  $\text{Na}^+$  versus  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig. 5.17.a) y  $\text{Si}^{4+}$  versus  $\text{Al}^{3+}$  (Fig. 5.17.b) poseen una fuerte correlación negativa, siendo la concentración de estos elementos menor que en rocas más alteradas. Aunque esta tendencia podría ser producto de sustitución acoplada vinculada a zonaciones, el proceso que controla la formación de “textura de parches” es similar ( $\text{Si}+\text{Na} \Leftrightarrow \text{Al}+\text{Ca}$ ).



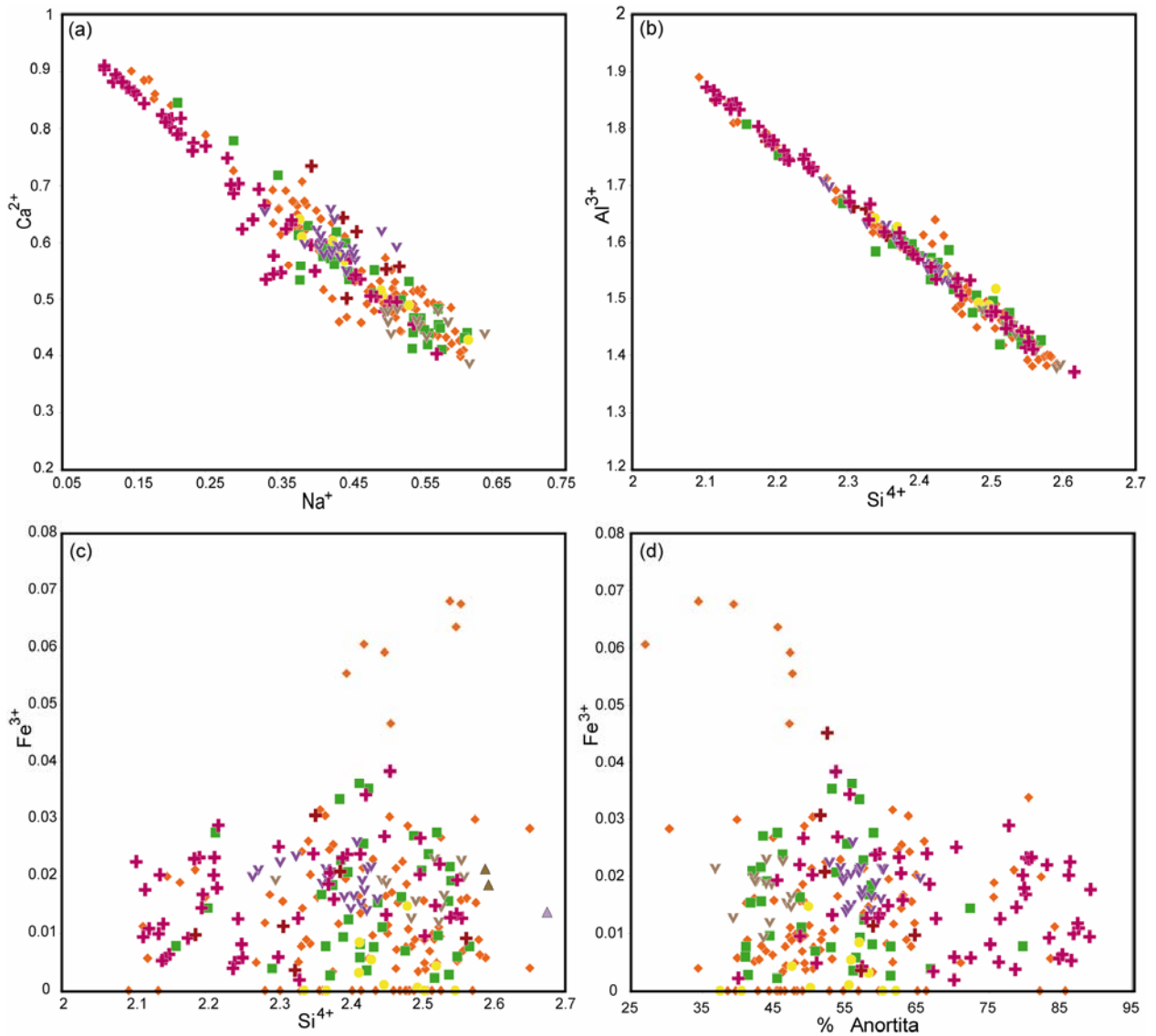
**Figura 5.15:** Superposición de los resultados asociados a plagioclasas correspondiente a rocas alteradas versus roca huésped. (a) Caso CMET menos alterado y (b) Caso Fm. Farellones-Colón Coya indiferenciado.



**Figura 5.16:** Porcentajes de anortita en plagioclasas zonadas y/o con parches en los sectores de muestreo. Cada cristal corresponde a una línea y los intervalos en rosado fueron definidos para la roca de caja en base a Burgos (2002). (a) Diabasa textura gruesa. (b) Diabasa textura fina. (c) Diques basálticos de textura gruesa. (d) Diques basálticos de textura fina. (e) Brecha de diabasa textura gruesa. (f) Filón manto Tunel Copado.



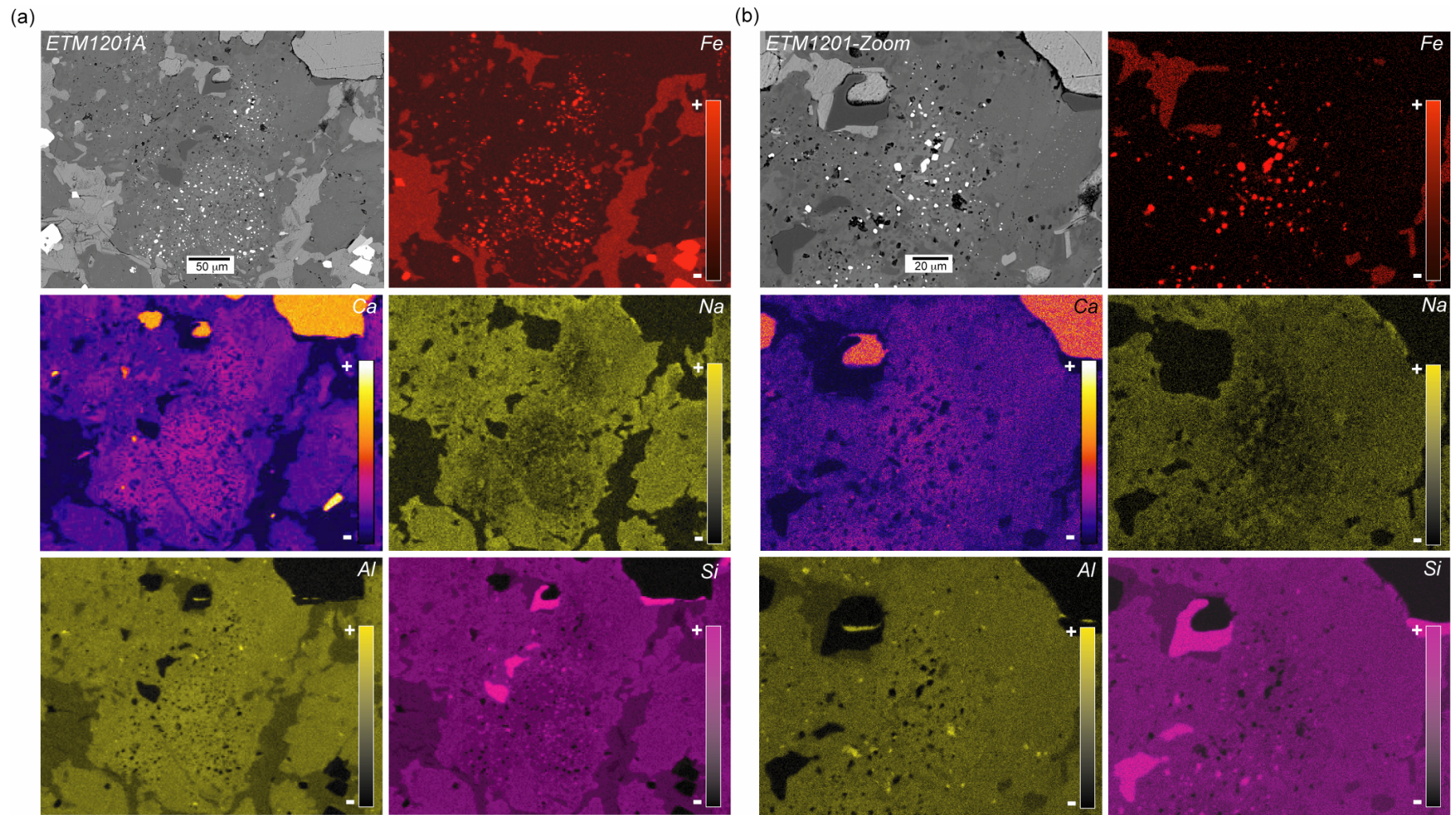
No ocurre lo mismo para  $\text{Si}^{4+}$  versus % anortita y  $\text{Si}^{4+}$  versus  $\text{Fe}^{3+}$  (Fig. 5.17.c y d), ya que la fuerte dispersión que ambos gráficos presentan no permite establecer tendencias, como en el caso de plagioclasas en roca fresca (Karsli et al., 2004; entre otros). Eventualmente los valores calculados para  $\text{Fe}^{3+}$  en plagioclasa podrían relacionarse a las microinclusiones de magnetita identificadas en el análisis petrográfico previo.



**Figura 5.17:** Gráficos de composición molecular para plagioclasas del yacimiento y rocas volcánicas adyacentes, que ilustran los mecanismos de sustitución de (a)  $\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Na}^+$ , (b)  $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$  y (c)  $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$ . (d) % Anortita versus  $\text{Fe}^{3+}$ , mostrando la relación de este catión con la presencia de este mineral dentro de la solución sólida. En (a) y (b) se esbozan las diferentes tendencias señaladas en el texto.

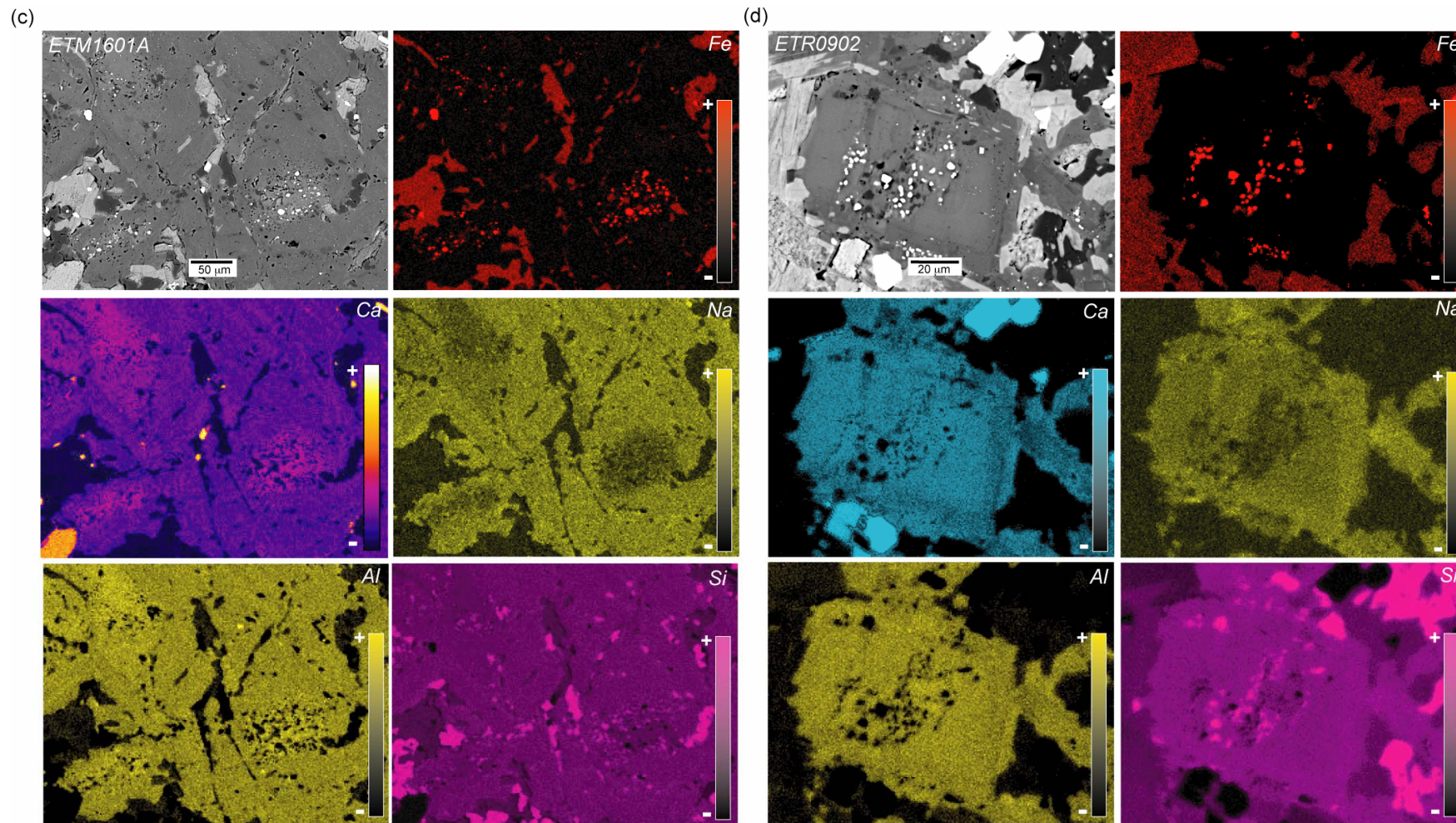
Considerando las evidencias de variaciones composicionales presentadas para las plagioclasas en estudio, se realizaron mapas de concentración de elementos con el fin de caracterizar cualitativamente la distribución catiónica dentro de estos minerales y definir la relación con patrones de zonación y/o alteración hidrotermal. Los resultados indican que, en general, la ocurrencia de parches de magnetita está ligada a un aumento relativo de  $\text{Ca}^{2+}$  y menor  $\text{Al}^{3+}$ , así como una depresión de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Si}^{4+}$ , en respuesta a los mecanismos de sustitución catiónica antes mencionados (Fig. 5.18). Se excluye de estos mapas el catión  $\text{K}^+$ , dada su baja concentración en los cristales analizados. Aunque estas diferencias pueden visualizarse en las microfotografías BSEM (contraste de grises) cuando la magnetita es menor a  $1\ \mu\text{m}$  la decoloración no es evidente.

La sectorización composicional irregular en plagioclasas con evidencias de magnetita en parches es corroborada por los mapas de distribución de albita y anortita obtenidos a partir de los resultados de microsonda, si bien conservan en parte un patrón normal de zonación (Fig. 5.19 y tabla 5.3). Eventualmente la biotitización débil-moderada presente en algunos cristales podría modificar en parte las conclusiones antes expuestas.



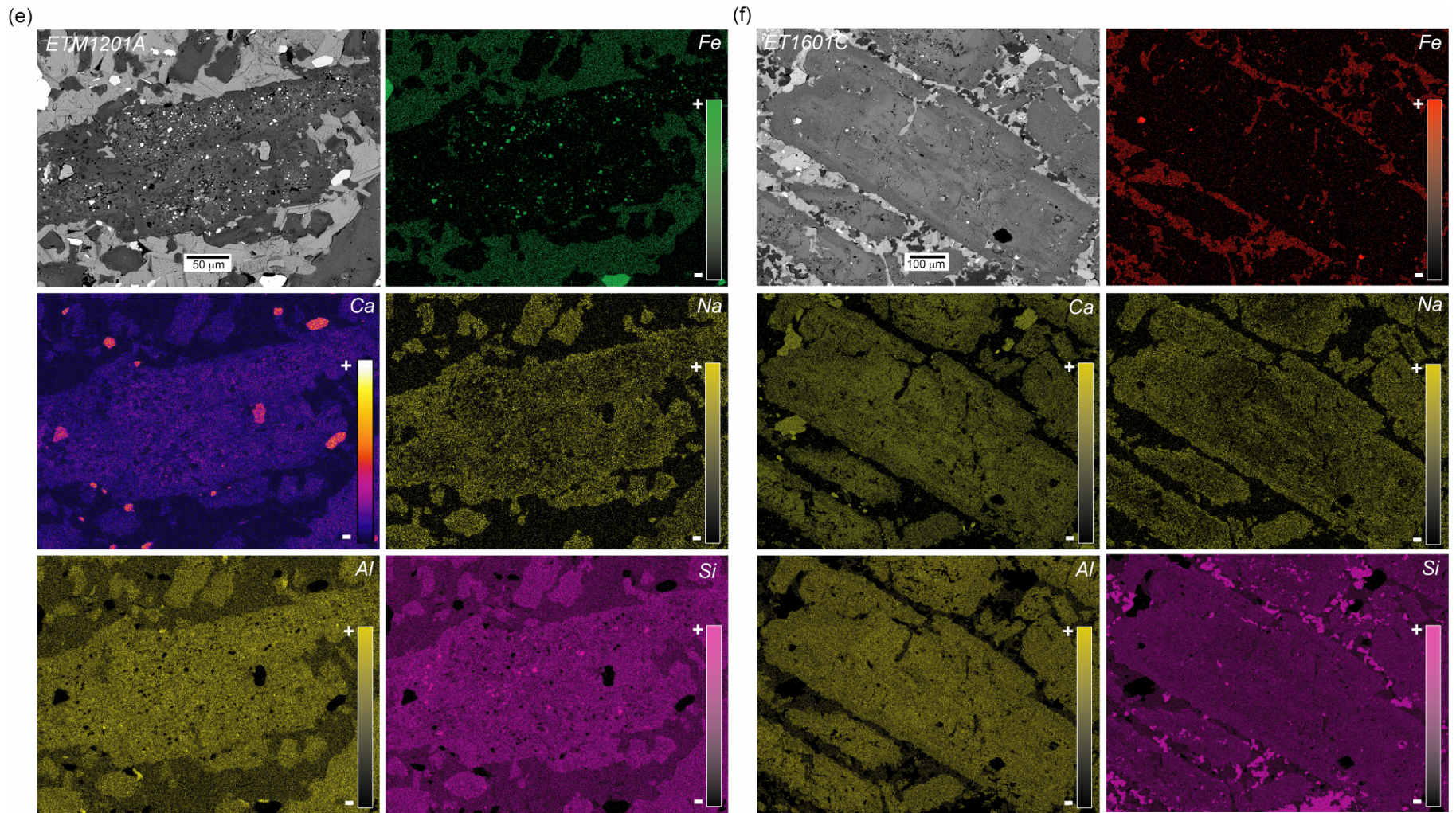
**Figura 5.18:** Mapeos de elementos para plagioclasas alteradas. Sólo se considera la distribución de aquellos cationes con relevancia en el análisis (*ver texto*), donde la escala de colores indica su concentración relativa.





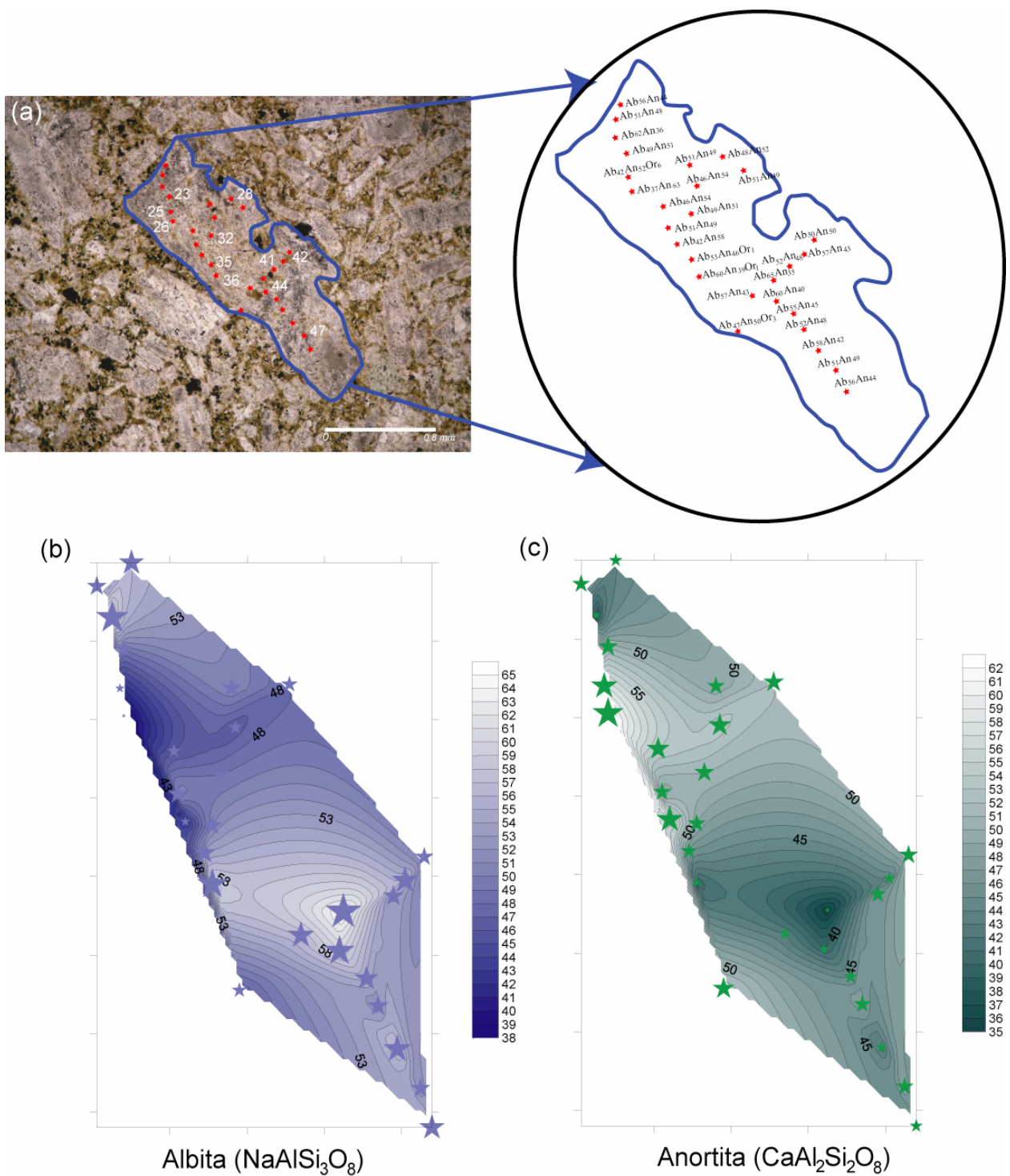
*Figura 5.18: (cont.)* Mapeos de elementos para plagioclasas alteradas.





*Figura 5.18: (cont.)* Mapeos de elementos para plagioclasas alteradas.





**Figura 5.19:** Mapeo de concentraciones de albita ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) y anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ). (a) La microfotografía a nículos paralelos muestra la plagioclasa analizada, donde en el zoom se ubican los valores An-Ab obtenidos. Los mapas (c) y (d) donde se observa la distribución de Ab-An respectivamente, fueron obtenidos por el programa SURFER 8 respecto al algoritmo del vecino más cercano (ETM1101A).



**Tabla 5.3:** Análisis seleccionados de plagioclasas asociados al mapeo de distribución mostrado en la figura 5.19.

Análisis N°	<u>8</u>	<u>33</u>	<u>57</u>	<u>73</u>	<u>80</u>	<u>93</u>	<u>100</u>	<u>118</u>	<u>132</u>	<u>138</u>	<u>151</u>
<i>% Oxido</i>											
SiO <sub>2</sub>	53.25	49.74	48.36	56.53	55.70	52.32	52.99	50.24	52.01	55.66	46.48
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.09	0.09	0.06	0.08	0.07	0.13	0.14	0.13	0.81	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.71	30.36	30.39	25.89	27.85	29.73	28.81	29.94	30.22	26.98	33.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.26	0.45	0.00	1.99	0.11	0.74	0.39	0.00	0.23	0.81	0.22
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
CaO	11.15	13.53	13.67	8.23	10.35	12.80	12.12	12.86	12.57	9.60	16.99
Na <sub>2</sub> O	5.70	4.13	3.95	6.90	5.79	4.15	4.86	4.23	4.30	6.26	2.34
K <sub>2</sub> O	<u>0.07</u>	<u>0.06</u>	<u>0.17</u>	<u>0.19</u>	<u>0.11</u>	<u>0.06</u>	<u>0.13</u>	<u>0.20</u>	<u>0.14</u>	<u>0.16</u>	<u>0.06</u>
<b>TOTAL</b>	<b>98.56</b>	<b>98.37</b>	<b>96.77</b>	<b>99.76</b>	<b>99.98</b>	<b>99.87</b>	<b>99.44</b>	<b>97.76</b>	<b>99.61</b>	<b>99.45</b>	<b>99.20</b>
<i>Fórmula estructural en base a 8 oxígenos</i>											
Si <sup>4+</sup>	2.45	2.31	2.22	2.55	2.51	2.38	2.42	2.33	2.37	2.52	2.15
Ti <sup>4+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>3+</sup>	1.49	1.64	1.67	1.38	1.48	1.59	1.55	1.63	1.62	1.43	1.80
Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.01	0.00	0.07	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01
Mn <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg <sup>2+</sup>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca <sup>2+</sup>	0.50	0.67	0.69	0.40	0.50	0.62	0.58	0.64	0.61	0.46	0.84
Na <sup>+</sup>	0.54	0.37	0.36	0.61	0.51	0.37	0.43	0.37	0.38	0.55	0.21
K <sup>+</sup>	<u>0.01</u>	<u>0.00</u>	<u>0.01</u>	<u>0.01</u>	<u>0.01</u>	<u>0.00</u>	<u>0.01</u>	<u>0.01</u>	<u>0.01</u>	<u>0.01</u>	<u>0.00</u>
<b>TOTAL</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>	<b>4.99</b>	<b>5.01</b>	<b>5.00</b>	<b>5.01</b>	<b>5.00</b>	<b>5.00</b>
<i>Composición</i>											
An	51.72	64.19	65.01	39.35	49.38	62.78	57.52	52.09	61.28	45.46	79.73
Ab	47.88	35.45	34.04	59.74	49.97	36.85	41.73	47.13	37.93	53.65	19.92
Ort	0.39	0.36	0.95	0.91	0.65	0.37	0.76	0.77	0.79	0.89	0.35

#### 5.4.2 FAMILIA II: MAGNETITA + BIOTITA. Distinción entre asociaciones mineralógicas que involucran biotitización

##### EVIDENCIAS OPTICAS

La biotitización es una alteración que se presenta en todos los testigos paleomagnéticos de los sectores analizados, exceptuando aquellos correspondientes a la *Brecha Braden* y sitios fuera del yacimiento. A nivel de muestra de mano se observa un “oscurecimiento” de la roca huésped consecuente con el color de este mineral, alteración que oblitera parcialmente la textura porfírica de la roca afectada. Se observa también la ocurrencia de vetillas con *biotita* y/o *biotita-sulfuros*. En corte transparente, esta alteración corresponde a un reemplazo preferente por *biotita* de la masa fundamental, en asociación con recristalización y/o reemplazo por *cuarzo*, cantidades variables de *anhidrita* y menor *feldespato potásico*. En *plagioclasas* se evidencia como un reemplazo parcial o en “cluster” por este mineral, con bordes “deshilachados” y pérdida de los patrones de zonación cuando la biotitización es más intensa.

En relación a esta alteración hidrotermal puede presentarse *magnetita* ó sulfuros (predominantemente *calcopirita* y *bornita*). Por lo tanto, es necesario establecer las diferencias texturales y químicas respecto a aquellas *biotitas* que se relacionan a uno u otro mineral, con el fin de explicar su naturaleza y, eventualmente, definir su temporalidad dentro de la evolución del yacimiento. Las características petrográficas observadas a microscopio óptico en el *CMET* permiten establecer la siguiente clasificación.

##### ➤ *Biotita TIPO I*

Corresponde a la asociación mineralógica biotita+magnetita+menor cuarzo-anhidrita, siendo la presencia de magnetita distintiva. La biotita es media-fina, de color café claro, con tamaños entre 100-50  $\mu\text{m}$ ; de bordes definidos y con pleocroismo débil (Fig. 5.20). Es de carácter penetrativo en la masa fundamental, pero ausente-débil en fenocristales de plagioclasa. En los intersticios de este mineral se observa la presencia predominante de cuarzo granular-difuso y anhidrita escasa, irregular y pequeña. La *magnetita* es el segundo mineral en abundancia en la asociación mencionada, en coexistencia directa con la biotita. Predominantemente subhedral, de bordes irregulares, tamaños entre 200-30  $\mu\text{m}$ , con un intervalo preferente entre 80-30  $\mu\text{m}$  y en general, con microinclusiones euhedrales de cuarzo (Fig. 5.21).

➤ *Biotita TIPO II*

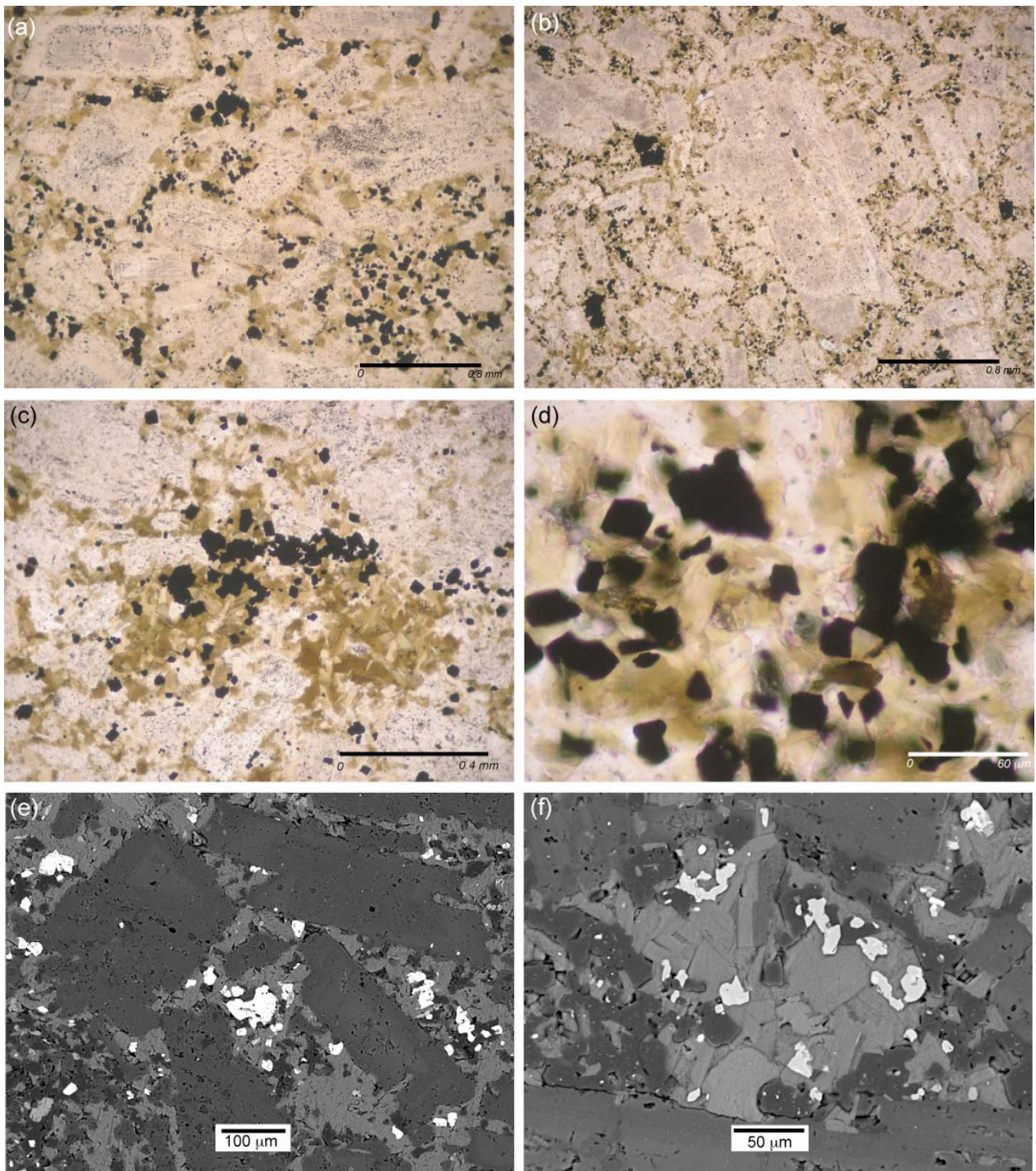
Definida por la asociación biotita+cuarzo+rutilo+menor anhidrita, muy penetrativa, domina en los sectores de muestreo *Regimiento* y *Esmeralda*. Su característica distintiva es la ausencia de magnetita. Corresponde a una biotita anaranjada, media-muy fina, entre 100-40  $\mu\text{m}$ , con ausencia de pleocroismo y escasa presencia intersticial de cuarzo y anhidrita ocasional. También ocurre, en coexistencia directa con este tipo de biotita, rutilo café oscuro, predominantemente subhedral, formando glomerocúmulos y diseminado. Esta alteración puede presentarse como un reemplazo penetrativo de la masa fundamental, con alteración moderada de plagioclasas en bordes, fracturas y, en algunos casos, diseminada y en “*cluster*” dentro de este mineral (Fig. 5.22.a, b, c y d); o bien asociada a halos difusos de alteración de vetillas, predominantemente compuestas por cuarzo+anhidrita+<clorita-sulfuros (Fig. 5.22.e y f). En este caso, a pesar que no se observa directamente un halo, existe un desequilibrio, evidenciado principalmente en biotitas TIPO I, tendiendo a desaparecer la magnetita a medida que disminuye la distancia a la vetilla.

➤ *Biotita TIPO III*

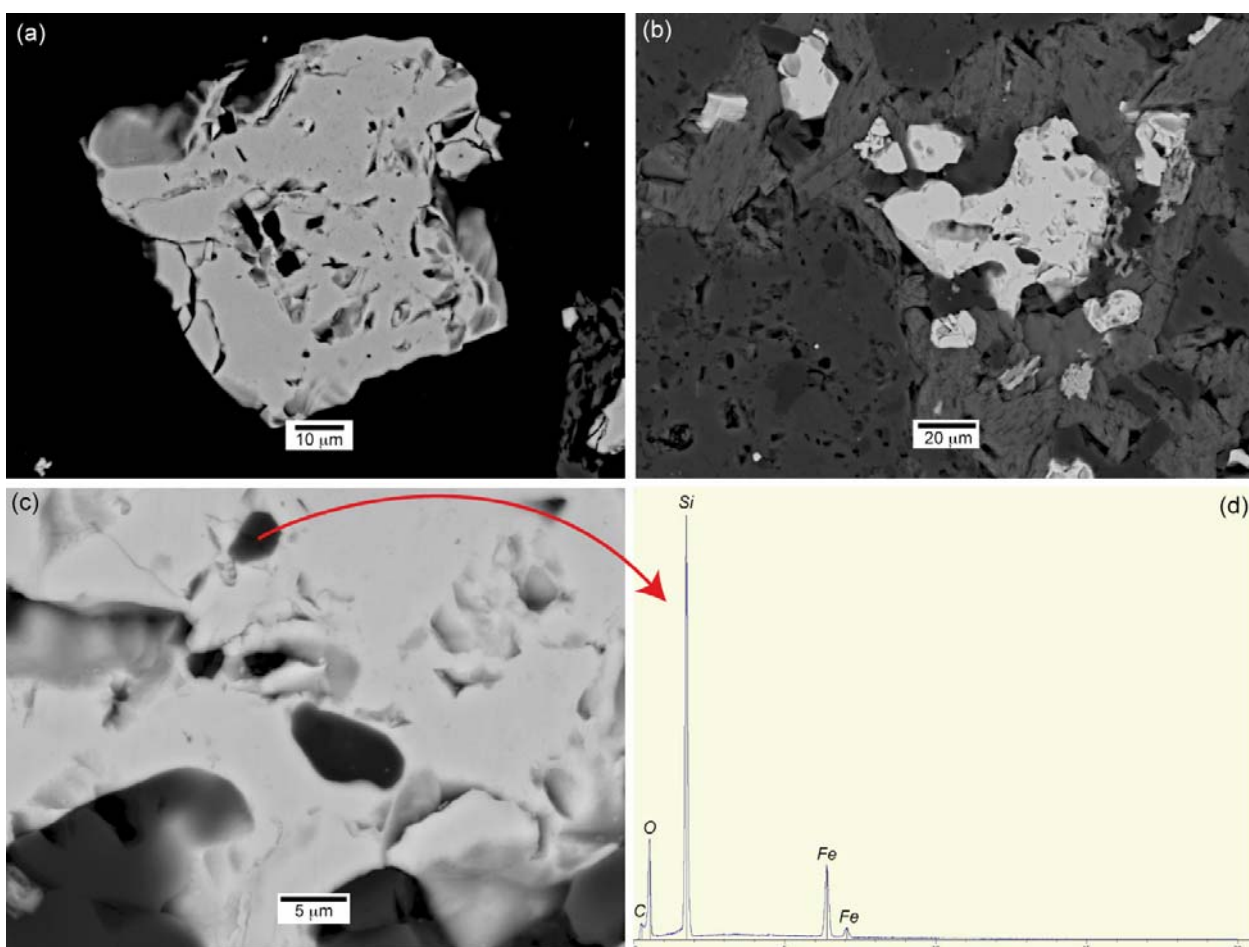
Corresponde a la asociación biotita+anhidrita+cuarzo+sulfuros+>rutilo, siendo distintiva la asociación con sulfuros diseminados (principalmente calcopirita y bornita). Ocurre principalmente en las muestras del sector *Dacita Teniente*. En este caso los cristales de biotita son de color café oscuro a pardo anaranjado, tamaños entre 200-50  $\mu\text{m}$ , con pleocroismo moderado, pudiendo evidenciar un desarrollo mayor a las biotitas previamente descritas y presentarse más “separada” que las otras familias. Coexiste con grandes cristales de anhidrita y cuarzo granular intersticial, con una abundancia relativa mayor que en los otros casos (Fig. 5.23).

➤ *Otras Biotitas (relacionada a vetillas)*

Son escasas dentro del muestreo realizado y se observan en algunos especímenes del sondaje SG-184 y ocasionalmente en el sector Regimiento. Se reconocieron tres sub-tipos: la primera, correspondiente a cristales alargados grandes de color anaranjado, presentes como relleno de vetillas rectas que pueden asociarse con cuarzo-anhidrita (Fig. 5.24.a y b). La segunda es una biotita muy fina en vetillas de bordes irregulares y asociada a calcopirita (Fig 5.24.e y f). La tercera es observada como halo de vetillas irregulares de cuarzo-anhidrita-sulfuros (bornita, calcopirita y molibdenita)-menor clorita, donde tiende a ser fina y en ocasiones presentarse diseminada dentro de la vetilla (Fig. 5.24. c y d).

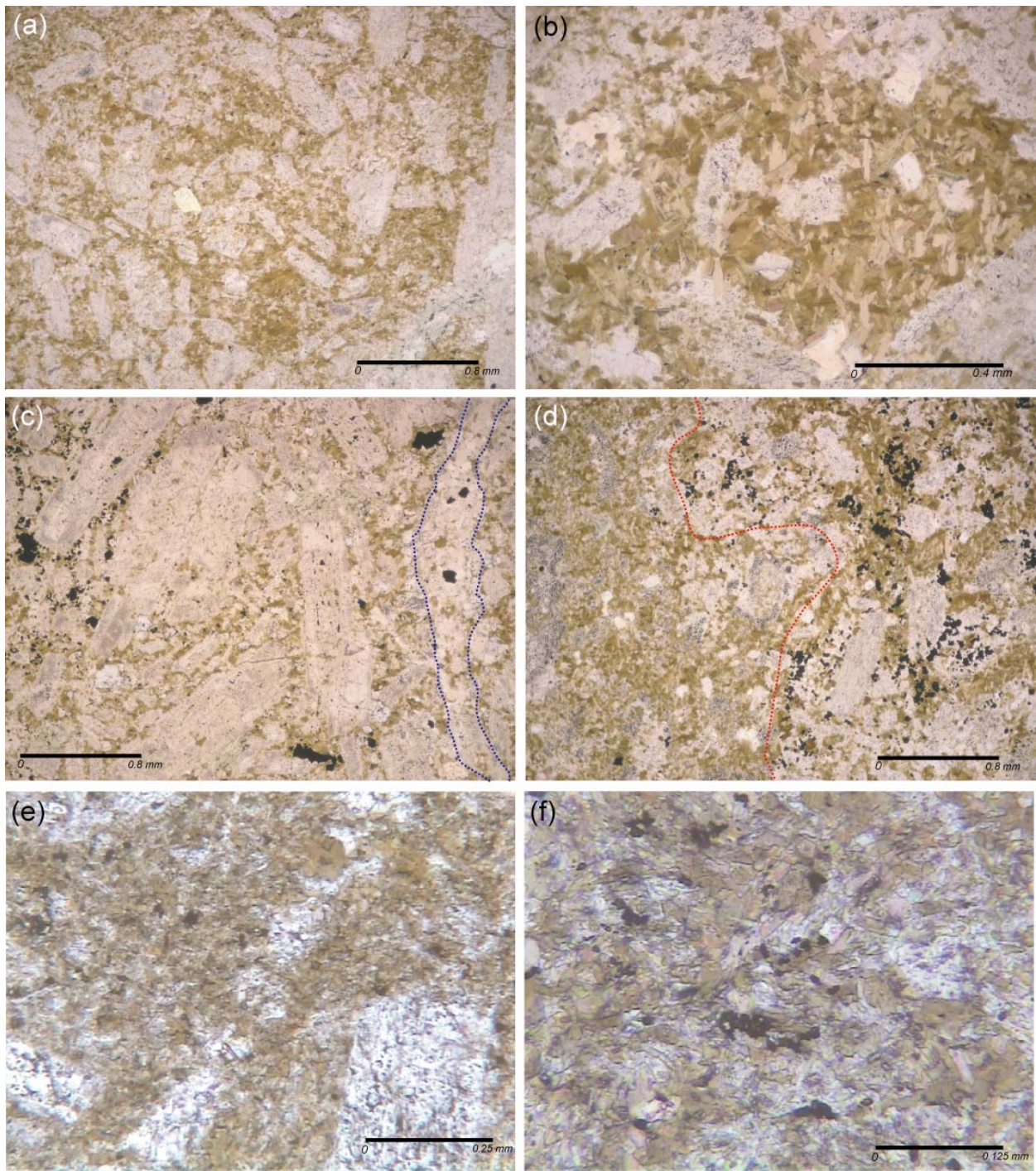


**Figura 5.20:** Microfotografías de biotita TIPO I, donde en (a) y (b) se evidencia como reemplazo de la masa fundamental en asociación directa con magnetita, la que se observa como opacos en coexistencia directa con este mineral, que en algunos casos tiende a tener desarrollos mayores, entre 100-150  $\mu\text{m}$  (ETM-1602B). (c) Cúmulo de magnetita en la masa fundamental (ETM-03). (d) A mayor aumento las magnetitas evidencian una forma predominantemente subhedral, aunque algunos cristales también muestran formas euhedrales (ETM-1201A). (e) y (f) A microscopio electrónico, donde se observa asociada a la masa fundamental y con cuarzo (ETM-1601y ETM0102A respectivamente). (a), (b), (c) y (d) Microfotografías a luz transmitida, nicoles paralelos. (e) y (f) Microfotografías BSEM.



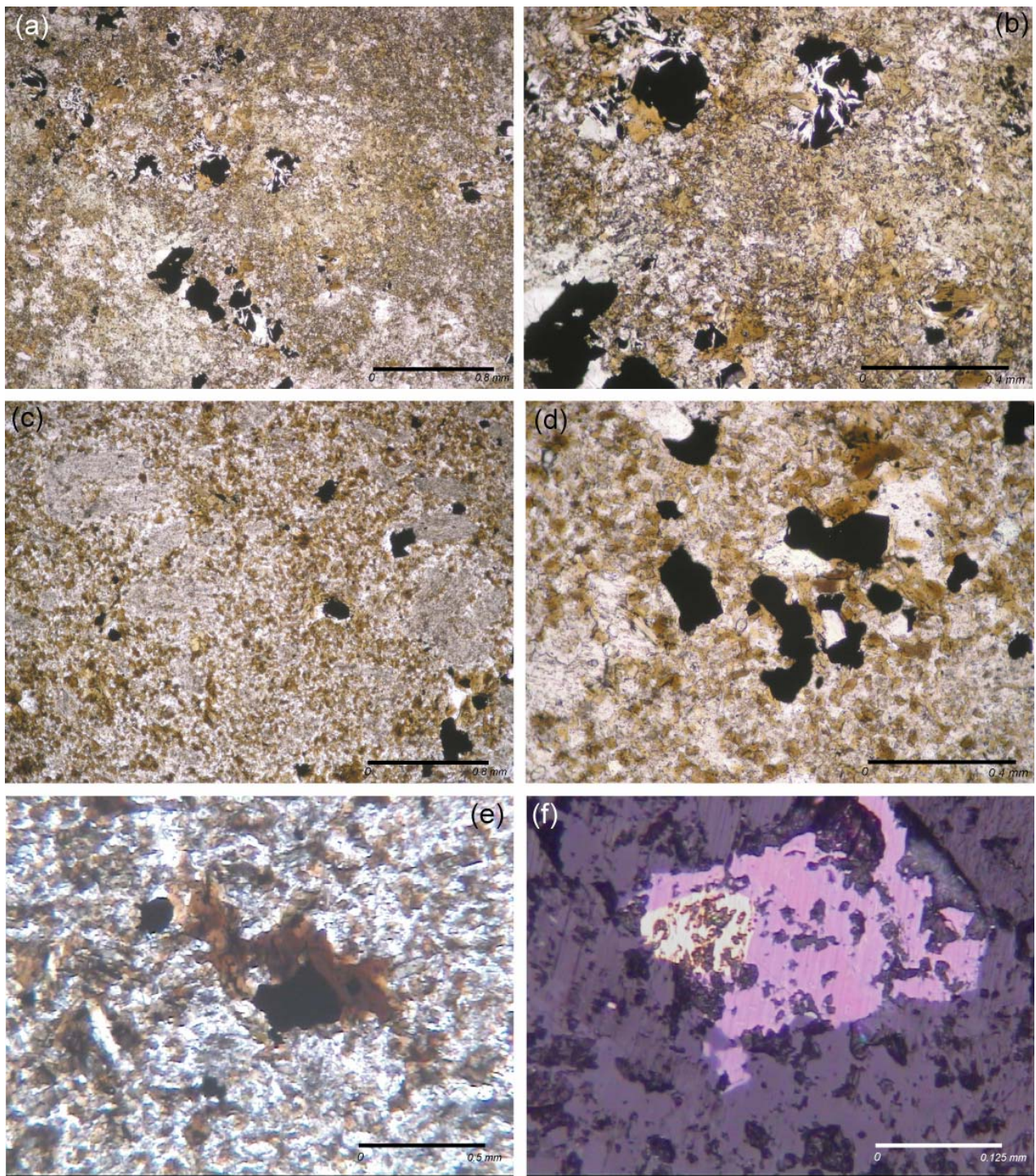
**Figura 5.21:** (a) y (b) Microfotografías BSEM de magnetita asociada con biotita. En (c) se observa un zoom de la microfotografía BSEM donde el análisis EDS (d) indica que corresponde a cuarzo. Los peaks de Fe se relacionan al mineral huésped.





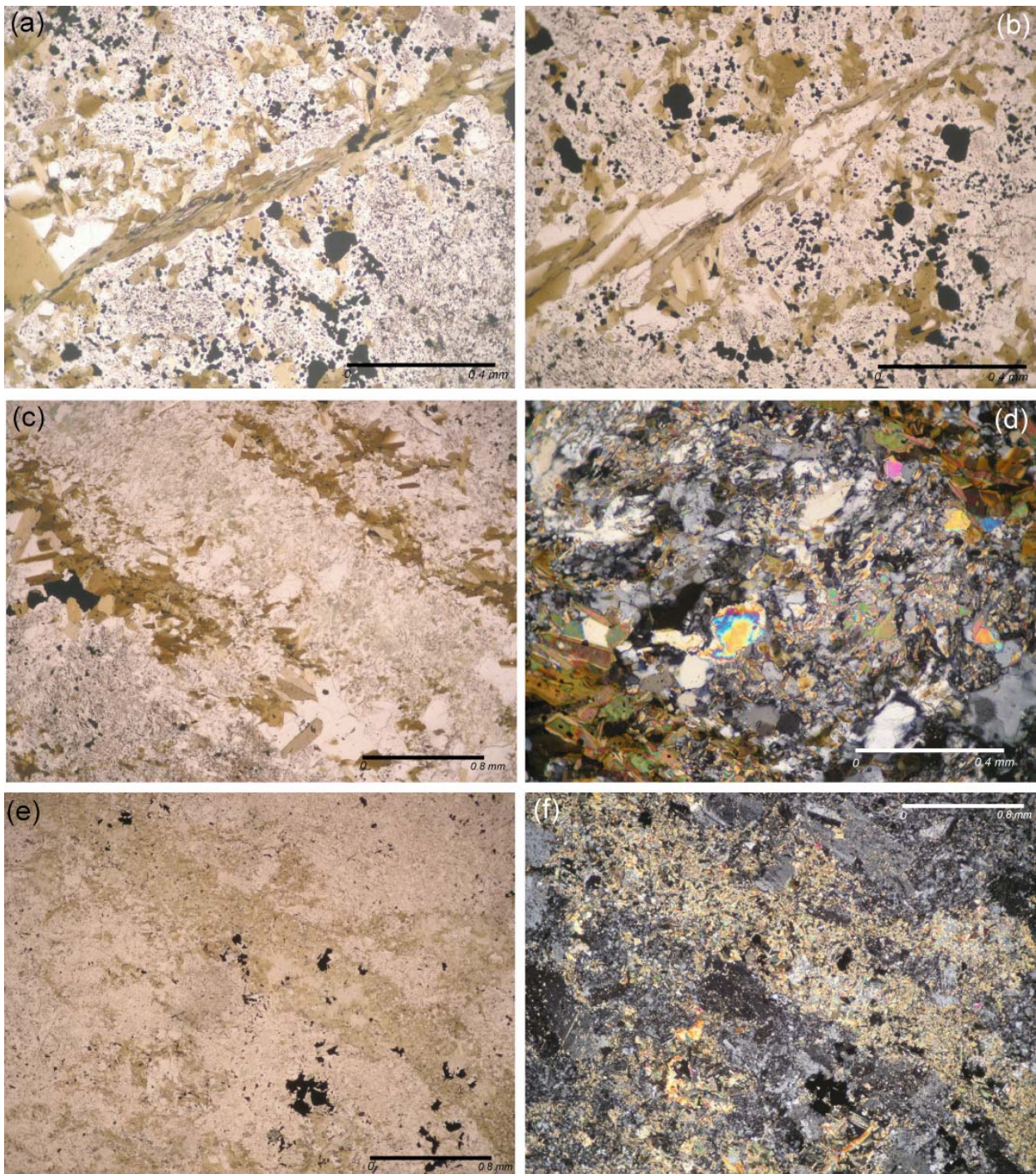
**Figura 5.22:** Microfotografías de biotita TIPO II. (a) Reemplazo penetrativo en la masa fundamental (*ETR-1101B*). (b) Detalle del anterior evidenciando además el reemplazo diseminado en plagioclasas. (c) Halo de vetilla en el que se observa el paso gradual desde biotita sin magnetita a biotita+magnetita (*ETM-1501A*). (d) Similar al anterior, con una zona de biotita+magnetita separada de una zona de biotita+reemplazo pseudomórfico de plagioclasa por magnetita (*ETM-03*). (e) Biotita fina penetrativa (*ETE-2602A*). (f) Biotita asociada con cristales y glomerocúmulos de rutilo (*ETE-2301A*). Microfotografías a luz transmitida, nícoles paralelos.





**Figura 5.23:** Microfotografías de biotita TIPO III. En (a) y (b) se observa su característico color más oscuro, así como su relación directa con anhidrita como cristales alargados entrecrecidos con sulfuros (*PDT-1403b*). (c) Reemplazo de la masa fundamental por este tipo de asociación de alteración, distinguiéndose la naturaleza porfírica de la roca (*PDT-0601A*). (d) Desarrollo de opacos euhedrales-subhedrales en coexistencia directa con esta biotita. A luz reflejada se deduce que corresponden a calcopirita (*PDT-0601A*). (e) y (f) Entrecrecimiento de biotita oscura con bornita-calcopirita (*PDT-0801A*). (a)-(e) Luz transmitida, nículos paralelos. (f) Luz reflejada.





**Figura 5.24:** Microfotografías de biotita asociada a estructuras. (a) y (b) Vetilla delgada recta con un relleno sectorizado por biotita y/o biotita-anhidrita (SG184-222.45). (c) Halo de alteración de una vetilla de cuarzo-anhidrita-clorita-biotita diseminada, compuesto por biotita gruesa y alargada (SG184-222.45). (d) Mismo que el anterior, a nícoles cruzados. (e) y (f) Vetilla de bordes irregulares rellena por biotita fina y de carácter penetrativo a nícoles paralelos y cruzados respectivamente. Microfotografías a luz transmitida.

## COMPOSICION QUIMICA DE BIOTITAS

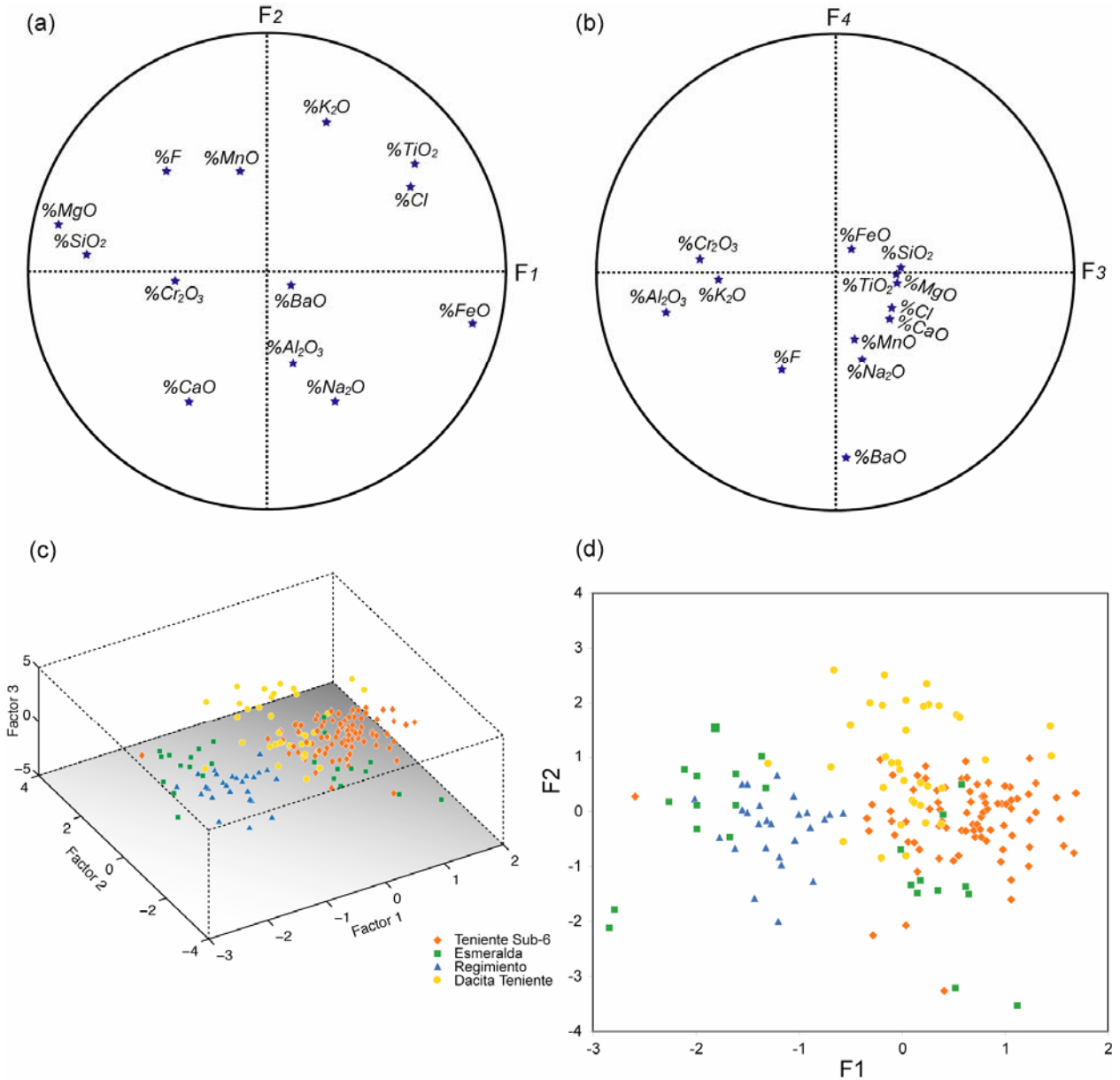
Considerando las diferencias texturales de los grupos identificados y con el objetivo de caracterizar y diferenciar químicamente aquellas biotitas relacionadas a magnetita, se analizaron aproximadamente 170 cristales correspondientes a los cuatro sectores de muestreo *Interior Mina*. Corresponden a biotitización de la masa fundamental de la roca huésped, así la comparación se realiza en base a una característica similar. Para su clasificación y el cálculo de la fórmula estructural se utilizó el programa MICA+ (Yavuz, 1997, 2002 a,b; 2003). Algunos resultados se señalan en la tabla 5.4. Es importante mencionar que dentro del muestreo realizado existen evidencias de vetillas y enjambre de vetillas, cuyos halos de alteración difusos pueden interferir con los resultados aquí expuestos, considerando los cambios metasomáticos que podrían relacionarse a su emplazamiento (ver ANEXO E).

Para discriminar grupos dentro de las biotitas estudiadas, se realizó un Análisis de Componentes Principales (ACP) a los porcentajes en peso en óxidos. Las figuras 5.25.a y b ilustran los círculos de correlación obtenidos, donde aquellas proyecciones cercanas entre sí y/o antipodales representan una asociación de óxidos correlacionada, siempre que se encuentren cercanas a la circunferencia y a ejes representativos de un factor. Los factores que explican la mayor parte de la varianza son cuatro: el primero (F1), con un 26% del peso total de la varianza, corresponde a los óxidos MgO, SiO<sub>2</sub> y FeO<sub>T</sub>, siendo los dos primeros cercanos al eje F1 (correlación positiva), pero en oposición al FeO<sub>T</sub> (correlación negativa con los anteriores). El segundo factor (F2), con un 14.6% del peso total de la varianza, corresponde a Na<sub>2</sub>O, CaO y, en menor medida, K<sub>2</sub>O, más separados y distanciados de la circunferencia que aquellos óxidos antes mencionados. Es importante señalar también la oposición entre CaO y K<sub>2</sub>O (correlación negativa. Fig. 5.25.a). El factor F3 explica un 11% de la varianza y está determinado por la correlación positiva entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y K<sub>2</sub>O, moderadamente definida en el círculo de correlación F3-F4; y el factor F4, con un 8.5% de la varianza explicada, se relaciona con BaO (Fig. 5.25.b). Al graficar los resultados respecto de las tres variables que explican más del 50% de la varianza, se distinguen tres grupos con mezcla parcial entre sí. Lo anterior es corroborado por la proyección de los puntos en el plano F1-F2, correspondiente a los factores de mayor varianza (Fig. 5.25.c y d).

**Tabla 5.4:** Análisis seleccionados de biotitas asociados al muestreo paleomagnético realizado dentro de la mina.

% Óxidos	ETM1501A		ETM0302A		ETM1601A		ETE2602B		PDT1403B		ETR0201
	05a-01	00a-01	01-00	01-01	00-01	05-00	02-01	03a-03	05a-04	00a-02	01-01
SiO <sub>2</sub>	37.81	37.27	38.60	38.38	39.06	37.71	40.33	39.18	37.34	37.59	38.31
TiO <sub>2</sub>	2.05	2.51	1.79	2.16	1.99	2.08	1.65	1.66	3.11	2.11	1.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.59	17.18	17.07	16.65	15.02	16.56	15.28	15.46	16.22	16.81	14.85
FeO	14.10	14.50	15.34	15.63	14.74	14.22	10.44	10.74	12.50	12.14	12.22
MnO	0.15	0.16	0.19	0.00	0.14	0.11	0.11	0.17	0.06	0.13	0.08
MgO	13.47	13.38	11.98	12.04	14.22	13.95	17.16	16.66	15.30	15.81	14.87
CaO	0.03	0.02	0.10	0.04	0.02	0.06	0.08	0.17	0.01	0.10	0.17
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.13	0.07	0.06	0.04	0.09	0.00	0.03	0.03	0.05	0.09
K <sub>2</sub> O	9.23	9.50	8.97	9.36	8.70	9.42	9.11	8.84	9.55	9.87	9.22
BaO	0.17	0.00	0.00	0.00	0.03	0.16	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.11	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00
F	0.29	0.49	0.40	0.42	0.16	0.00	0.00	0.59	0.70	0.52	0.32
Cl	0.14	0.14	0.10	0.07	0.10	0.10	0.03	0.09	0.18	0.08	0.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.01	0.08	0.00	0.03	0.00	0.02	0.16	0.00	0.00	0.10
NiO	0.03	0.05	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.16	0.00	0.04
H <sub>2</sub> O*	3.86	3.74	3.79	3.78	3.90	3.98	4.09	3.73	3.64	3.77	3.75
O=F,Cl	0.15	0.24	0.19	0.19	0.09	0.02	0.01	0.27	0.34	0.24	0.15
<b>TOTAL</b>	<b>98.86</b>	<b>98.85</b>	<b>98.30</b>	<b>98.65</b>	<b>98.06</b>	<b>98.51</b>	<b>98.31</b>	<b>97.42</b>	<b>98.50</b>	<b>98.77</b>	<b>95.31</b>
<i>Fórmula estructural en base a 22 oxígenos</i>											
Si <sup>4+</sup>	5.71	5.63	5.83	5.80	5.90	5.70	6.09	5.92	5.64	5.68	5.79
Al <sup>IV</sup>	2.29	2.37	2.17	2.20	2.10	2.30	1.91	2.08	2.36	2.32	2.21
Al <sup>VI</sup>	0.84	0.69	0.87	0.76	0.58	0.64	0.81	0.67	0.53	0.67	0.43
Ti <sup>4+</sup>	0.23	0.28	0.20	0.25	0.23	0.24	0.19	0.19	0.35	0.24	0.15
Cr <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Fe <sup>2+</sup>	1.78	1.83	1.94	1.97	1.86	1.80	1.32	1.36	1.58	1.53	1.54
Mn <sup>2+</sup>	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Mg <sup>2+</sup>	3.03	3.01	2.70	2.71	3.20	3.14	3.86	3.75	3.45	3.56	3.35
Zn <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni <sup>2+</sup>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Ca <sup>2+</sup>	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03
Na <sup>+</sup>	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03
K <sup>+</sup>	1.78	1.83	1.73	1.80	1.68	1.81	1.76	1.70	1.84	1.90	1.78
Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH*	3.83	3.73	3.78	3.78	3.90	3.97	3.99	3.69	3.62	3.73	3.83
F	0.14	0.24	0.19	0.20	0.07	0.00	0.00	0.28	0.34	0.25	0.15
Cl	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.05	0.02	0.0
Fe/Fe+Mg	0.37	0.38	0.42	0.42	0.37	0.36	0.25	0.27	0.31	0.30	0.32



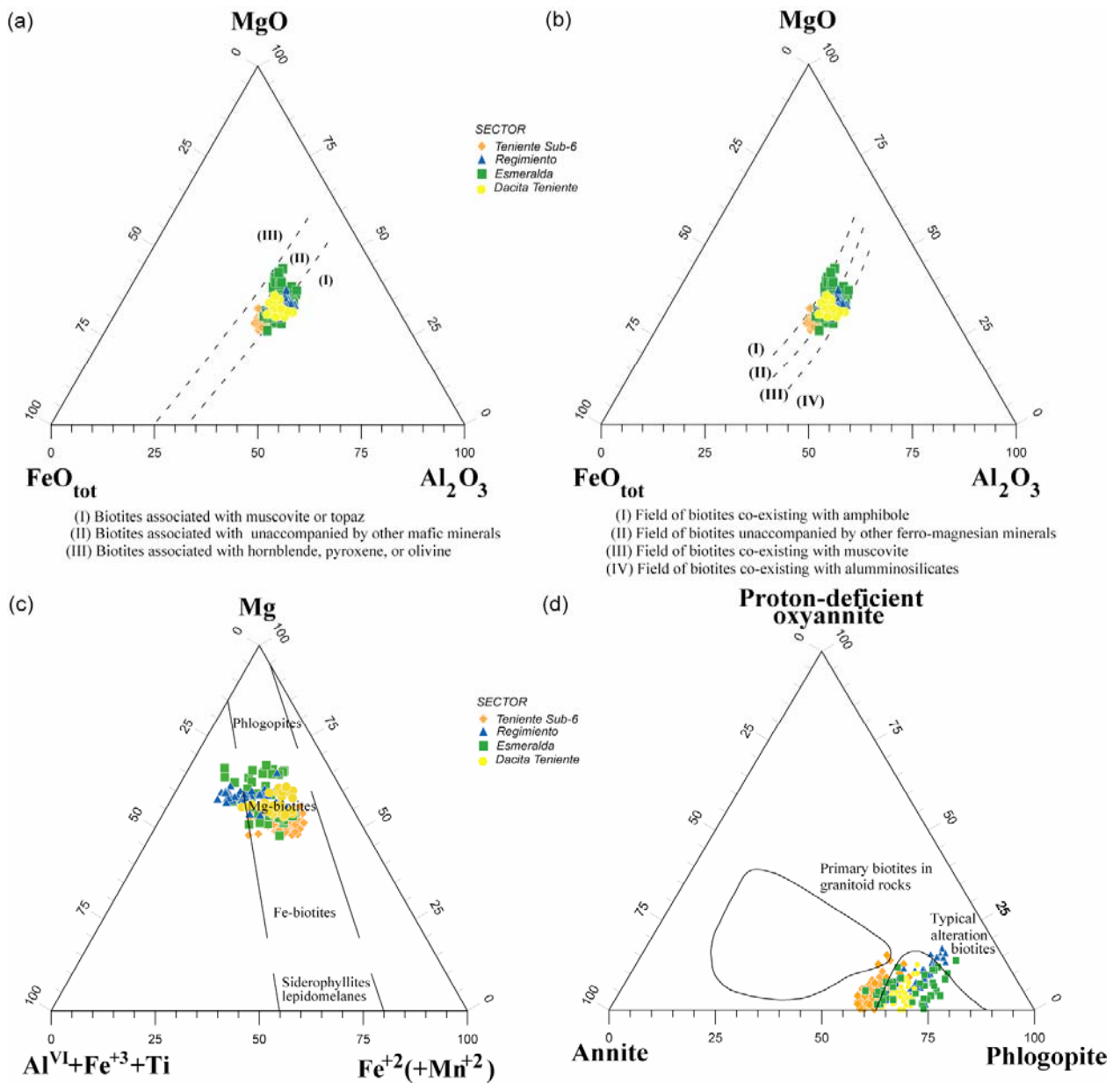


**Figura 5.25:** Gráficos de correlación de variables asociados a la proyección en el espacio de los vectores propios obtenidos por ACP. (a) Factor  $F_1$  v/s  $F_2$ , en donde se observa la fuerte correlación del MgO y  $SiO_2$  y su correspondiente correlación negativa con el FeO respecto a la variable  $F_1$ , mientras que para la variable  $F_2$  esta definición no es tan clara (está más alejada de la circunferencia), presumiblemente relacionado a CaO,  $Na_2O$  y  $K_2O$  (b) El gráfico  $F_3$  v/s  $F_4$  muestra una buena correlación entre  $K_2O$ ,  $Cr_2O_3$  y  $Al_2O_3$  respecto a la variable  $F_3$ , pero en relación al factor 4 sólo aparece el BaO cerca de este eje, volviendo innecesaria su interpretación. (c) Gráfico en 3D de las variables  $F_1$ ,  $F_2$  y  $F_3$  relacionadas a los porcentajes en óxidos de biotitas de los sectores muestreados. Existen tres grupos: el primero, mucho más homogéneo que el resto, comprende predominantemente análisis del sector Teniente Sub-6, incluyendo en menor medida resultados de otros muestreos. El segundo grupo es una mezcla mayoritariamente compuesta por análisis de biotita del sector Regimiento y Esmeralda. El tercer grupo, con un número de puntos más escaso, está definido por muestras del sector Dacita Teniente. (d) Proyección en el plano  $F_1$ - $F_2$  de los puntos, que corrobora el análisis de grupos previo.

Lo anterior se traduce en que la discriminación entre diferentes familias debe basarse en los elementos con mayores diferencias, específicamente el Mg, Fe, Si, K y Al, y, si bien su correlación es menos definida, Ti y Cl. Aquellas muestras con mayores valores de Fe (entre 14-16%) y menores valores de MgO (12-13%) corresponden al sector *Teniente Sub-6*. Para el SiO<sub>2</sub> (36-37%) los resultados son similares a los obtenidos en los sectores *Dacita Teniente* y *Esmeralda*. Los menores valores de FeO y TiO<sub>2</sub> (entre 11-10% y 1.7-1% respectivamente) se asocian al sector *Regimiento*, mientras que los mayores valores de MgO se observan en el sector *Esmeralda* (16-18%).

De los diagramas ternarios de composición para los óxidos mayores (FeO, MgO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Nockolds, 1947; Neiva, 1993) se deduce que todas las biotitas analizadas pertenecen al campo de biotitas sin asociación con otros minerales máficos. Adicionalmente, las biotitas de los sectores *Dacita Teniente*, *Regimiento* y *Esmeralda* podrían, eventualmente, coexistir con muscovita (Fig. 5.26.a y b). Los gráficos de composición catiónica (Fe<sup>2+</sup>+Mn, Mg, Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>3+</sup>+Ti; Elliot, 2001) las clasifican como *Biotitas Magnésicas*, cuyas variaciones permiten definir tres grupos: el primero, más cercano al campo de las biotitas ricas en Fe, corresponde principalmente a las biotitas del sector *Teniente Sub-6*, mientras que los restantes (*Regimiento* y *Esmeralda*) son más cercanos al campo de la flogopita (Fig. 5.26.c). Esta discriminación es corroborada por el diagrama de miembros extremos flogopita, anita y oxianita deficiente en protones (Beane, 1974), donde la mayor parte de los resultados se ubican en el campo de las biotitas de alteración, a excepción de aquellas correspondientes al sector *Teniente Sub-6*, que, aunque cercanas a este dominio, se localizan fuera de su límite (Fig. 5.26.d).

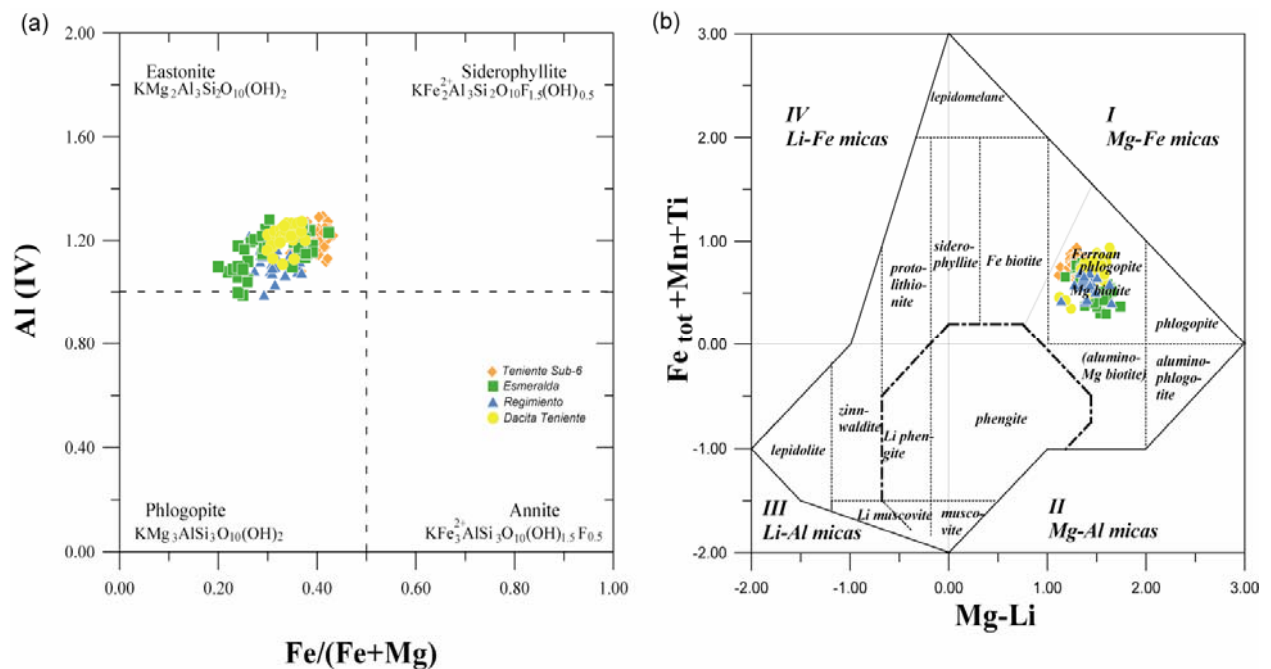




**Figura 5.26:** Diagramas ternarios de clasificación para biotitas, donde en (a) y (b) asignan asociaciones características de este mineral con minerales máficos, topacio o muscovita y/o sin asociación mineralógica. En (c), los campos representan la composición predominante de la biotita respecto a su contenido catiónico y (d) muestra la clasificación entre biotitas primarias o de alteración asociada al porcentaje de los miembros extremos calculados con el programa MICA+.

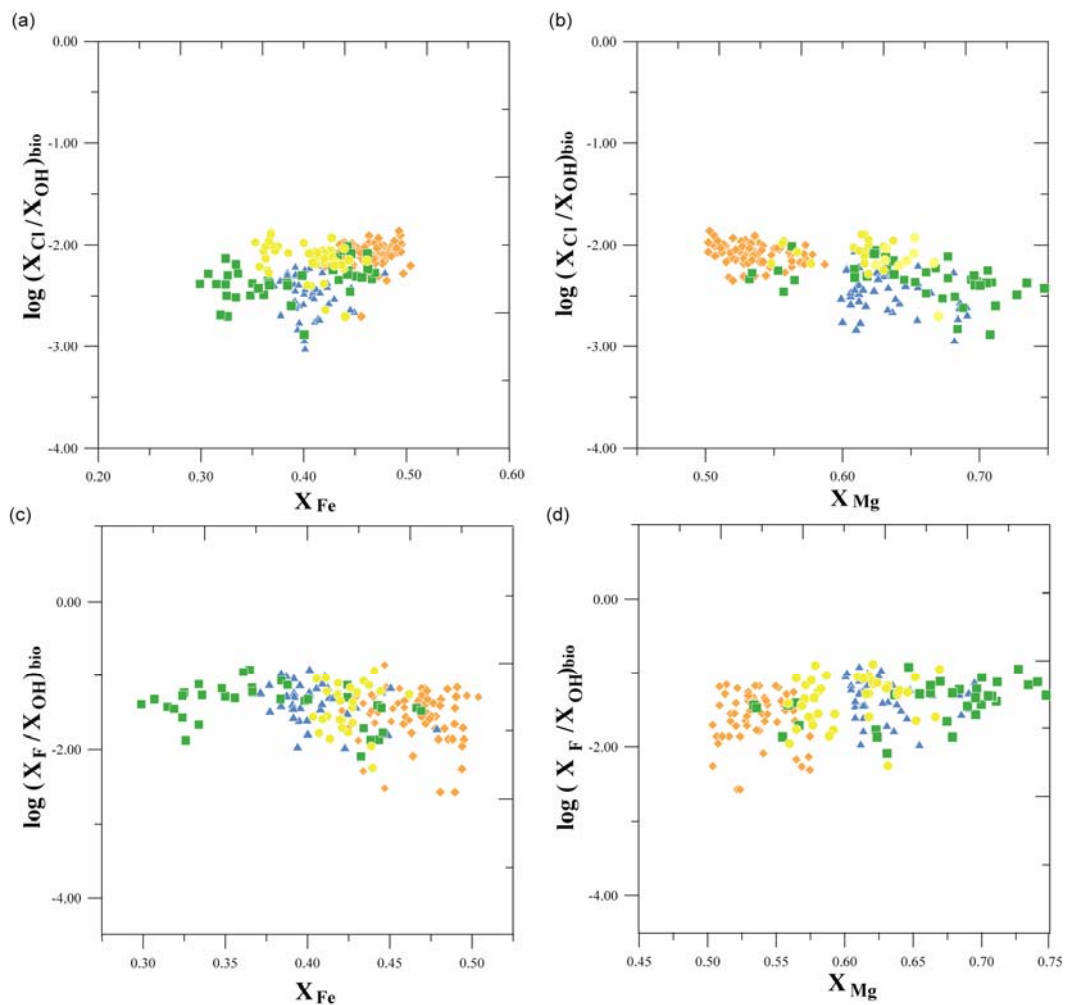
En relación a los miembros extremos de la serie de solución sólida correspondiente a las biotitas (gráfico Fe/[Fe+Mg] versus Al<sup>IV</sup>, Fig. 5.27.a), las biotitas analizadas se ubican en los campos intermedios entre la *eastonita* y la *flogopita*, relativamente más próximos al primer mineral. Esto es consecuente con los contenidos de Mg y Fe que presentan y con los gráficos antes descritos. La razón Fe/Fe+Mg se ubica entre 0.20-0.40, siendo las biotitas con mayor valor para este parámetro (más cercanas al miembro siderofilita) del sector *Teniente Sub-6*, mientras que aquellas de menor valor se asocian al sector *Esmeralda*. Cabe destacar que en este gráfico los análisis del último sector definen una sub-tendencia positiva en función del Al<sup>IV</sup>.

El diagrama de Tischendorf et al. (1999), también clasifica las biotitas en el campo de las *biotitas magnésico-férricas* (*ferroanflogopita-biotitas magnésicas*). Cabe mencionar que el cálculo del Li depende directamente de los contenidos de SiO<sub>2</sub>, como de los rangos de variación para Fe y Ti en las biotitas estudiadas (Fig. 5.27.b).



**Figura 5.27:** Gráficos de discriminación de biotitas, respecto a (a) razón Fe/Fe+Mg versus Al<sup>IV</sup> y (b) Mg-Li versus Fe<sub>TOTAL</sub>+Mn+Li. En el gráfico (a) se observan las fórmulas idealizadas de cada uno de los miembros extremos.

La composición de los halógenos calculada por medio del programa MICA+ muestra igualmente diferencias basadas en los contenidos de Fe y Mg de las biotitas, si bien los grupos identificados previamente no son tan definidos como en diagramas previos. En este caso, los resultados tienden a presentar una distribución lineal de correlación positiva o negativa dependiendo del catión estudiado (Fig. 5.28). Para el cloro, el coeficiente  $X_{Cl}/X_{OH}$  (X: fracción molar del elemento), tiene una correlación positiva con el Fe, pero una distribución más compacta, y negativa con el Mg. Los análisis que poseen mayor valor de Cl y Fe corresponden al sector *Teniente Sub-6*, mientras que los menores valores de Cl pertenecen al sector *Esmeralda* (Fig. 5.28.a y b). Es necesario mencionar que en el segundo diagrama se excluyeron algunos resultados del sector *Dacita Teniente*, dada su compleja interpretación. En el caso del fluor, a pesar que la relación es, en general, a la inversa que la anteriormente descrita, los análisis del corte ETE2602B presentan una conducta anómala en relación a la esperada, con una correlación positiva poco pronunciada entre  $X_{Fe}$  y F (Fig. 5.28.c y d).



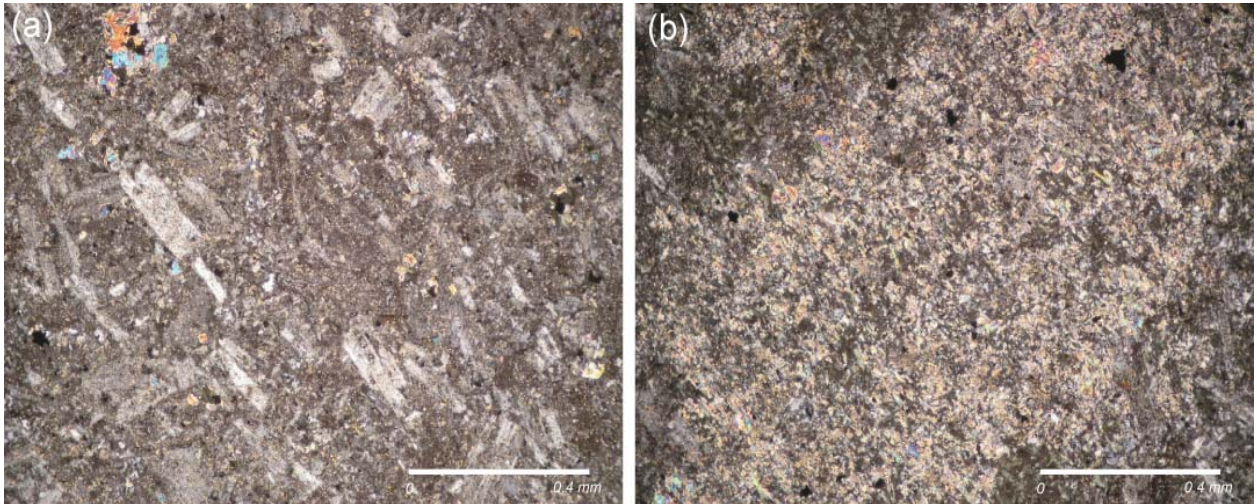
**Figura 5.28:** Gráficos de fracción molar de halógenos respecto a composición de Fe y Mg en biotita (Muñoz, 1984). (a) Cl v/s Fe. (b) Cl v/s Mg. (c) F vs Fe y (d) F v/s Mg. La leyenda es la misma que en figuras previas.

### 5.4.3 FAMILIA III: CLORITIZACION+MAGNETITA GRUESA

#### EVIDENCIAS OPTICAS

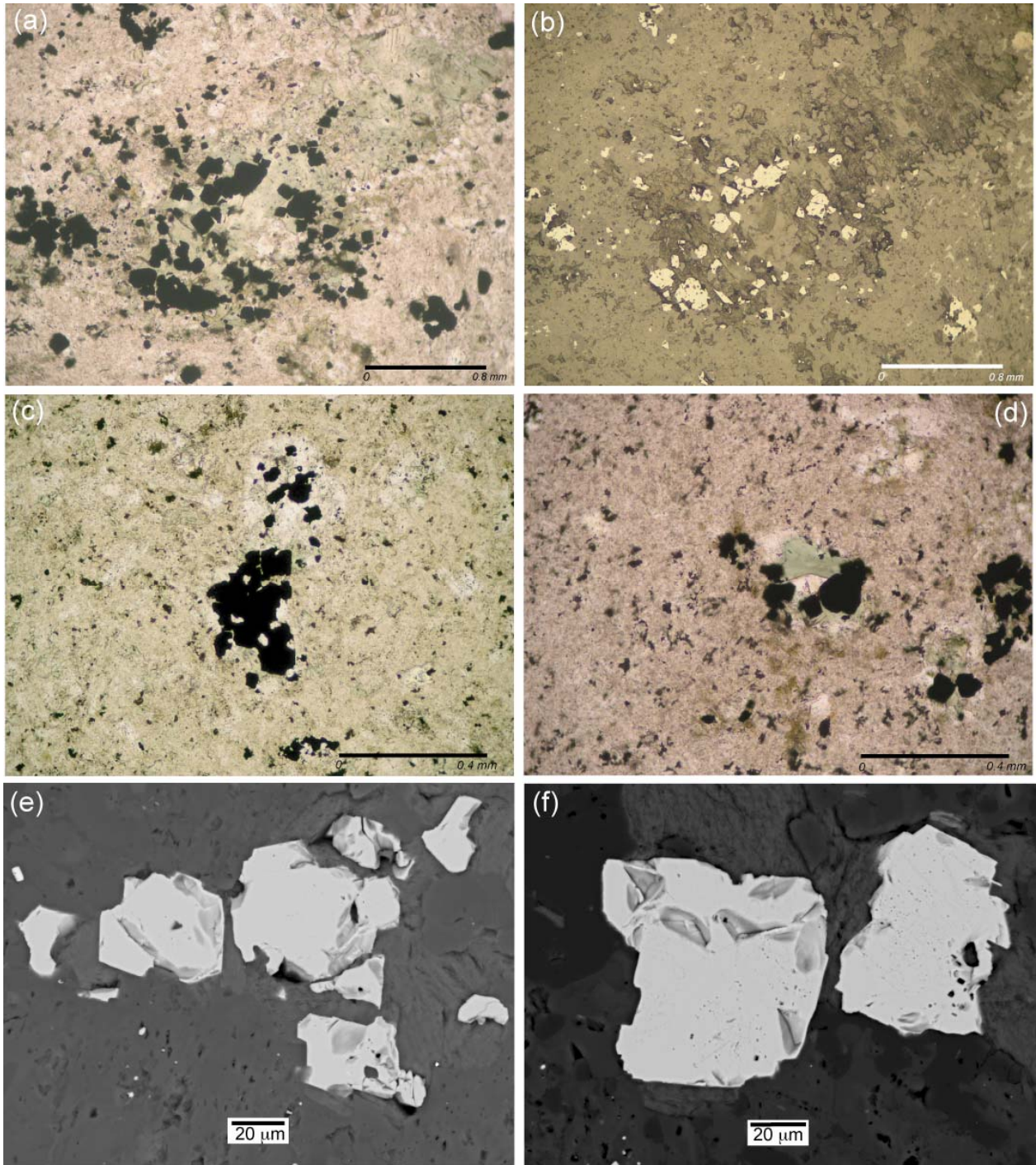
La asociación de alteración a la que se relaciona este tipo de magnetita es cuarzo+clorita+<sericita-rutilo-anhidrita. De naturaleza penetrativa, este evento oblitera parcial a totalmente rocas previamente biotizadas, en las que ocasionalmente aún se distingue la textura porfírica. Corresponde a una recristalización difusa de la masa fundamental, que cuando es más intensa observa microcristales de cuarzo+<sericita (Fig. 5.29.a). También se evidencia alteración de biotita por clorita-rutilo-magnetita y sericitización ocasional. Dada algunas coincidencias texturales con eventos hidrotermales definidos en el yacimiento, podría interpretarse como *un halo de alteración*, considerando que en algunos cortes se observó la presencia de vetillas de sericita-cuarzo muy fino con bordes irregulares, pero de tendencia recta (Fig. 5.29.b). Esta alteración está registrada principalmente en especímenes del sector Regimiento.

La magnetita es abundante, predominantemente euhedral-subhedral, con bordes irregulares, de tamaños entre 100-30  $\mu\text{m}$  y con una marcada presencia de microinclusiones de rutilo y menor cuarzo-monazita (Fig. 5.30).



**Figura 5.29:** Evidencias texturales de alteración cuarzo-clorita-magnetita. (a) Recristalización de la masa fundamental, relacionada a microtexturas de mosaico y entrecrecimiento con menor sericita. En la microfotografía aún es posible observar la textura porfírica de la roca. (b) Vetilla de sericita-cuarzo con halo de opacos y clorita. Corte ETR3101A, microfotografías luz transmitida, nícoles cruzados.



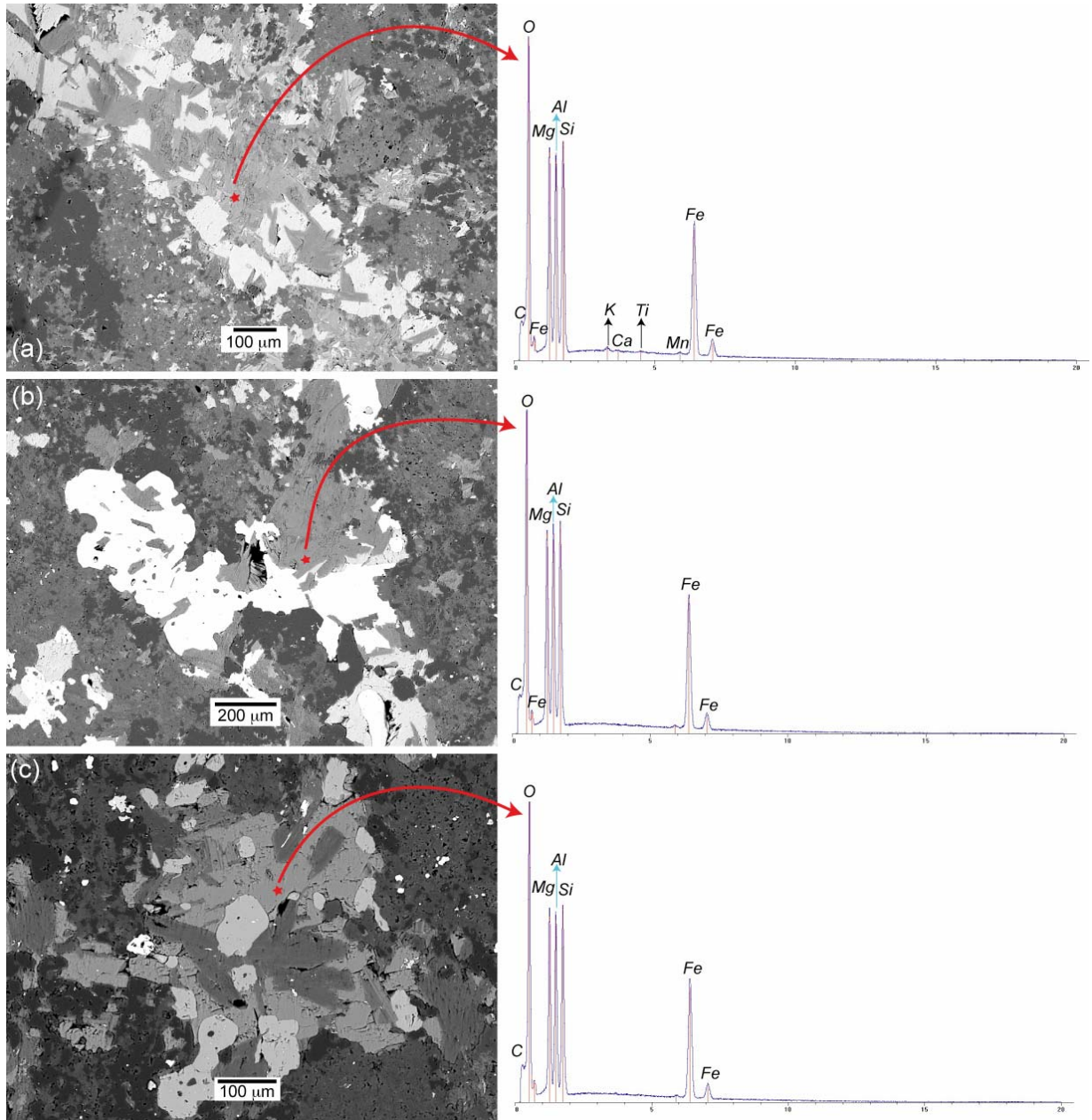


**Figura 5.30:** Asociación de alteración clorita-magnetita, que en (a) se evidencia como reemplazo de biotita penetrativa. (b) mismo sector del corte, a luz reflejada (*ETR-1901C*). (c) Ojos de cuarzo+clorita diseminada + opacos regulares correspondientes a magnetita (*ETR-3101A*). (d) coexistencia directa de clorita +opacos+ anhidrita (*ETR-1901C*). (e) y (f) Magnetita anhedral-subhedral con microinclusiones relacionadas al evento de alteración hidrotermal analizado. (a), (c), (d) Luz transmitida. (e) y (f) Microfotografías BSEM.



## EVIDENCIAS QUIMICAS

Considerando que las evidencias de este tipo de alteración son escasas dentro del muestreo de los sectores dentro de la mina, sólo se realizaron algunos análisis EDS a cloritas en vetillas asociadas con sulfuros de Cu-Fe y clorita diseminada asociada a magnetita. Este tipo de análisis, aunque de forma cualitativa, evidencia que existen diferencias entre ambos tipos texturales respecto a los contenidos de Al, Fe y Mg. Estos resultados no son los suficientemente numerosos y concluyentes para determinar su clasificación de manera exhaustiva (Fig. 5.31).

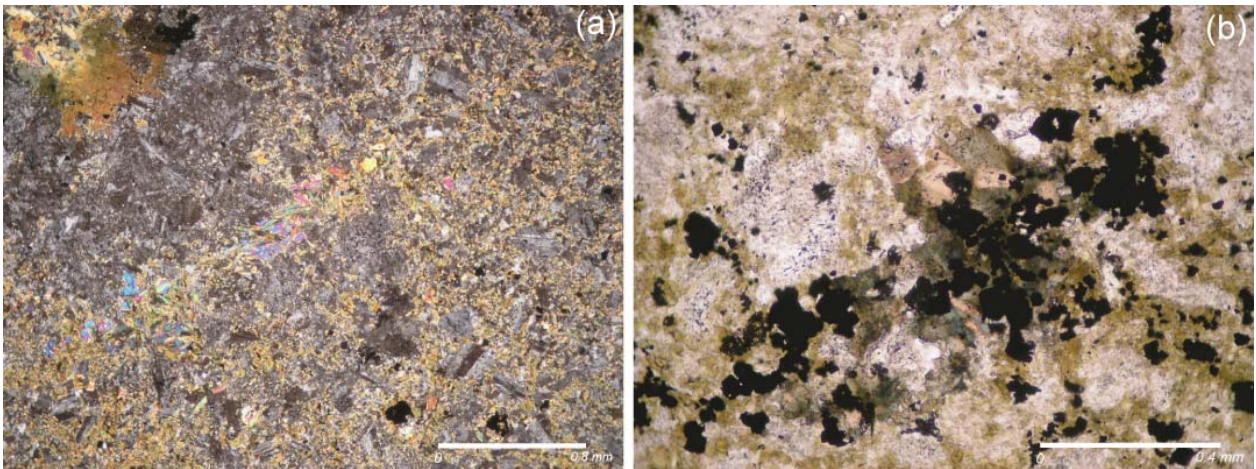


**Figura 5.31:** Microfotografías BSEM y análisis EDS de clorita. (a) Vetilla de clorita-sulfuros de Cu-Fe. (b) clorita en asociación con piritita con inclusiones de calcopirita. (c) clorita asociada a clorapatita y magnetita con inclusiones de rutilo y monazita. Muestra *ETR-1901C*.

#### 5.4.4 FAMILIA IV: MAGNETITA GRUESA ASOCIADA CON TURMALINA

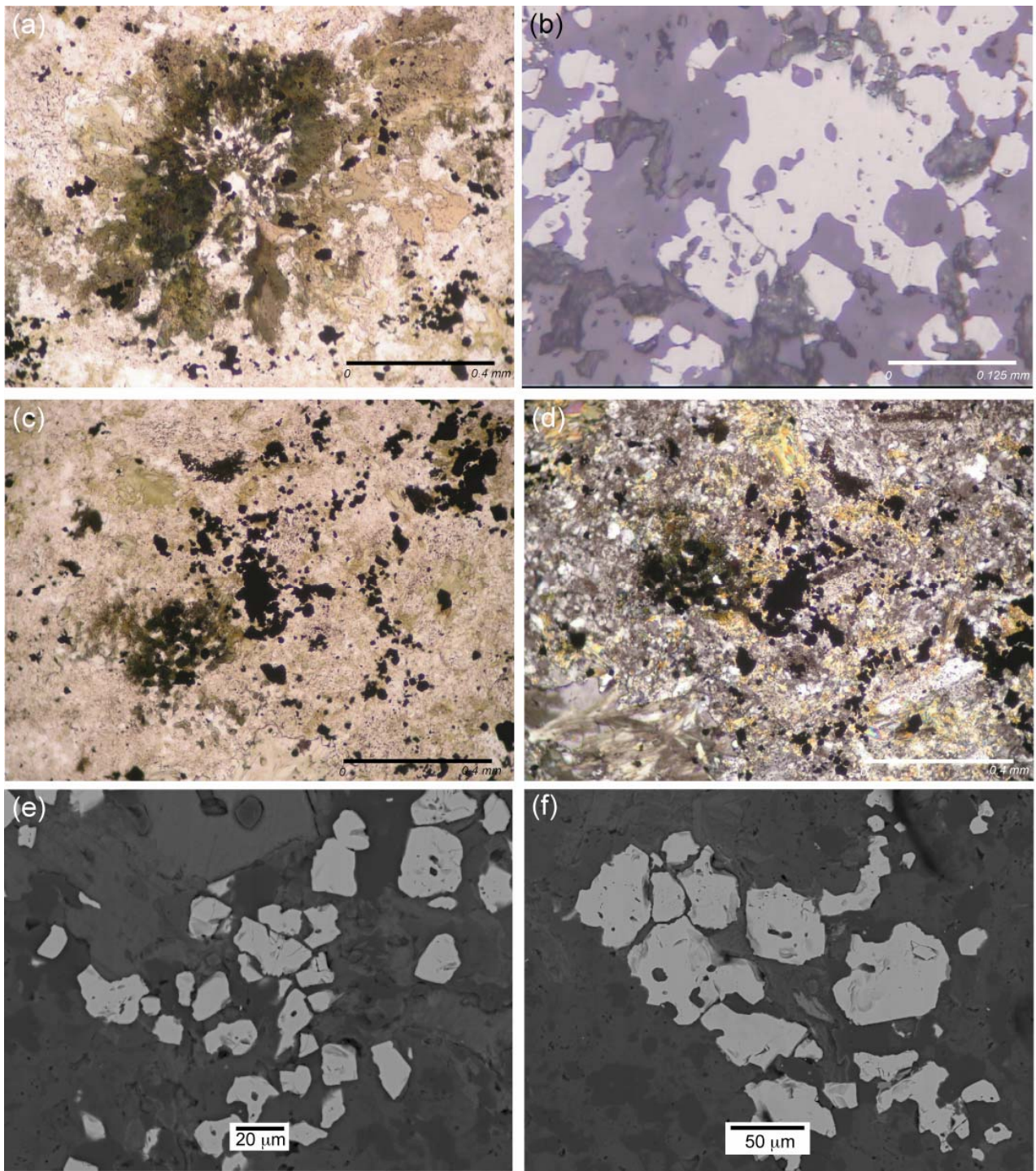
##### EVIDENCIAS OPTICAS

Este tipo de magnetita es escasa, pero de mayor ocurrencia que la anterior y evidenciado igualmente en el sector Regimiento. Las evidencias mineralógico-texturales indican que corresponde a dos asociaciones diferentes, donde la primera es muy similar a la previamente descrita, es decir, cuarzo+<turmalina-sericita-magnetita y escasa anhidrita, otorgándole a la masa fundamental una textura grisácea difusa en la que todavía se distinguen los fenocristales de plagioclasa, que, cuando la recristalización es más intensa, evidencia textura microgranular (Fig. 5.32.a). La segunda forma en que se desarrolla la turmalinización es como alteración de biotitas previas, con un pleocroísmo de verde turquesa a pardo, extinción N-S y, ocasionalmente, con gran desarrollo cristalino, cuyos tamaños pueden superar los 0.5 mm. Ocasionalmente está acompañada de rutilo (Fig. 5.32.b). La magnetita ligada al evento descrito se encuentra en coexistencia directa con la turmalina. Es subhedral-anhedral, irregular, entre 200-10  $\mu\text{m}$  dependiendo del tamaño y abundancia de los minerales asociados, ya que cuando la turmalinización es débil, la cantidad de magnetita también lo es. Posee inclusiones de rutilo y menor clorapatito (Fig. 5.33).



**Figura 5.32:** Evidencias texturales del evento hidrotermal descrito. (a) En la microfotografía se observa en contacto de una zona con presencia de recristalización de la masa fundamental, relacionada a microtexturas de mosaico y entrecrecimiento con menor sericita, donde se evidencia un cristal de turmalina en la esquina superior izquierda, con una zona aún biotitizada. Eventualmente este efecto podría relacionarse al halo de alteración correspondiente a la vetilla de cuarzo-anhidrita entre ambos sectores descritos (*ETR-3102B*). (b) Alteración de biotita por turmalina-magnetita (*ETR-0401B*). Microfotografías a luz transmitida, nícoles cruzados y paralelos, respectivamente.





**Figura 5.33:** (a) Cristal bien desarrollado de turmalina en coexistencia con magnetita, relacionado a un evento hidrotermal penetrativo que afecta a una biotitización previa. (b) Magnetita gruesa con inclusiones de rutilo relacionada a glomerocúmulos de este mineral (*a y b, ETR0201B*). En (c) la alteración mencionada se superpone a una biotitización previa con desarrollo de abundante magnetita. (d) La textura de la masa fundamental, así como la presencia de clorita se evidencia a nícoles cruzados (*ETR-0401A*). (e) y (f) Magnetita anhedral-subhedral con microinclusiones de rutilo. (a), (c), (d) Luz transmitida. (b) Luz reflejada. (e) y (f) Microfotografías BSEM.

## 5.5 DIFERENCIAS QUIMICAS ENTRE MAGNETITAS CORRESPONDIENTES A LAS ASOCIACIONES MINERALOGICAS PREVIAS

Dadas las diferencias texturales presentadas respecto a los óxidos de Fe cúbicos y su relación con ciertos eventos hidrotermales, un estudio químico-composicional de magnetitas puede mejorar la clasificación de este mineral dentro de una asociación mineralógica determinada. Algunos resultados seleccionados (con corrección de  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ ) se presentan en la tabla 5.5. En general, los porcentajes de  $\text{FeO}_{(t)}$  se encuentran dentro del intervalo 89-92% wt., complicando el análisis de los otros óxidos componentes debido a sus bajos valores y, por ende, la poca representatividad en el cálculo de la fórmula estructural.

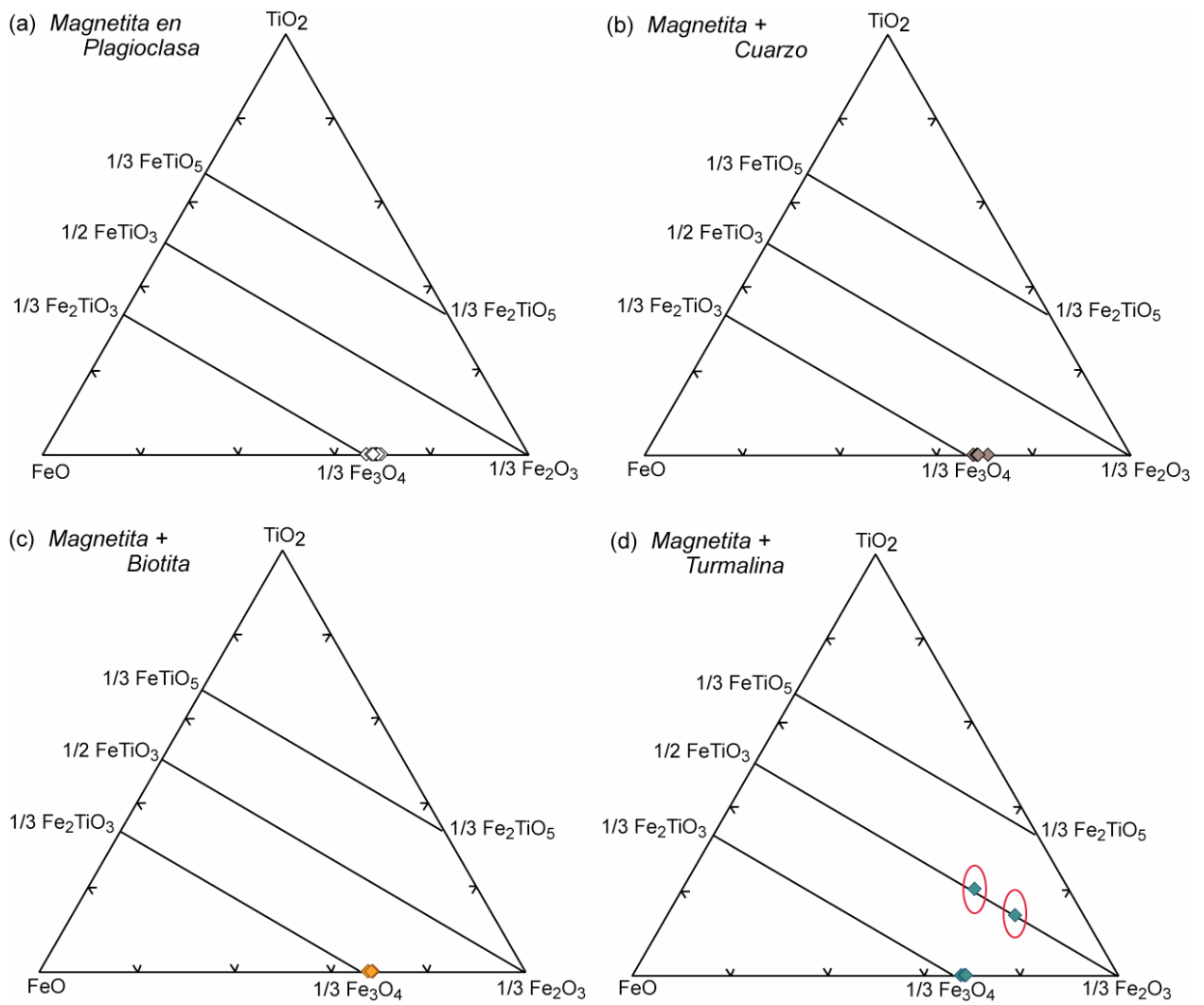
Para la comparación de los resultados, éstos fueron clasificados en el diagrama ternario de óxidos de Fe-Ti, en base a la coexistencia con plagioclasa, cuarzo, biotita y turmalina. Estos gráficos (Fig. 5.34) indican la presencia de *magnetita* predominante ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), con escasos valores intermedios en la solución sólida de las titanohematitas (*sector Regimiento*, Fig. 5.34), con una fuerte señal de Mn relacionado a cristales muy irregulares que coexisten con la asociación *turmalina+cuarzo+anhidrita+rutilo+magnetita* (Fig. 5.35).

En general, las magnetitas analizadas son pobres en  $\text{TiO}_2$ , indicando que su composición mayor (en relación a la metodología utilizada) es independiente de la alteración hidrotermal. Sin embargo, aquellas magnetitas asociadas a plagioclasa poseen las mayores concentraciones relativas de  $\text{V}_2\text{O}_3$ , así como la magnetita gruesa ligada a biotitización muestra gran homogeneidad respecto a los valores de  $\text{V}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Para la familia de magnetita correlacionada con turmalina, sólo son destacables los porcentajes accesorios de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y MnO (tabla 5.5).

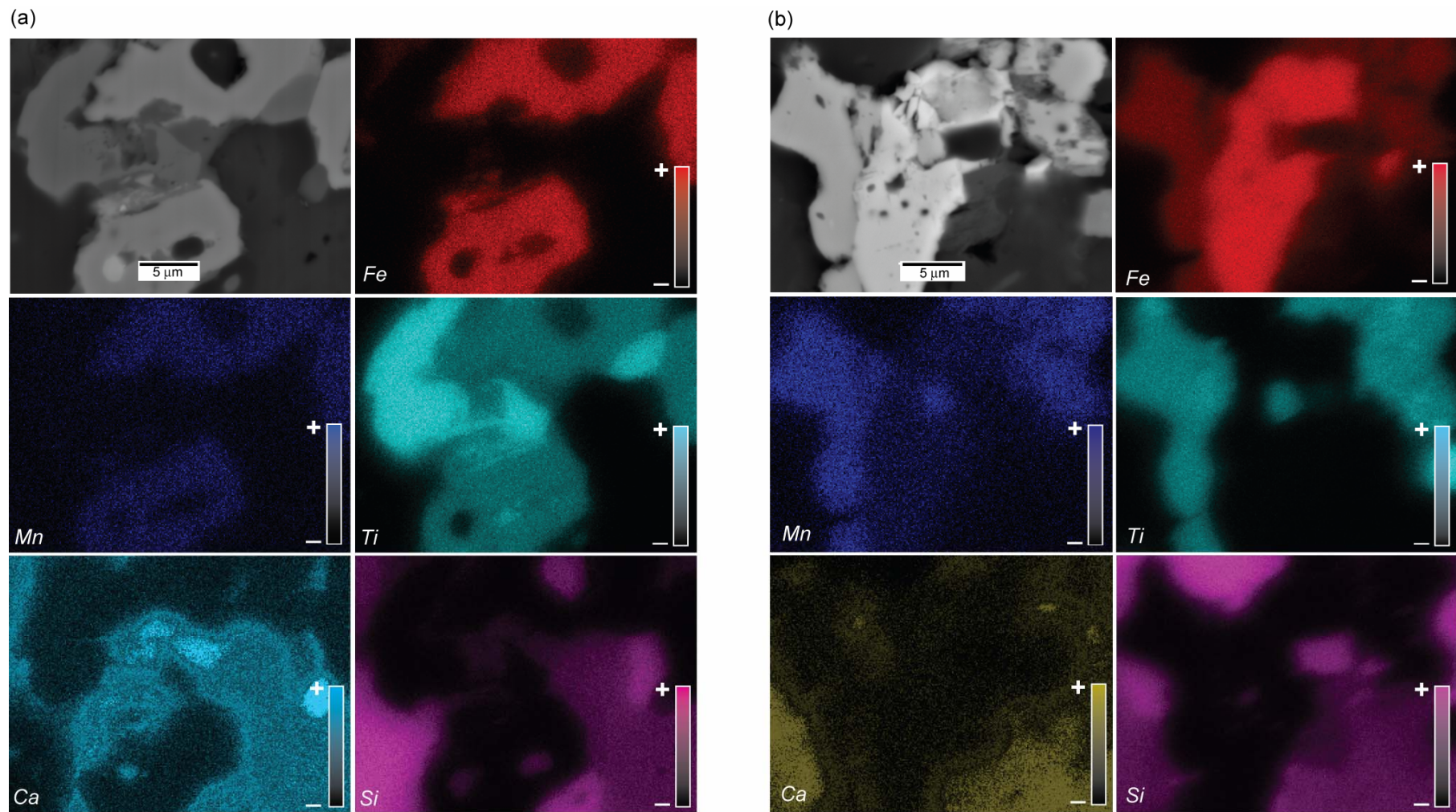
**Tabla 5.5:** Análisis seleccionados de magnetita asociados al muestreo paleomagnético realizado dentro de la mina. Los resultados incluyen la corrección Fe<sup>2+</sup>-Fe<sup>3+</sup>.

	ETM1501A		ETM0302A			ETR0201		ETM1601A	
<i>N°Análisis</i>	7	17	22	26	31	43	47	109	89
SiO <sub>2</sub>	0.25	0.31	0.55	0.00	0.03	0.10	0.22	0.14	0.14
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.38	0.04	0.00	0.09	0.12	0.09	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.21	0.21	0.11	0.11	0.13	0.26	0.09	0.13
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.44	0.27	0.09	0.21	0.27	0.21	0.23	0.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	66.04	65.70	65.63	68.18	67.84	67.50	66.78	67.65	67.01
FeO*	31.56	30.98	31.82	30.90	31.04	31.55	31.60	31.51	31.46
CuO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00
MnO	0.07	0.18	0.00	0.06	0.00	0.08	0.00	0.00	0.11
MgO	0.03	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00
CaO	0.23	0.28	0.19	0.14	0.11	0.08	0.04	0.02	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.08	0.09	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.09	0.04	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03	0.08	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.04	0.00	0.01	0.04	0.04	0.03	0.08	0.05
<b>TOTAL</b>	<b>99.19</b>	<b>98.33</b>	<b>99.20</b>	<b>99.52</b>	<b>99.49</b>	<b>99.88</b>	<b>99.31</b>	<b>99.93</b>	<b>99.42</b>
<i>Fórmula normalizada a 4 oxígenos</i>									
Si <sup>4+</sup>	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ti <sup>4+</sup>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sup>3+</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
V <sup>3+</sup>	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	1.92	1.93	1.91	1.98	1.97	1.95	1.94	1.96	1.95
Fe <sup>2+</sup>	1.02	1.01	1.03	1.00	1.00	1.02	1.02	1.01	1.02
Cu <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn <sup>2+</sup>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca <sup>2+</sup>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sup>+</sup>	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K <sup>+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>TOTAL</b>	<b>3.01</b>	<b>3.01</b>	<b>3.01</b>	<b>3.00</b>	<b>3.01</b>	<b>3.01</b>	<b>3.01</b>	<b>3.01</b>	<b>3.01</b>





**Figura 5.34:** Diagrama ternario de clasificación para óxidos de Fe-Ti, donde se muestra que los datos en general ocurren en el miembro extremo correspondiente a magnetita de la serie de solución sólida de las titanomagnetitas. (a) Magnetita asociada a reemplazo de plagioclasa. (b) Magnetita en coexistencia con cuarzo. (c) Magnetita relacionada a biotitización. (d) Magnetita en coexistencia con turmalina. En este caso se observan además datos que se ubican dentro de la serie de las titanohematita.



**Figura 5.35:** Mapeo de elementos para asociaciones de óxidos de Fe-Ti encontrados en los cortes transparentes del yacimiento, donde los colores más intensos se relacionan a mayor concentración del elemento estudiado. En ellos se evidencia una coexistencia con rutilo-magnetita y menor esfeno. (a) Muestra *ETR-0201*. (b) Muestra *ETR-0902*.

## 5.6 DISCUSIONES

Dada la superposición de fenómenos hidrotermales registrada en el yacimiento El Teniente, es necesario proponer cuál es el origen de las diferentes generaciones de minerales magnéticos identificados, lo que permite determinar cuál puede ser el efecto específico que produce cierta alteración hidrotermal sobre las propiedades magnéticas de la mina. Aunque los análisis petrográfico-geoquímicos indican un predominio de la *magnetita*, sus características y relación con asociaciones mineralógicas específicas permite clasificarlas en 5 GRUPOS, cuya génesis probable se sugiere a continuación

### A. MAGNETITA FINA-MUY FINA en PLAGIOCLASA ( *Tipo Ia* )

Los dos intervalos de tamaño reconocidos para este tipo de *magnetita* probablemente se generen en respuesta a procesos magmático-hidrotermales superpuestos o bien, en función de la evolución de las condiciones de oxidación asociadas a la alteración hidrotermal. La *magnetita fina* (<1  $\mu\text{m}$ ) que sigue el patrón de zonaciones en plagioclasa podría ser magmática, en base a la composición de la roca huésped de la mineralización (*Complejo Máfico El Teniente*: gabros y diabasas. Burgos, 2002), ya que trabajos previos en intrusivos máficos asignan este origen a las microinclusiones de titanomagnetita-magnetita en silicatos (Ishihara et al., 2005). Considerando también que el óxido de Fe-Ti primario predominante en la *Formación Farellones* corresponde a titanomagnetita (este estudio) y los valores de  $\text{Ti}^{4+}$  descritos en magnetitas asociadas a *gabros* (Natland et al., 1991), es probable que, si la roca huésped tiene una composición similar a las unidades mencionadas, ambos minerales magnéticos hayan sufrido un reequilibrio. Lo anterior se puede concluir en base a la variación de las condiciones de temperatura y estado de oxidación (Eh) que involucran algunas asociaciones hidrotermales presentes en el yacimiento (como la biotitización, Jacob & Parry, 1979). Es necesario tener en cuenta asimismo que un moderado aumento de la fugacidad de oxígeno [ $f\text{O}_2$ ] podría promover la formación de magnetita muy fina en base al  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  componente de las plagioclasas. Feinberg et al. (2005) mencionan que las microinclusiones de minerales ferromagnéticos en silicatos están “protegidas” de la circulación de fluidos hidrotermales, lo que permite sugerir que, para el CMET, la gradación de los contenidos de magnetita fina en plagioclasas ( $\uparrow$ albita  $\Leftrightarrow$   $\uparrow$ magnetita) podría relacionarse a un halo de alteración hidrotermal capaz de producir un desequilibrio diferencial entre las condiciones químicas del borde-centro del cristal (*alteración Na-Ca-Fe?*, *biotitización?*).

Aquella magnetita de mayor tamaño (1-15µm) podría relacionarse, a su vez, a una *alteración temprana* tipo *Na-Ca-Fe*. Esto había sido interpretado previamente por Skewes et al. (2002; 2005) y Cannell et al. (2005), en función de ciertas evidencias petrográficas que presentan las plagioclasas afectadas por alteración temprana. Los argumentos geoquímicos obtenidos a partir de este estudio parecen corroborar esta interpretación, ya que los “parches composicionales” observados en plagioclasas se correlacionan con variaciones catiónicas de Na<sup>+</sup> y Ca<sup>2+</sup> susceptibles de generar irregularidades en el patrón de zonación magmática y la neoformación de magnetita. Una alteración hidrotermal de este tipo ha sido reconocida en sectores profundos de otros sistemas tipo pórfido cuprífero (Carten, 1986; Arancibia & Clark, 1996) y en yacimientos de óxidos de Fe-Cu-Au (Marschik & Fontboté, 1996) en conjunto con actinolita, mineral que en las muestras estudiadas no se presenta (posible reemplazo total por biotita).

#### B. MAGNETITA FINA + CUARZO DIFUSO ± (SERICITA): Reemplazo Masa Fundamental ó en Vetillas (*Tipo 1b*)

Aunque esta magnetita es similar respecto a su forma y dimensiones con el grupo previamente descrito (“magnetita en parches”), su principal diferencia corresponde a su asociación de minerales hidrotermales, reconociéndose con cuarzo difuso en la masa fundamental y/o con cuarzo-sericita en vetillas. Respecto a su origen, esta familia magnética podría generarse en relación a (i) *alteración hidrotermal Na-Ca-Fe*, o bien (ii) *un segundo pulso hidrotermal posterior al evento Na-Ca-Fe*.

Respecto a la primera alternativa, si bien Skewes et al. (2002, 2005) no muestran evidencias directas de la cristalización de magnetita asociada con cuarzo en la masa fundamental de la roca huésped, interpretaron la presencia de una alteración temprana magnetita-actinolita, con cantidades subordinada de cuarzo+clorita+epidota+anhidrita. Además, Cannell et al. (2005) interpretaron esta asociación de alteración hidrotermal como una etapa pre-mineralización, correlacionado con el emplazamiento de vetillas tipo 1 (magnetita+plagioclasa-Ca+cuarzo+actinolita+anhidrita). Ambos supuestos permiten proponer que tanto las *evidencias de recristalización de cuarzo-magnetita* (identificadas principalmente en el sondaje SG-184), así como los *reemplazos por parches en plagioclasa* se interpretan aquí como “relictos” de una alteración hidrotermal temprana dentro de la evolución temporal del yacimiento.

La segunda alternativa se basa en escasas relaciones de corte identificadas en las muestras estudiadas, donde vetillas de cuarzo-magnetita-sericita cortan vetillas tipo 2 (cuarzo+anhidrita+sulfuros

±[clorita]), en base a análisis de Cannell et al. (2005). Esto parece indicar que el emplazamiento de aquellas estructuras con magnetita es posterior a la biotitización registrada en el yacimiento, en función de los modelos genéticos propuestos por Villalobos (1975), Cuadra (1986), Cannell et al. (2005) y Klemm et al. (2007). Tampoco se puede descartar que ambas alteraciones hidrotermales sean cogenéticas, como en yacimientos tipo pórfidos de Cu-Au (Ulrich & Heinrich, 2001; Muntean & Einaudi, 2001).

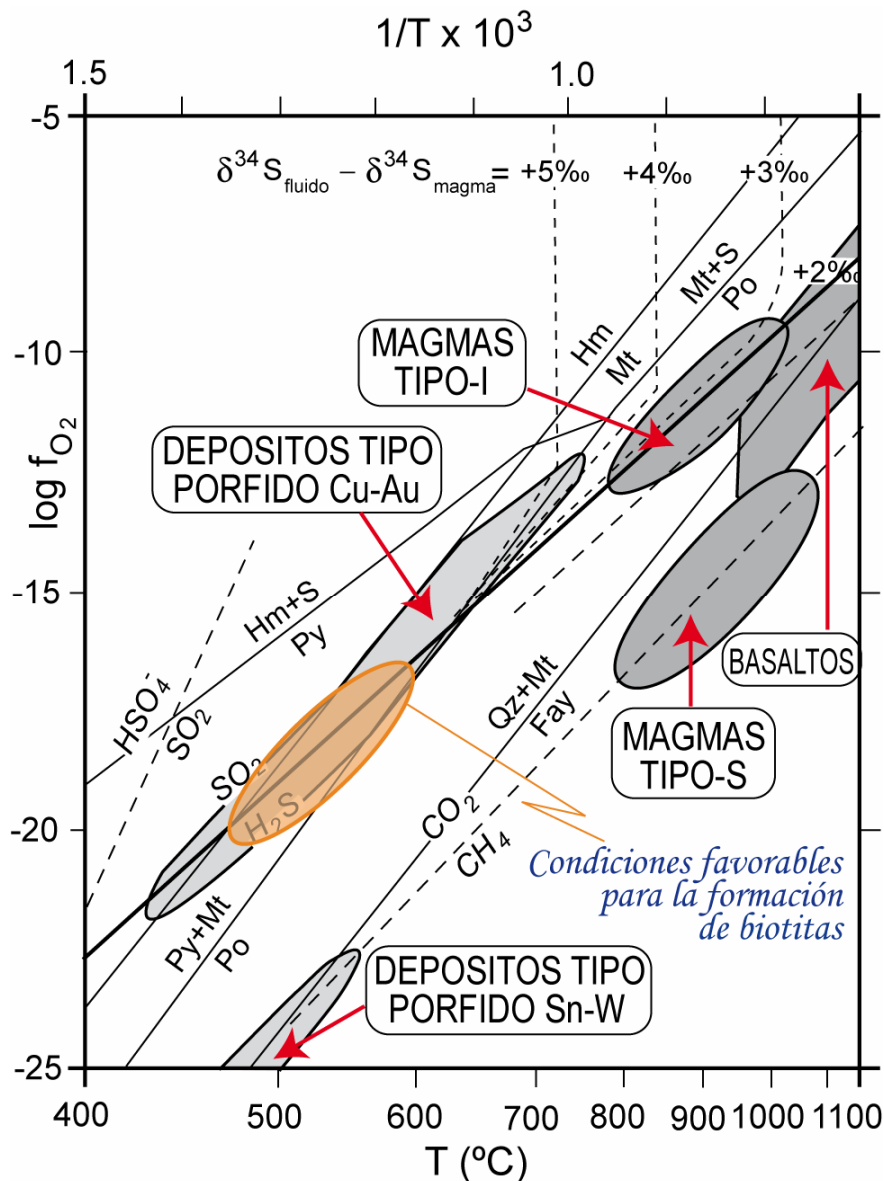
### C. MAGNETITA GRUESA + BIOTITA (*Tipo II*)

Considerando que esta familia de magnetita se relaciona a un tipo específico de biotita, las condiciones de alteración hidrotermal indicadas por esta asociación mineralógica permiten caracterizar aquellas del mineral ferromagnético. Los análisis petrográficos y químicos permiten discriminar, a lo menos, tres grupos de biotita, generados en respuesta a *fluidos hidrotermales de distinta naturaleza y/o la evolución de un mismo fluido en función de su roca huésped*. La BIOTITA TIPO 1 (+magnetita±[menor cuarzo-anhidrita]) probablemente sea la más temprana entre las diferentes biotitas identificadas a partir de las muestras estudiadas, corroborado por sus altos contenidos catiónicos de Fe-Ti y menores valores de Mg. Esto es consecuente con los resultados obtenidos por Speer (1987) y Henderson & Foland (1996) para biotitas magmáticas y/o hidrotermales tempranas. La BIOTITA TIPO 2 (+cuarzo+rutilo±[menor anhidrita]), fina y penetrativa, es la que posee una composición más cercana a la flogopita (mayor contenido de Mg), indicando una génesis tardía en comparación a los otros tipos de biotita reconocidos. Interpretaciones similares respecto a la naturaleza magmática y/o hidrotermal de biotitas en intrusivos cenozoicos estériles y mineralizados de la zona central de Chile han sido planteadas por Miranda (2002) y Villegas (2004); así como por Selvy & Nesbitt (2000) y Yavuz (2002, 2003) asociadas a estudios de sistemas porfíricos en Turquía y Canadá. La BIOTITA TIPO 3 (+anhidrita+cuarzo+sulfuros±[menor rutilo]) es más oscura y posee una composición química intermedia entre los dos tipos antes descritos.

Esta tendencia se observa también para los contenidos de halógenos de cada grupo, ya que la BIOTITA TIPO 1 tiene los mayores valores de Cl y menor F, mientras que la relación en la BIOTITA TIPO 2 es a la inversa, consecuente con lo señalado por Muñoz (1984) y Jacob & Parry (1976), respecto a la correlación positiva entre el Fe-Ti y Cl, así como entre el Mg y F. Los traslapes entre resultados químicos para los diferentes grupos de biotita son resultado de la superposición de pulsos hidrotermales potásicos y, por ende, del reequilibrio de este mineral a las nuevas condiciones químicas



de alteración (Beane, 1974; Jacob & Parry, 1979). Por lo tanto en el yacimiento existen, a lo menos, tres tipos de alteración biotítica, en acuerdo a la discriminación propuesta por Maksaev et al. (2004) en base a edades Re-Os y Ar-Ar. Otro argumento que apoya la hipótesis de una génesis polifásica de los diferentes tipos de biotita reconocidos son las variaciones de fugacidad de oxígeno y azufre del sistema fluido-roca deducibles a partir de las asociaciones mineralógicas coexistentes con este mineral. Para la BIOTITA TIPO 1, la magnetita indica que las condiciones de fugacidad de oxígeno al producirse esta alteración hidrotermal fueron moderadamente más altas que para los otros tipos descritos. A su vez, la BIOTITA TIPO 3 (con anhidrita+sulfuros) probablemente se correlacione con una mayor disponibilidad de azufre en el sistema fluido-roca al momento de la cristalización de este mineral (Fig. 5.36: Hedenquist & Richards, 1998).



**Figura 5.36:** Gráfico temperatura versus fugacidad de oxígeno. El diagrama ilustra las condiciones probables asociadas a deposición de biotita en función del contenido de sulfuros del sistema. Modificado de Hedenquist & Richards (1998).

La segunda hipótesis (variabilidad en función de la roca huésped) puede utilizarse como argumento para explicar que ciertos resultados químicos en biotitas son capaces de generar líneas de tendencia (gráfico contenido catiónico v/s halógenos). El problema principal de esta interpretación radica en que un resultado de esta naturaleza debe apoyarse en un muestreo sistemático de mayor envergadura respecto a la distancia a un pórfido determinado, permitiendo establecer los parámetros que controlan la variación composicional de las biotitas (Kusakabe et al, 1984; 1990). Ejemplos de este tipo de estudios han sido realizados en biotitas correspondientes a diferentes facies metamórficas (granulita versus anfibolita; Dymek, 1983).

#### D. MAGNETITA GRUESA IRREGULAR + CLORITA (*Tipo III*)

La ocurrencia de este tipo de magnetita en las rocas estudiadas es ocasional, construyendo las interpretaciones respecto a su naturaleza hidrotermal. Su origen podría asociarse a una *depositación previa a la cloritización de la roca huésped* (asociada a biotitización) y/o *generada en relación a directa a la cloritización*. Como ya fue descrito, existe una relación directa entre la BIOTITA TIPO 1 y la formación de magnetita (Villalobos, 1975; Zúñiga, 1982; Skewes et al., 2002). Además Skewes et al. (2005) señalaron la probable coexistencia de biotita con clorita-magnetita-feld.K-cuarzo-anhidrita-rutilo y apatito, sin establecer una paragénesis absoluta entre estos minerales. Si bien las evidencias petrográficas obtenidas en este estudio (remanentes de biotita alterados a clorita) permiten deducir una secuencia de formación para las asociaciones de alteración hidrotermal, eventualmente la magnetita podría ser estable en presencia de un halo de alteración propilitico, en acuerdo con la primera hipótesis. La segunda interpretación se fundamenta principalmente en las interpretaciones de Camus (1975), que menciona la existencia de óxidos de Fe-Ti (i.e., magnetita) en la denominada *Zona de Transición Biotítica-Clorítica y Clorítica*. A su vez, este mineral ferromagnético se asocia con clorita-albita en zonas profundas de pórfidos auríferos (*Franja de Maricunga*, Muntean & Einaudi, 2001), por lo tanto también podría cristalizar en relación a la cloritización identificada en el yacimiento.

#### E. MAGNETITA GRUESA IRREGULAR + TURMALINA (*Tipo IV*)

Esta asociación mineralógica posee escasa representación en las muestras estudiadas. Su génesis es incierta, aunque probablemente corresponde a una *fase retrógrada distal* de alteración hidrotermal relacionada al emplazamiento de los pórfidos constituyentes del yacimiento (Sillitoe

& Sawkins, 1971). Esta hipótesis se basa en los reemplazos parciales por turmalina-magnetita de ciertas biotitas; sin embargo Skewes et al. (2005) indicaron la coexistencia de los tres minerales antes mencionados.

El mayor desarrollo esporádico de la asociación turmalina-magnetita-cuarzo probablemente se correlaciona con el emplazamiento de la unidad de la mina denominada *Brechas de Turmalina*, consecuente con la caracterización del pórfido cuprífero Los Pelambres (Atkinson et al., 1996) y sectores profundos de las brechas constituyentes del yacimiento Río Blanco-Los Bronces (Donoso y Sur-Sur: Waalnars et al., 1985; Vargas et al., 1999; Skewes et al., 2003; Frikken et al., 2005). Las diferencias petrográfico-texturales de la turmalina en la mina El Teniente sugieren que este mineral puede tener diferentes orígenes, como lo plantearon King et al. (1999; 2003) para yacimientos de la misma franja; y Yavuz et al. (1999; 2002) para depósitos porfíricos en Turquía.

## 5.7 CONCLUSIONES

Las observaciones petrográfico-geoquímicas de la mineralogía magnética y asociaciones de alteración hidrotermal permiten clasificar, a lo menos, CINCO familias de MAGNETITA en base a consideraciones de tamaño y asociación mineralógica. Aquella magnetita menor a 1  $\mu\text{m}$  *Tipo Ia* (fina-muy fina siguiendo el patrón de zonación en plagioclasa) podría tener un origen magmático, en función de la composición de la roca huésped de la mineralización (*Complejo Máfico El Teniente*: gabros y diabasas), y/o hidrotermal, en respuesta al aumento del estado de oxidación (Eh) del sistema fluido-roca que involucra los fenómenos hidrotermales ocurridos en el yacimiento. La relación textural entre la magnetita *Tipo Ia* «en parches» (entre 1-15  $\mu\text{m}$ ) con variaciones de sodio y calcio en plagioclasa sugieren que su cristalización se produce por alteración hidrotermal temprana Na-Ca-Fe, probablemente asociada a la intrusión de la *Diorita-Tonalita Sewell*. Para la magnetita *Tipo Ib* (magnetita fina+cuarzo difuso [ $\pm$ sericita]), si bien presenta similitudes en cuanto a forma y tamaño con la familia antes mencionada, no puede deducirse una relación genética evidente. Por lo tanto su cristalización podría ser cogenética con alteración hidrotermal Na-Ca-Fe, o bien posterior a la biotitización penetrativa reconocida en el depósito.

La magnetita subhedral gruesa Tipo 2 se relaciona a biotitización, coexistiendo con BIOTITA TIPO 1, cuya concentración de Fe-Ti-Cl y asociación mineralógica (+ magnetita [ $\pm \ll$  anhidrita-cuarzo]) permiten clasificarla como la «más temprana» y de mayor fugacidad de oxígeno del fluido entre los tres grupos identificados. La BIOTITA TIPO 2 ( $\pm \ll$  cuarzo-anhidrita-rutilo) presenta altos valores de Mg y F, siendo entonces la más tardía, en base a lo señalado por Muñoz (1984). La fugacidad de azufre del fluido que produce la depositación de la BIOTITA TIPO 3 (+anhidrita+cuarzo+sulfuros) es más alta en comparación a los tipos de biotita antes mencionadas, si bien su composición química es intermedia.

La génesis de la magnetita gruesa y anhedral Tipo 3 no es clara debido a su coexistencia con clorita+cuarzo difuso+anhidrita+rutilo. Aunque podría relacionarse a una fase retrógrada de alteración hidrotermal (propilítica), las evidencias de cloritización de biotita sugieren que esta magnetita podría ser previa a la depositación de la asociación mineralógica descrita. Es necesario señalar que también aparece clorita en vetillas de anhidrita+cuarzo granular+sulfuros de Cu-Fe y en sus halos de alteración respectivos; sin embargo, es probable que, químicamente, difiera de la anterior. La magnetita Tipo 4 también tiene un origen incierto, ya que su coexistencia con turmalina determina dos asociaciones mineralógicas distintivas. El reemplazo de biotita por turmalina-magnetita podría correlacionarse con la fase retrógrada distal de alteración ligada a la intrusión de los pórfidos constituyentes del yacimiento; sin embargo, la asociación turmalina+cuarzo difuso+anhidrita ( $\pm$ rutilo) que oblitera la masa fundamental posiblemente se genera en respuesta al emplazamiento de la *Brecha de Turmalina* (tardía).

## CAPITULO 6:

### **PROPIEDADES MAGNETICAS DE ROCAS MINERALIZADAS EN EL YACIMIENTO TIPO PORFIDO CUPRIFERO EL TENIENTE**

- Resultados magnético-mineralógicos de las unidades muestreadas en el yacimiento*
- Análisis de distribución y variabilidad del Magnetismo Remanente Natural y susceptibilidad en los sectores de muestreo de la mina*
- Análisis de Intensidad de Magnetismo Remanente Natural versus susceptibilidad para el muestreo dentro de la mina*

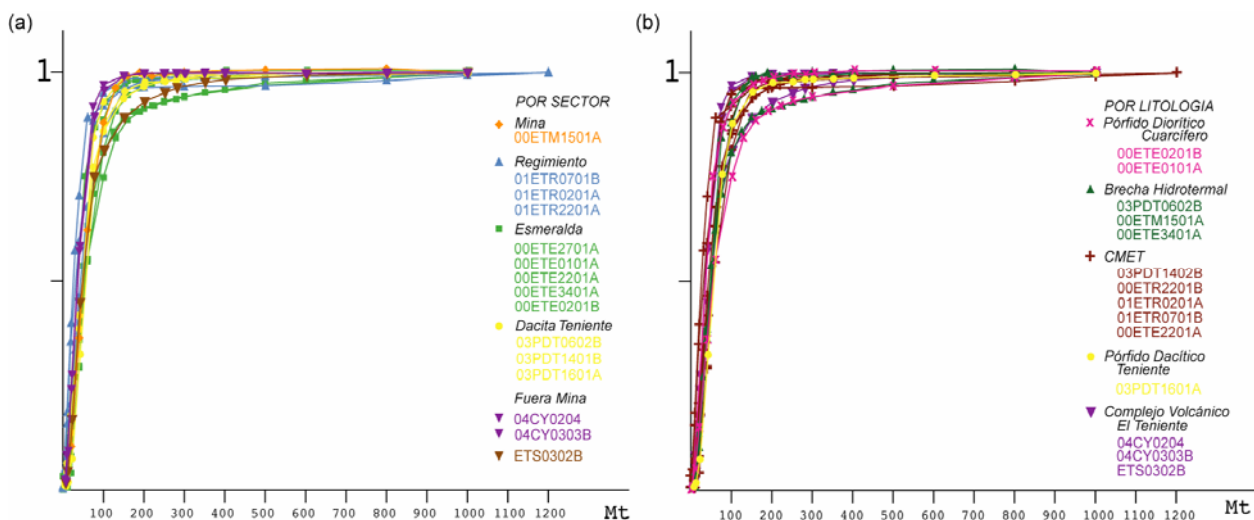


## 6.1 PROPIEDADES FISICAS DE LA MINERALOGIA MAGNETICA

Del capítulo 5 se puede deducir que los eventos de alteración hidrotermal presentes en el yacimiento eventualmente pueden modificar las propiedades magnéticas de la roca huésped, especialmente en respuesta a la generación y/o destrucción de magnetita. Para determinar las características magnético-mineralógicas en función del *sector de muestreo*, como de las diferentes *unidades litológicas* definidas en la mina, a continuación se presentan los resultados asociados a las propiedades físicas de la mineralogía magnética, para así establecer una correlación con aquellos de naturaleza petrográfico-químicos previamente descritos.

### 6.1.1 ANALISIS DE MAGNETISMO REMANENTE ISOTERMAL (IRM)

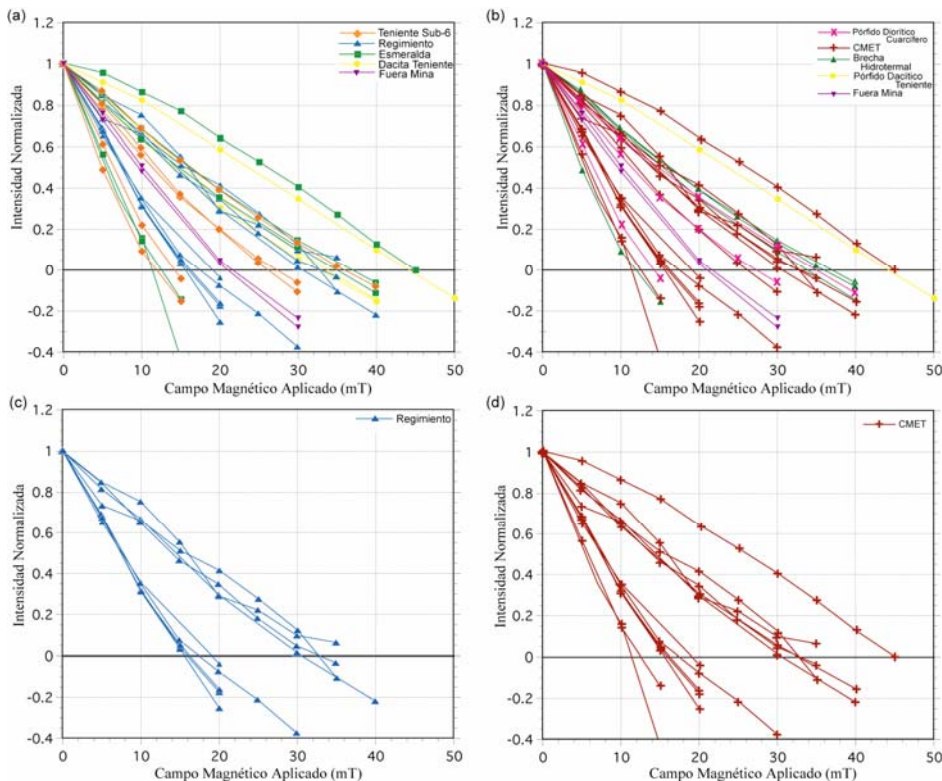
La figura 6.1.a y b ilustran las curvas IRM respecto a los *sectores de muestreo* y la *litología* respectivamente. En ambos casos se observa que los minerales magnéticos son de baja coercividad, sin una diferenciación clara respecto a los parámetros analizados. La magnetización de saturación ( $J_s$ ) se alcanza entre 180-270 mT, de lo que se interpreta la presencia predominante de *magnetita*, cuyas variaciones probablemente están vinculadas al tamaño de la mineralogía magnética, siendo más bajo para los cristales de mayor dimensión, y la alteración hidrotermal que presentan (ver Cap. 5). Para aquellas muestras que presentan un  $J_s$  mayor al rango indicado (00ETE0101A, 01ETE3401A, 03PDT1401B), se puede asumir un reemplazo parcial de magnetita por *hematita*, de mayor coercividad, en respuesta a una oxidación débil.



**Figura 6.1:** Curvas IRM (a) por *sector de muestreo* y (b) por *unidad litológica*, indicando la presencia predominante de magnetita, si bien la alteración hidrotermal de la roca huésped es, en general, heterogénea (e.g. *stockwork*). Se observa también una pequeña diferencia entre el campo magnético de saturación de las muestras analizadas.

### 6.1.2 ANALISIS DE CAMPO COERCITIVO REMANENTE ( $H_{c_r}$ )

Complementario al análisis anterior, los valores de  $H_{c_r}$  se ubican entre 11-45 mT, indicando la presencia de un mineral de baja coercividad (*magnetita*), de diversos tamaños (fig. 6.2.a). Este rango puede dividirse en *dos* sub-intervalos: entre 12 y 20 mT y entre 25-45 mT, indicando que, a lo menos, existen dos intervalos de tamaño representativos para este mineral, sin una correlación directa con un sector y/o litología específica, porque las cuatro unidades muestreadas (*Pórfido Dacítico Teniente*, *Pórfido Diorítico-Cuarcífero*, *CMET* y *Brechas Hidrotermales*) los presentan (fig. 6.2.b). Las muestras de la *Fm. Farellones-Colon Coya indiferenciadas* (Complejo Volcánico El Teniente) se ubican justamente en el medio de ambos grupos descritos, permitiendo dividir las rocas alteradas en dos campos: (i) rocas con magnetita menos coercitiva de mayor tamaño, y (ii) rocas con magnetita más coercitiva de menor tamaño. Lo anterior queda claramente ilustrado por las figuras 6.2.c y d, para muestras del *CMET* asociadas a un mismo sector y para todas las muestras de esta unidad respectivamente, reconociéndose en ambos casos esta distribución bimodal. Los especímenes de menor coercividad se encuentran principalmente sector *Teniente Sub-6* y *Esmeralda* (11-12 mT), siendo el sector *Regimiento* aquel que posee las muestras con mayor valor de  $H_{c_r}$ , a excepción de dos muestras separadas del grupo principal, que probablemente indican la *hematización* parcial de la magnetita.



**Figura 6.2:** Diagramas de magnetización inducida v/s variación de la intensidad magnética adquirida normalizada para muestras asociadas al yacimiento El Teniente. (a) Por sector. (b) Por litología. En las figuras (c) y (d) se observan los dos grupos definidos respecto a  $H_{c_r}$ : por sector (Regimiento) y litología (CMET) respectivamente.

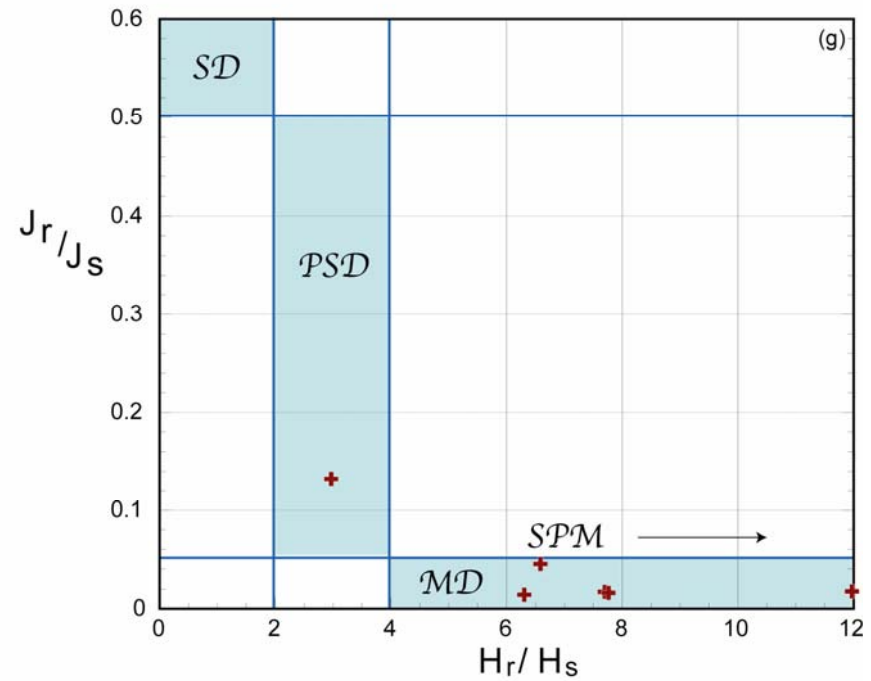
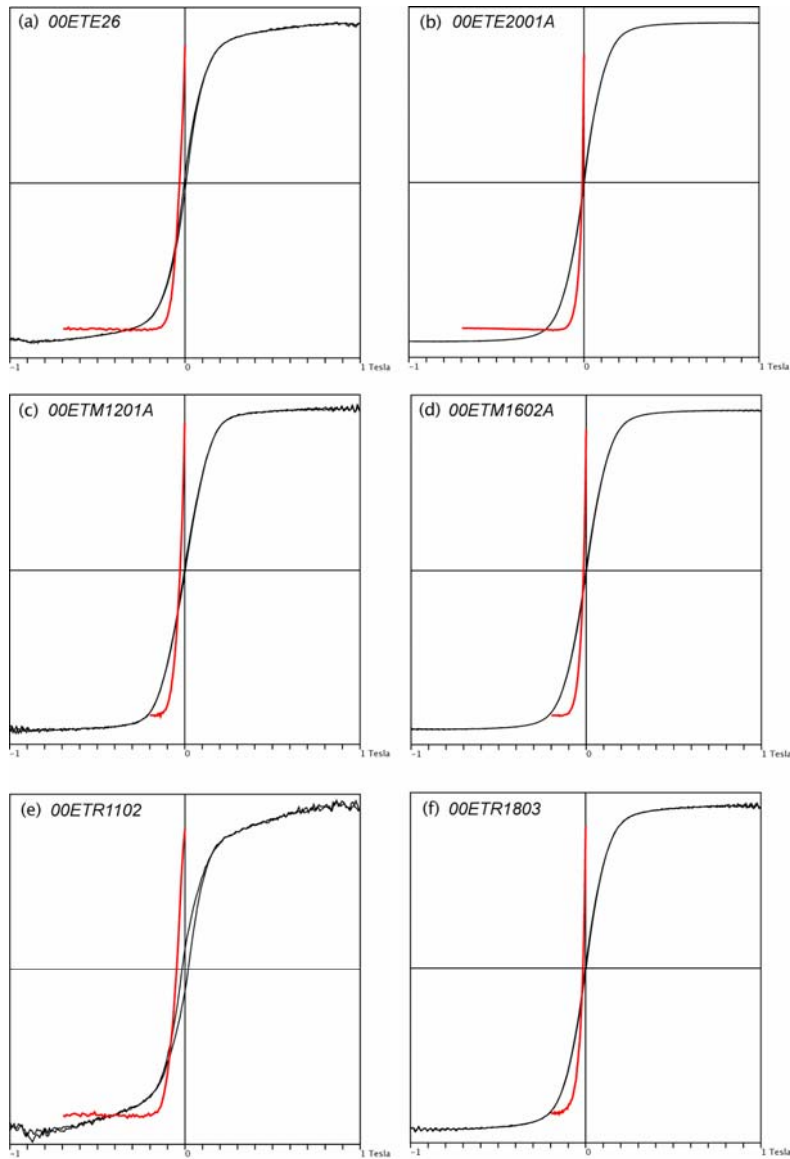
### 6.1.3 CICLOS DE HISTERESIS EN EL COMPLEJO MAFICO EL TENIENTE (CMET)

Para distinguir las heterogeneidades del tamaño de la mineralogía magnética (*magnetita*) en función de alteración hidrotermal sobre la roca huésped, este análisis se realizó sólo para muestras representativas del *CMET*. Sus resultados y los parámetros obtenidos a partir de los ciclos de histéresis se ilustran en la figura 6.3 y la tabla 6.1.

**Tabla 6.1:** Parámetros magnéticos relacionados al ciclo de histéresis obtenido en las muestras mencionadas ( $J_s$ ,  $J_r$ , Hc, Hcr). Para la magnetización de saturación ( $J_s$ ) se descartó el aporte de los minerales paramagnéticos.

Muestra	Magnetización de Saturación Corregida ( $J_s$ ) [ $\text{Am}^2/\text{kg}$ ]	Remanencia	Campo Coercitivo (Hc)	Campo Coercitivo Remanente (Hcr)	Mrs/Ms	Hcr/Hc
TE26	0.197301	8.95E-03	4.7982	31.612	4.54E-02	6.5883
TE2001	5.70803	8.19E-02	1.5022	9.4729	1.43E-02	6.3058
TM1202	0.603744	1.07E-02	2.2173	26.547	1.77E-02	11.973
TM1602	5.00355	7.82E-02	1.8942	14.672	1.56E-02	7.746
TR1102	5.39E-02	7.13E-03	16.197	48.071	0.132234	2.968
TR1803	0.429094	7.36E-03	1.9623	15.105	1.72E-02	7.6977

En general, estas curvas indican principalmente la presencia de minerales tipo *multidominio* (*MD*), correspondientes a *magnetita* de gran tamaño (sobre  $10 \mu\text{m}^2$ ), a excepción de la muestra 00ETR1102, donde la separación de la curva en el origen se relaciona a magnetita de menor tamaño (tipo *pseudo-dominio simple*, *PSD*). Esto es consecuente con el valor obtenido para su razón Mrs/Ms, más baja en comparación al resto de las muestras, y su mayor coeficiente Hcr/Hc. Lo anterior se deduce también desde el gráfico Mrs/Ms versus Hcr/Hc (Day et al., 1977, fig. 6.3.g). Por lo tanto se puede concluir que, dentro de esta unidad litológica, existe una variabilidad del tipo de magnetita desde *multidominio* a *pseudos-dominio simple*, consecuente con las evidencias de diferentes intervalos de tamaño asociada a los experimentos anteriores.



**Figura 6.3:** (a)-(f) Gráficos de ciclos de histéresis para muestras asociadas al CMET. (g) Diagrama  $H_r/H_s$  versus  $J_r/J_s$  para los especímenes de la misma unidad. Modificado de Day et al. (1977).

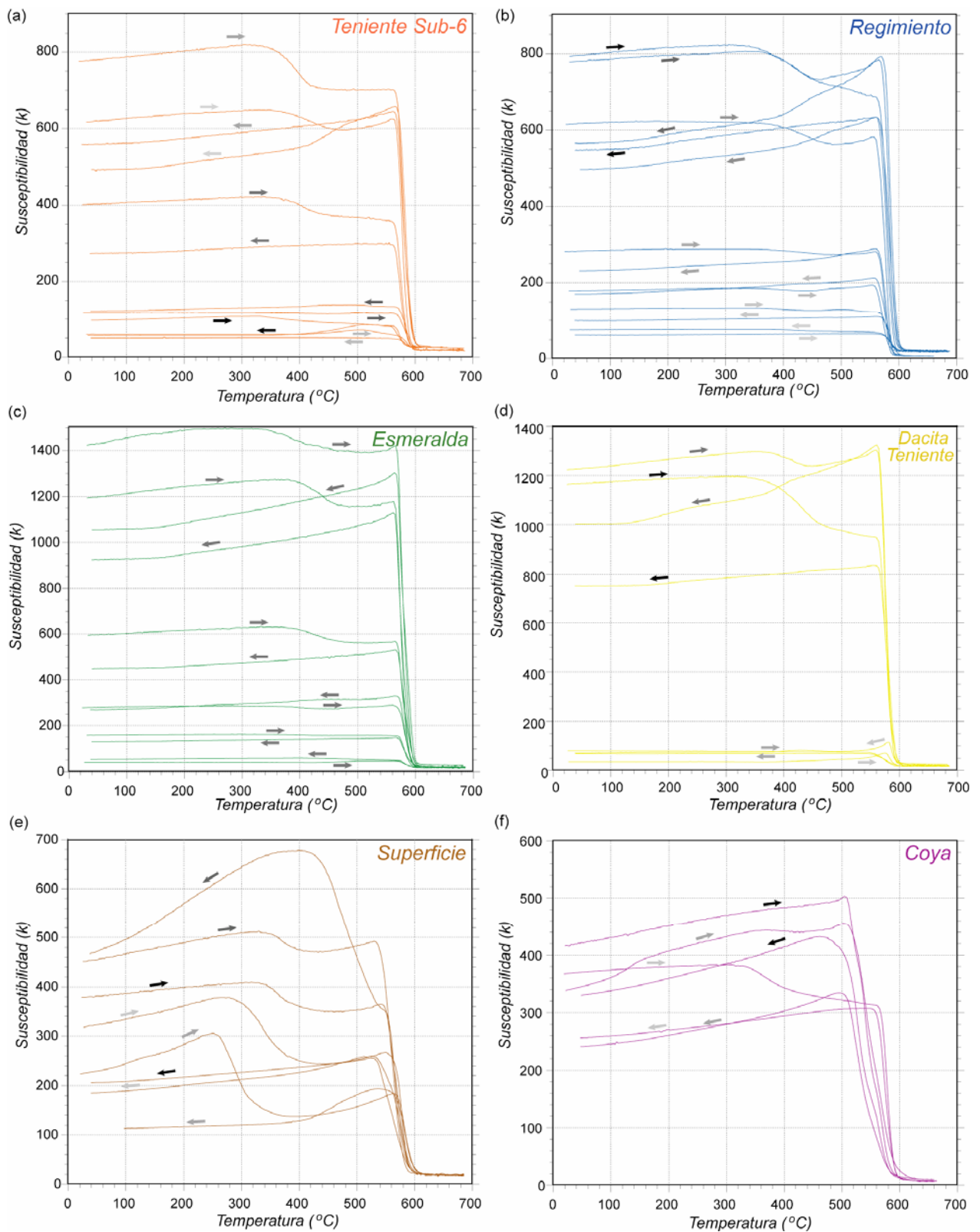
#### 6.1.4 CURVAS SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (k) VERSUS TEMPERATURA (T)

Las curvas k-T corroboran los resultados previos respecto a la presencia predominante de *magnetita* en las unidades muestreadas (fig. 6.4), lo que se deduce directamente de la *Temperatura de Curie* ( $T_C$ ) indicada por cada curva, asociada al quiebre de la susceptibilidad entre los 575-585°C (fig. 6.5.a y b). Las diferencias de susceptibilidad inicial entre los especímenes analizados se relacionan con la concentración de magnetita en el material seleccionado para el experimento, parámetro que depende directamente de la alteración /mineralización que registra la roca y la litología de las muestras.

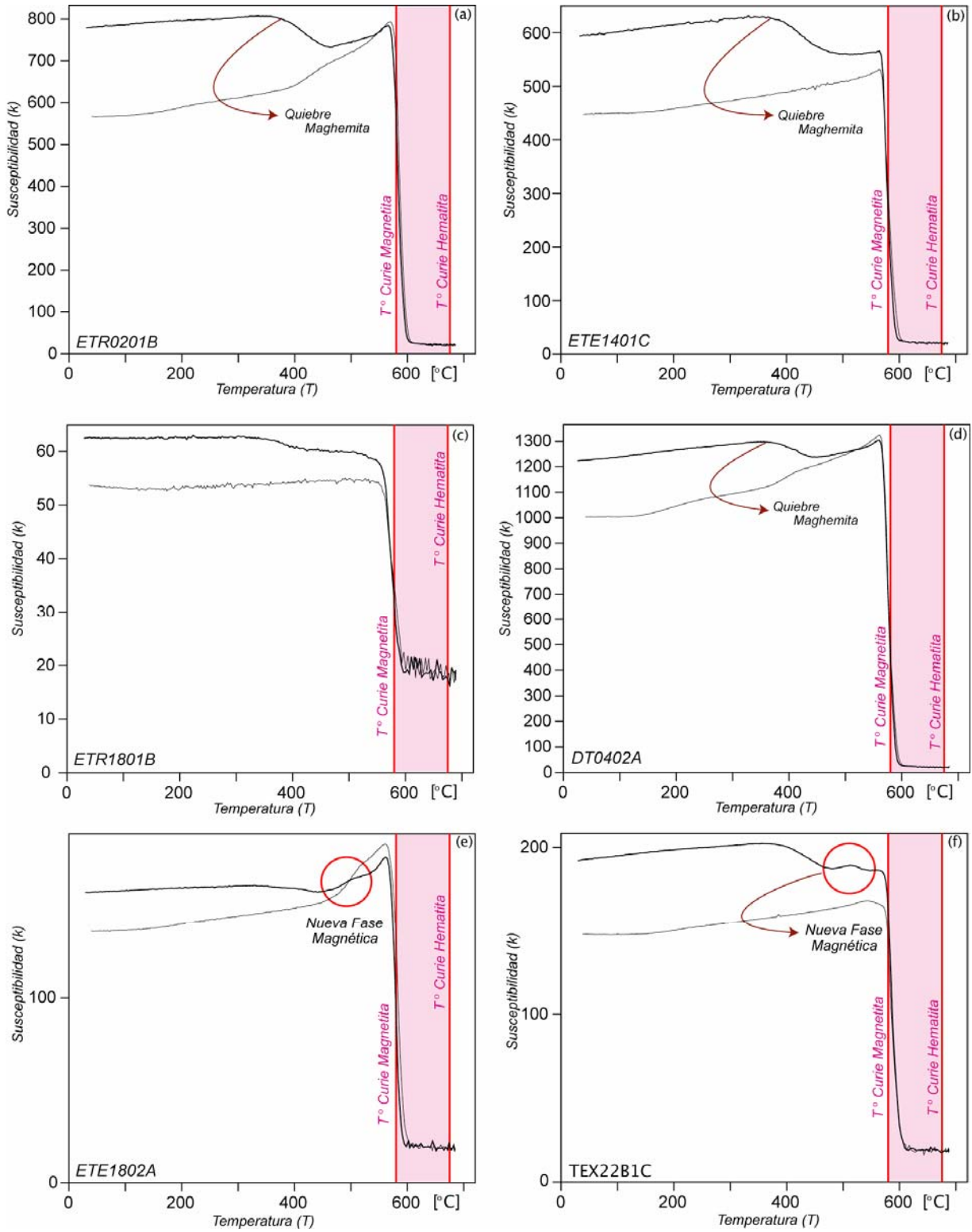
El descenso a los 350°C y la no reversibilidad al producirse enfriamiento que muestran ciertas curvas se correlaciona con la presencia de cantidades variables de *maghemita*. Una importante evidencia de este mineral se observa en los especímenes correspondientes al *Complejo Volcánico El Teniente*, con alteración propilítica y/o metamorfismo regional, siendo la abundancia de este mineral mayor en el muestreo *Superficie* que el muestreo *Coya* (fig. 6.4.e). Esto puede sugerir que ambos muestreos son representativos de paquetes volcánicos diferentes, en función de la capacidad de respuesta a la maghemitización de los minerales ferromagnéticos constituyentes; o bien, que estas diferencias se producen a consecuencia de un estado de oxidación y/o meteorización más intenso en el caso del muestreo *Superficie*.

Ciertas muestras con valores iniciales bajos de susceptibilidad evidencian un fuerte aumento de este parámetro posterior a los 400-450°C, consecuente con la formación de minerales magnéticos en base a sulfuros de Cu-Fe (bornita, calcopirita y pirita preferentemente), considerando el cambio del estado de oxidación y el aumento de temperatura que involucra la realización de este experimento.





**Figura 6.4:** Gráficos de temperatura versus susceptibilidad magnética (k) para diferentes muestras respecto a los sectores de muestreo dentro y fuera de la mina. (a) Teniente Sub-6; (b) Regimiento; (c) Esmeralda; (d) Dacita Teniente; (e) Teniente Superficie y (f) Coya. Cabe destacar las diferencias entre curvas, las que pueden corresponder a diferentes pulsos mineralizadores, litología y/o una combinación de ambos, considerando la dependencia parcial que posee una asociación de alteración de la roca huésped.



**Figura 6.5:** Ejemplos de gráficos de temperatura versus susceptibilidad magnética (k) para muestras dentro de la mina ilustrando (a), (b) y (d): presencia de maghemita. Si bien la alteración hidrotermal que presentan estas muestras es variable, poseen evidencias de alteración fílica débil, asociada a stockwork o como halos de alteración. Para (c), aunque la susceptibilidad es baja, se ilustra el quiebre de temperatura relacionado a magnetita. (e) y (f): Formación de una nueva fase magnética.

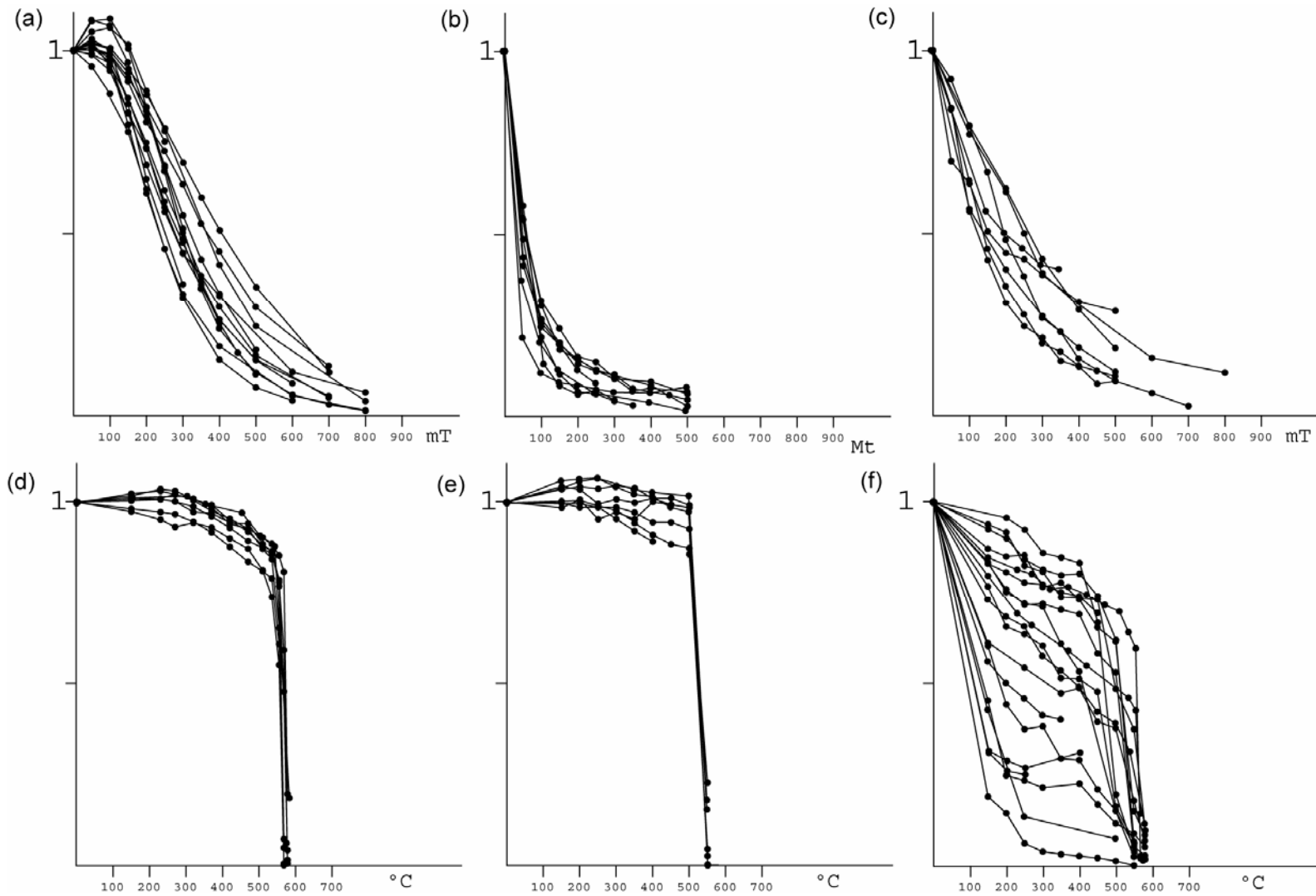
## 6.2 MINERALES PORTADORES DE LA MAGNETIZACION REMANENTE: CURVAS DE DEMAGNETIZACION

En las rocas del yacimiento se pueden clasificar, a lo menos, dos grupos distintivos de curvas de demagnetización, determinados en base al lavado magnético por campo alternante (AF) y termal (D), permitiendo identificar los minerales portadores de la magnetización. El primer grupo se relaciona a un mineral pequeño y coercitivo (trayectoria AF cóncava, Dunlop & Özdemir, 1997) y temperatura de desbloqueo ( $T_B$ )  $\approx 580^\circ\text{C}$ , probablemente correlacionado con magnetita dominio simple (SD), responsable también la estabilidad de la magnetización remanente (magnetización remanente termoquímica?). Estas características han sido observadas principalmente en ciertos bloques correspondientes al sector *Regimiento* y sondajes representativos del *CMET* (SG-184 y DDH-1830), sin descartar su presencia en otros sectores analizados (Fig. 6.6. a y d).

El segundo grupo ilustra una demagnetización lineal y/o oscilatoria de tendencia lineal, con una temperatura de desbloqueo variable, pero menor a  $500^\circ\text{C}$ , consecuente con la presencia de un mineral portador de la magnetización remanente de baja coercividad. Considerando los resultados magnético-mineralógicos previos probablemente este mineral es magnetita multidominio (MD), a la que se relaciona una magnetización termoviscosa de fácil remoción (Fig. 6.6.b y d). Estas propiedades predominan en aquellas muestras obtenidas a partir de unidades alteradas de composición félsica (*Pórfido Diorítico-Cuarcífero* y *Pórfido Dacítico Teniente*), con una gran inestabilidad de la magnetización remanente; sin embargo también se reconocen en ciertos especímenes del *CMET* con alta susceptibilidad magnética.

A su vez, existen algunas curvas que evidencian una rápida disminución de magnetización en las primeras etapas del lavado magnético (AF), estabilizándose posteriormente en torno a un valor de magnetización variable (Fig. 6.6.c y f). Esto puede correlacionarse con una mezcla de cristales multidominio (MD)+dominio simple (SD), en función de los diferentes tamaños de magnetita cristalizado en base a alteración hidrotermal, capaces de generar una *magnetización compuesta* (termoviscosa+ termoremanente). Cabe mencionar que en la mayor parte de los análisis la demagnetización por campo alternante tiende a ser más estable que la termal.

El aumento de la susceptibilidad posterior a los  $400^\circ\text{C}$  sugiere la presencia de sulfuros de Cu-Fe, como ya fue explicado en el caso de las curvas  $k$  v/s  $T$  (ver subsección 6.1.4).



**Figura 6.6:** Gráficos de intensidad magnética versus etapa del lavado magnético, ilustrando las diferentes trayectorias mencionadas en el texto. En (a) la forma cóncava de las curvas permite correlacionarlas con magnetita SD. (b) Pérdida rápida de magnetización en las primeras etapas del experimento, característica asociada a magnetita MD. (d) Curvas de demagnetización térmica, de las que se puede inferir una temperatura de desbloqueo  $\approx 580^\circ\text{C}$ . (e) Muestras seleccionadas para las que se ilustra una demagnetización  $< 580^\circ\text{C}$ . En (c) y (f) las curvas probablemente se relacionan a tamaños intermedios SD-MD y/o mezcla de granos.

### 6.3 DISTRIBUCION DEL MAGNETISMO REMANENTE NATURAL (MRN), SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (k) Y POLARIDAD MAGNETICA EN LOS SECTORES DE MUESTREO DE LA MINA EL TENIENTE

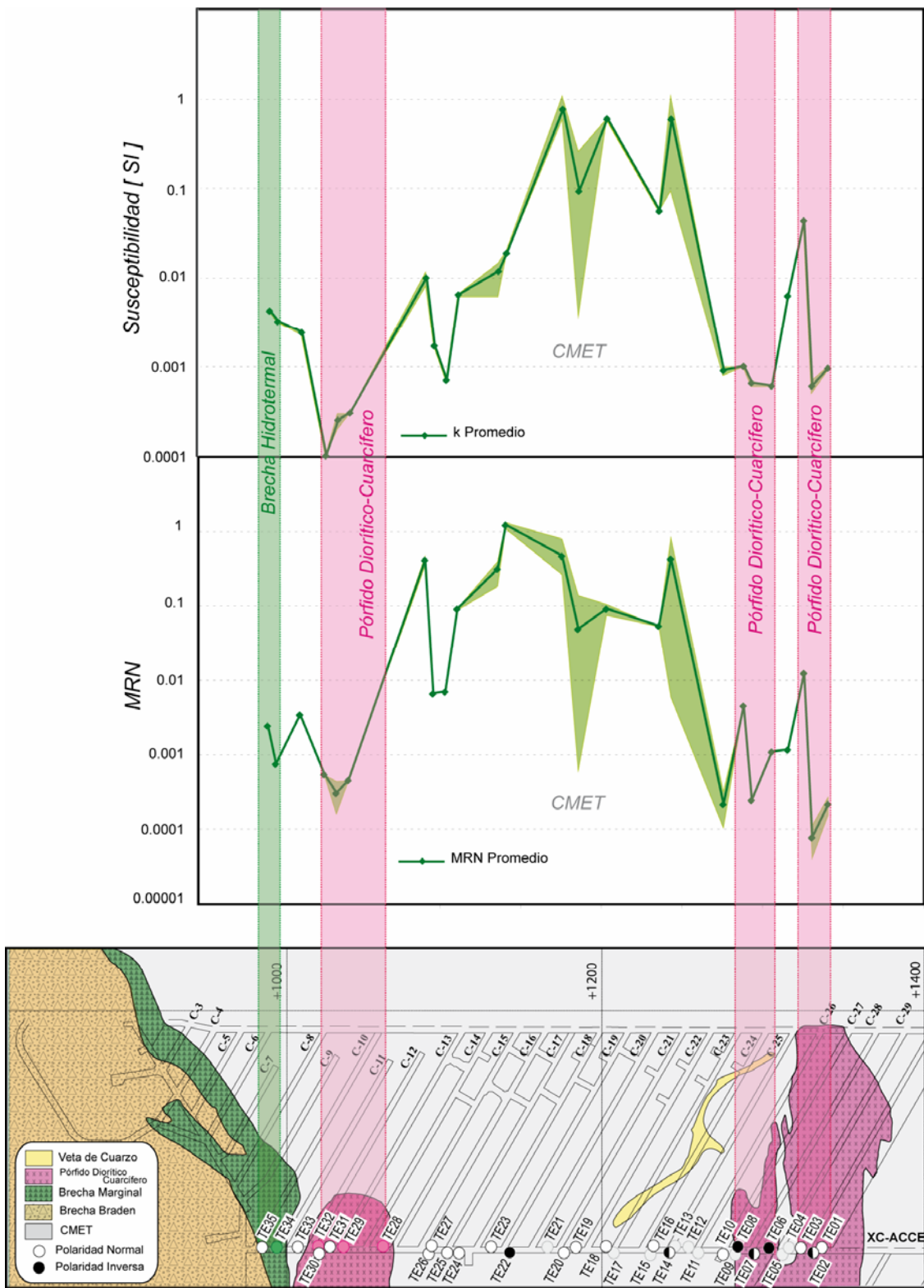
La configuración del muestreo realizado en el yacimiento (bloques orientados), siguiendo túneles y galerías, permite analizar la distribución del MRN y susceptibilidad magnética «*in situ*», así como la polaridad magnética predominante en los diferentes sectores estudiados y, por lo tanto, en las unidades litológicas que afloran dentro de los mismos. Para lo anterior, es importante considerar que la mineralización se relaciona principalmente al emplazamiento de «*stockworks*», cuya heterogeneidad influye directamente en los parámetros estudiados. Este análisis se realizó en los sectores *Esmeralda* (lineal), *Regimiento* y *Teniente Sub-6* (areal), excluyéndose sólo el sector *Dacita Teniente* debido a su densidad (e irregularidad) de muestreo.

#### 6.3.1 SECTOR ESMERALDA

Para esta línea de muestreo los menores valores de MRN y  $k_{\text{PROMEDIO}}$  se relacionan al *Pórfido Diorítico-Cuarcífero*, mientras que los más altos corresponden a muestras del *CMET*. En el caso de la *Brecha Marginal* poseen valores intermedios entre las unidades antes mencionadas, sugiriendo un control litológico para ambos parámetros magnéticos (fig. 6.7). Su variabilidad dentro de un mismo bloque es baja en el *Pórfido Diorítico-Cuarcífero* y la *Brecha Marginal*, mientras que para el *CMET* pueden existir diferencias de hasta de dos órdenes de magnitud. La heterogeneidad a esa escala puede relacionarse con la presencia de microvetillas vetillas susceptibles de destruir parcialmente *magnetita* previa. En términos generales, existe una correspondencia entre los valores de MRN y susceptibilidad dentro de una misma unidad, es decir, a mayor MRN, mayor susceptibilidad y viceversa, sin bien en el *CMET* esta relación no siempre se cumple.

La polaridad magnética predominante para este sector es NORMAL, a excepción de ciertas muestras correspondientes al *Pórfido Diorítico-Cuarcífero* y (TE08, TE06, parte TE07-TE02) y *CMET* (TE22), siendo el bloque aquel que posee mayor MRN, si bien su susceptibilidad magnética es intermedia ( $\approx 0.03$  SI).





**Figura 6.7:** Gráficos de MRN y susceptibilidad magnética (k) respecto a la línea de muestreo relacionada al sector *Esmeralda* del yacimiento. En verde claro se observa el intervalo definido por los valores máximo y mínimo para aquellos bloques de los que se obtuvieron 2 o más testigos paleomagnéticos. Se ilustra además la polaridad magnética relacionada a cada bloque orientado.

### 6.3.2 SECTOR TENIENTE SUB-6

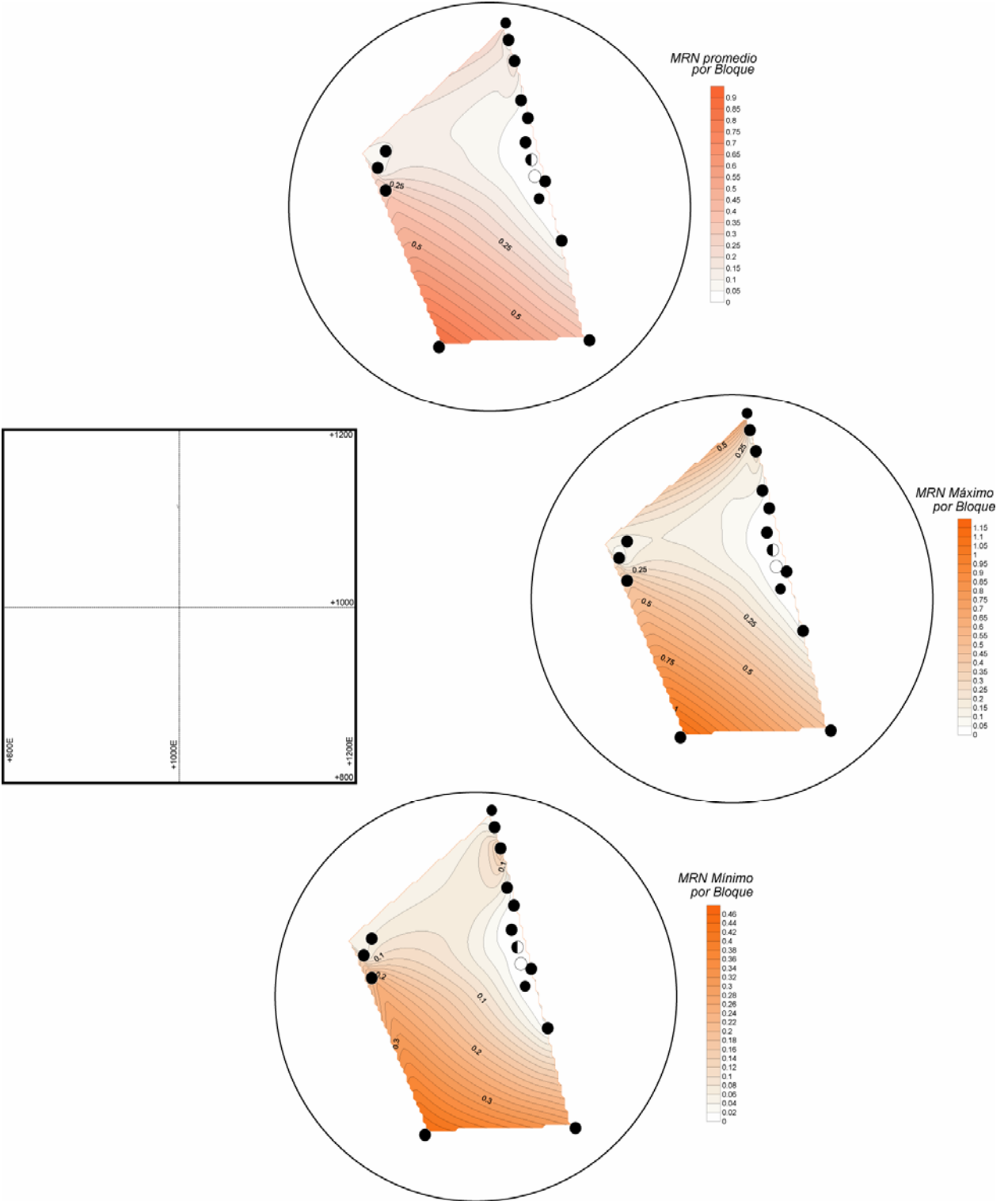
Los resultados de MRN y  $k_{\text{PROMEDIO}}$  asociados a este sector son similares a aquellos previamente descritos, tanto para el *Pórfido Diorítico-Cuarcífero* como para el *CMET*. La polaridad dominante también es NORMAL, a excepción de muestras asociadas a los bloques TM08 y TM07, correlacionándose con los menores valores de susceptibilidad magnética en el intrusivo (fig. 6.8).

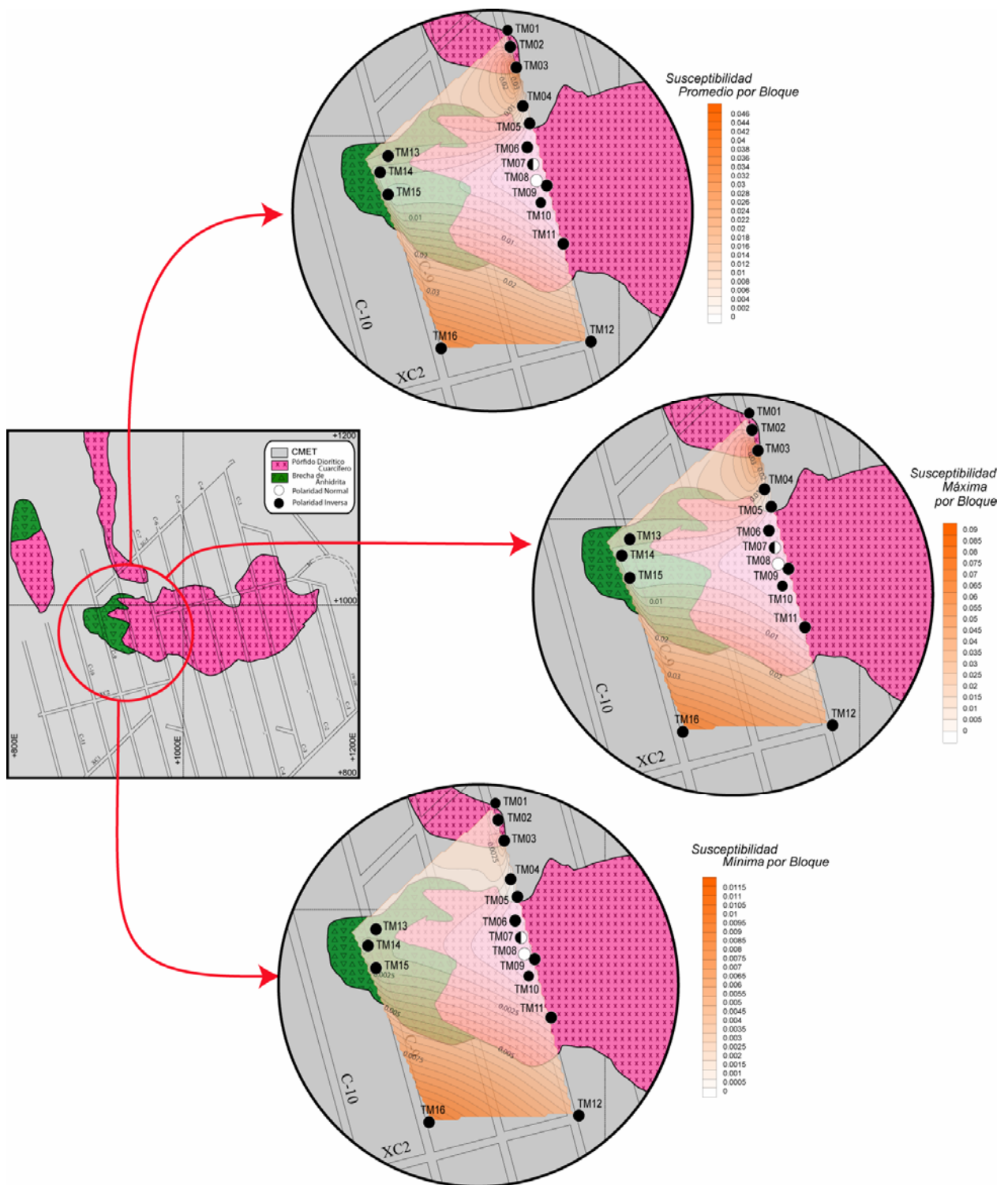
Cabe señalar que para la realización de los mapas de distribución magnética se utilizaron mediciones asociadas a dos galerías no contiguas, lo que permite suponer que, eventualmente, la interpolación utilizada podría no representar el comportamiento de los parámetros en estudio, dada la aleatoriedad que presentan.

### 6.3.3 SECTOR REGIMIENTO

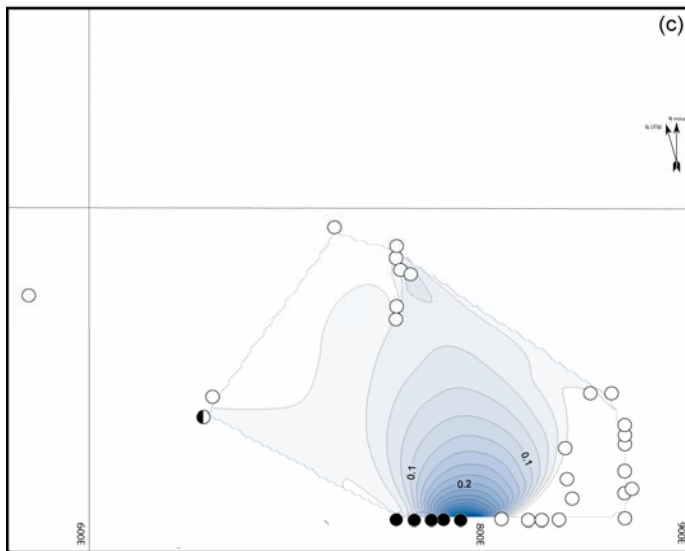
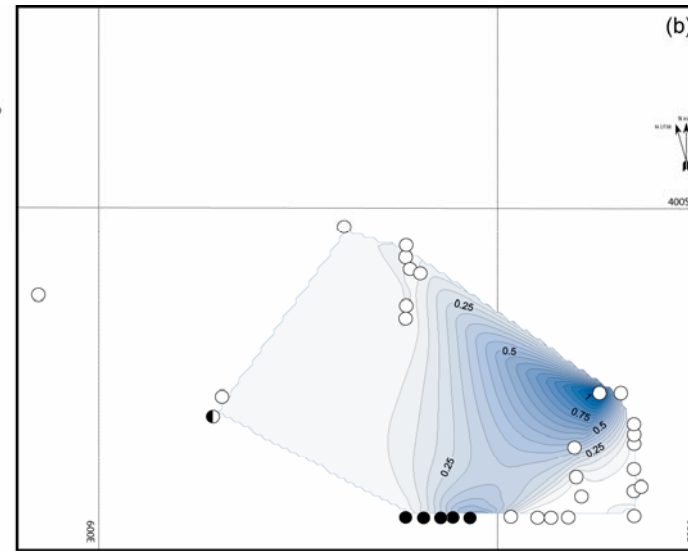
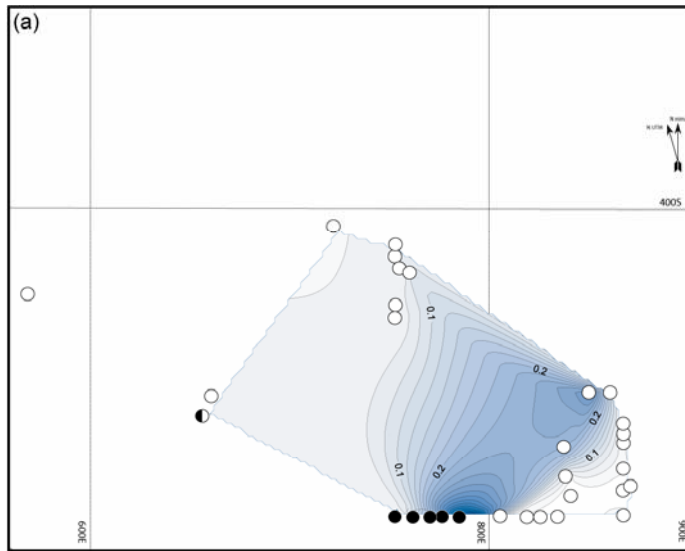
Este sector permite el análisis de los parámetros magnéticos dentro de una misma unidad litológica (*CMET*). La distribución de MRN no es homogénea, presentando incluso variabilidad a nivel centimétrico. Lo anterior es ilustrado por la no coincidencia entre los mapas de valores promedio, máximo y mínimo asociado a cada parámetro mencionado (fig. 6.9).

Las diferencias a escala métrica sugieren la importancia de la alteración hidrotermal y emplazamiento de «*stockworks*» ocurridos en el yacimiento, susceptibles de producir diferencias entre las propiedades magnéticas relacionadas a una misma litología. Aunque existen fenómenos hidrotermales capaces de generar *magnetita* multidominio (MD) y, por ende, una señal magnética inducida potente (susceptibilidad), no necesariamente capta magnetización remanente (ver Cap.5 y subsección 6.1), como se observa entre los bloques TR07 y TR10 (fig. 6.9.a y b). Coincidentemente esta zona constituye una anomalía de polaridad INVERSA en comparación al resto de las muestras obtenidas a partir del sector analizado.

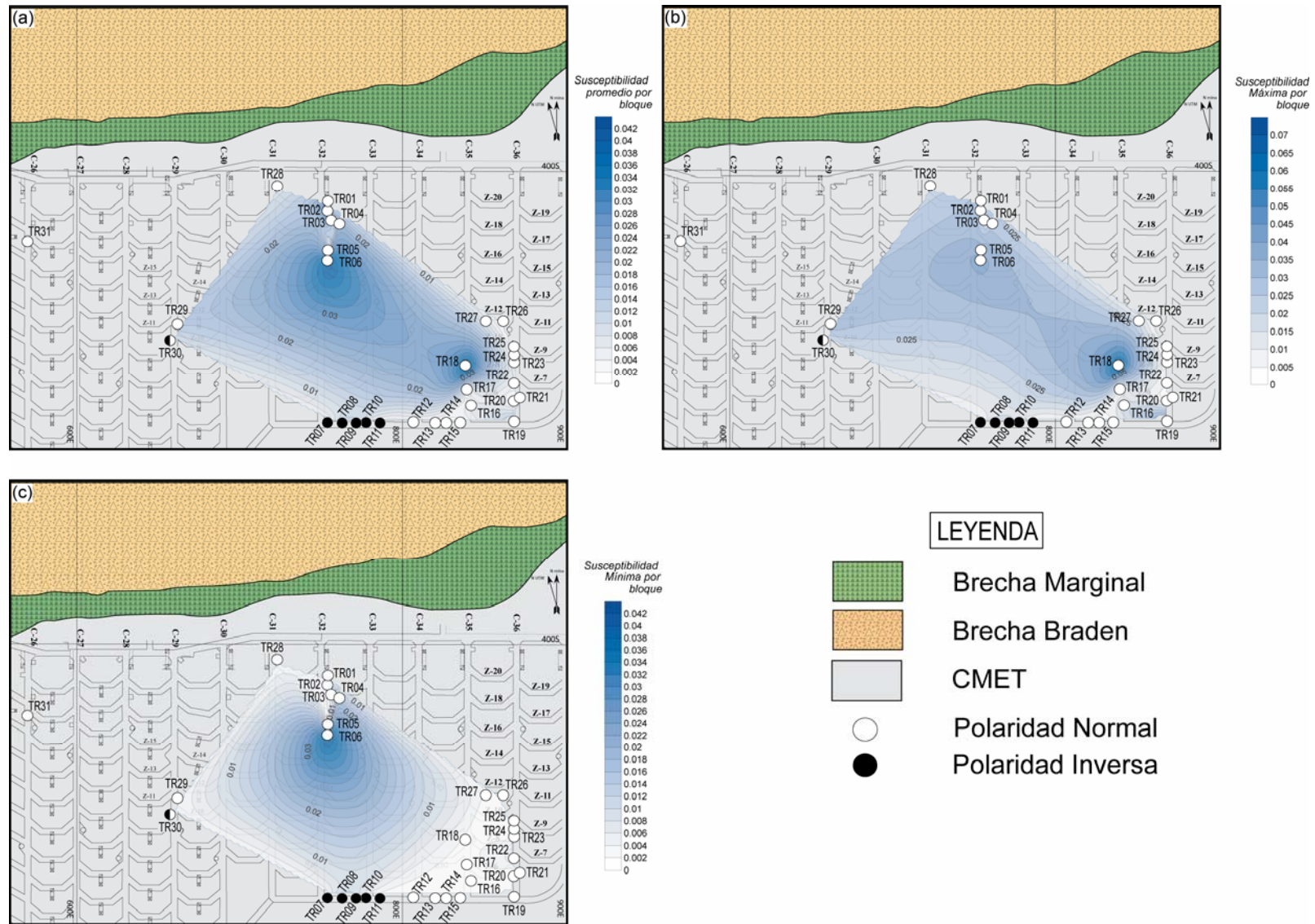




**Figura 6.8:** Mapas de (a) Magnetismo Remanente Natural (MRN) y (b) susceptibilidad magnética (k) respecto a la distribución de los bloques orientados relacionada al sector *Teniente Sub-6* del yacimiento. Los zooms asociados a la zona específica de muestreo corresponden desde arriba hacia abajo al mapeo del valor promedio, mayor y menor de MRN y k respectivamente. Se ilustra también la polaridad magnética.







**Figura 6.9:** Mapas de (a) Magnetismo Remanente Natural y (b) susceptibilidad magnética (k) respecto a la distribución de los bloques orientados relacionada al sector *Regimiento* del yacimiento. Cada figura ilustra el MRN y susceptibilidad magnética (i) promedio; (ii) máxima y (iii) mínima. También se muestra el signo de la polaridad magnética.

#### 6.4 INTENSIDAD DE MAGNETISMO REMANENTE NATURAL (NRM) VERSUS SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA (k)

La figura 6.10 ilustra el MRN versus la susceptibilidad para todos los especímenes correspondientes al muestreo *Interior Mina*. El gráfico asociado a los testigos paleomagnéticos por sector evidencia una transición entre muestras con mayor MRN y susceptibilidad respecto a las de menor valor para estos parámetros magnéticos, sin una clara definición en relación a su litología y/o alteración hidrotermal presente (fig. 6.10.a). Esto implica que no se puede caracterizar grupos distintivos como en el caso de CHUQUICAMATA (ver Cap.2).

Los menores valores de MRN y susceptibilidad se correlacionan con el *Pórfido Dacítico Teniente* y las muestras del *Pórfido Diorítico-Cuarcífero* en el sector *Esmeralda* (0.00002-0.001 [A/m] y 0.00001-0.0003 [SI], respectivamente, tabla. 6.2), corroborado por el gráfico de las medias para cada unidad litológica por sector (fig. 6.10.c y d), aunque el *Pórfido Dacítico Teniente* presenta un MRN promedio algo mayor. En este análisis se debe tener en cuenta también que su densidad de muestreo es menor, influyendo en la representatividad de la media. Dentro del grupo definido por ambas litologías, se ubican también algunas muestras del sondaje DDH-2426 (*CMET*) con alteración hidrotermal de naturaleza más penetrativa.

La unidad con mayor valor de MRN y susceptibilidad es el *CMET*, específicamente aquellas muestras de los sondajes DDH-1830 y SG-184 (tabla 6.2). Si bien ambos grupos de muestras son bastante homogéneos en comparación al resto, el sondaje DDH-1830 presenta mayor variabilidad para el MRN, mientras que para el sondaje SG-184 este valor se concentra en torno a 0.3 [A/m], siendo la susceptibilidad el parámetro de más amplia distribución. Esto se observa igualmente en el gráfico 6.10.c, con un intervalo de error horizontal más amplio para el sondaje DDH-1830 respecto al sondaje SG-184, que posee mayor error en la vertical. El resto de las muestras del *CMET* se distribuyen linealmente entre los grupos antes mencionados.

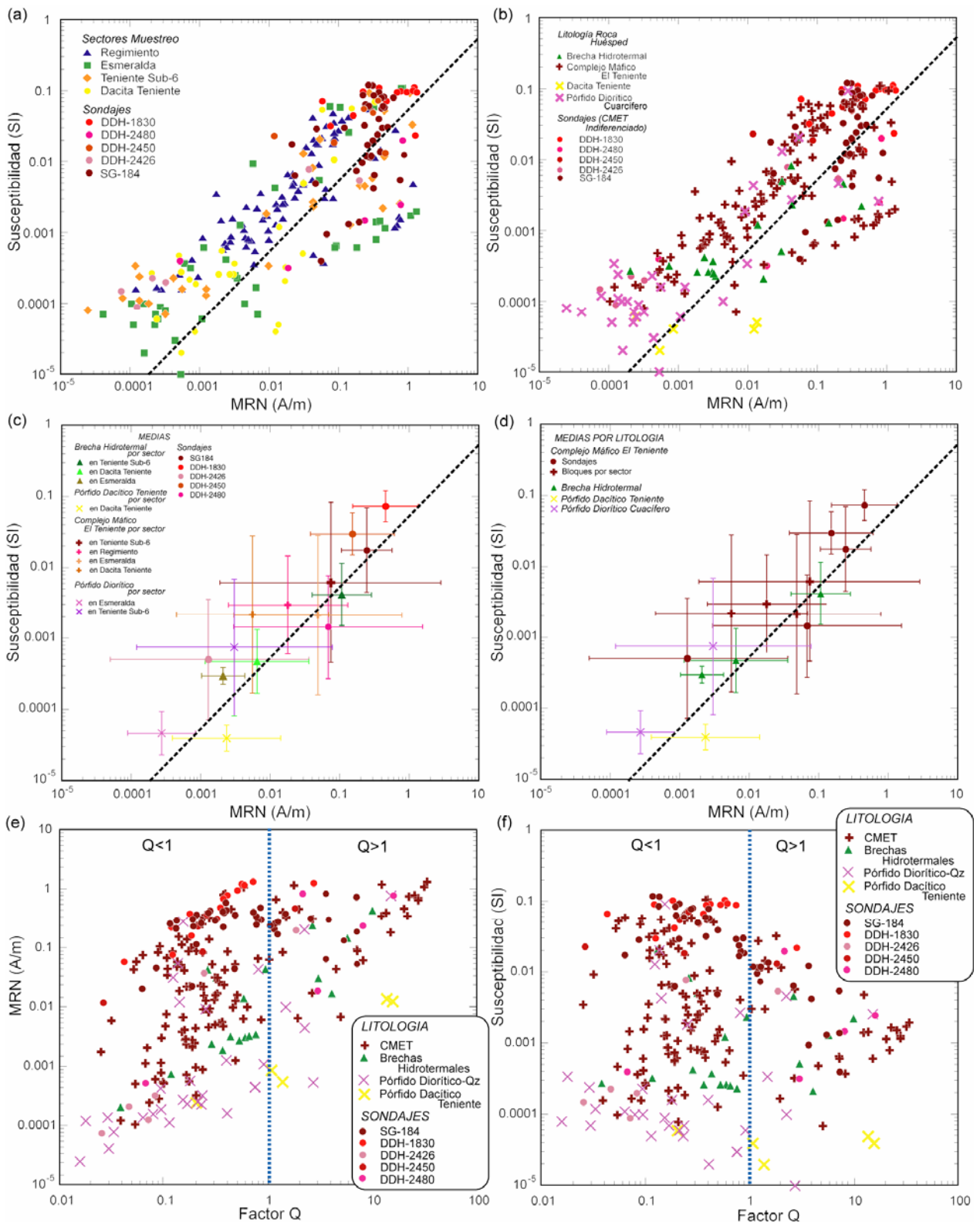
Las muestras asociadas a las *Brechas Hidrotermales* presentan valores de MRN y susceptibilidad homogéneos e intermedios de MRN y susceptibilidad (*Esmeralda* y *Dacita Teniente*), relacionados a alteración hidrotermal de naturaleza penetrativa; o bien, resultados magnéticos más altos y dispersos que en el caso anterior (*Teniente Sub-6*; 6.10.a y b).

Para el análisis de la *razón de Koenigsberger* ( $Q=M_0/kH$ ) se debe considerar la distribución en el gráfico de aquellos puntos que se ubican por sobre ( $Q<1$ ) y por debajo ( $Q>1$ ) de la *línea de Koenigsberger* ( $Q=1$ , entonces  $M_0=kH$ ). Para efectos de cálculo,  $H=19.6612$ , correspondiente al campo geomagnético local en diciembre del año 2003, fecha del último muestreo dentro de la mina (tabla 6.2). Sobre el 80% de los especímenes estudiados se ubican por sobre la *línea de Koenigsberger* ( $Q<1$ ), es decir, con un predominio de la componente de magnetización inducida respecto a la remanente. Aquello puntos ubicados bajo esta línea ( $Q>1$ ), con valores de MRN cercanos o mayores a 0.01 [A/m], corresponden a ciertas muestras del *CMET, Brechas Hidrotermales* y, en menor medida, el *Pórfido Dacítico Teniente* (fig. 6.10.a y b). Las medias de las diferentes unidades muestreadas por sector confirman el análisis anterior, ya que, en general, se encuentran por sobre la *línea de Koenigsberger*, a excepción del sondaje DDH-2480 y el *Pórfido Dacítico Teniente*, distribución controlada por su baja susceptibilidad.

Respecto de la contribución del MRN y susceptibilidad a la *razón de Koenigsberger*, se puede deducir que, a pesar de que la correlación de Q con ambos factores es baja, es más alta y positiva para el MRN ( $R^2=0.2691$ , fig. 6.10.e). Para la susceptibilidad esta conclusión no es tan directa, dada la baja correlación que presentan ambos parámetros ( $R^2=-0.0073$ , fig. 6.10.f). Los resultados del *CMET* tienden a concentrarse en el intervalo de Q entre 0.05-1, con valores variables de MRN (fig. 6.10.e). Si bien los pórfidos alterados muestran una tendencia positiva de Q versus MRN, no presentan una relación clara entre la susceptibilidad y el factor Q (fig. 6.10.f).

**Tabla 6.2:** Intensidad de Magnetismo Remanente Natural (MRN) y susceptibilidad (k) medias ( $\bar{X}$ ) respecto de los sectores de muestreo y la unidad litológica respectiva. El  $Q=M_0/kH$  es calculado en base a los datos presentados. N corresponde al número de datos utilizados en el cálculo de la media.

Código	Litología	N MRN	$\bar{X}$ MRN (A/m)	N k	$\bar{X}$ k (SI)	Q sitio
<i>Teniente Sub-6</i>						
00ETM01 a 03 00ETM05 a 11	CMET	7	0.0746	7	0.0062	0.615
00ETM13 a 15	Brecha Hidrotermal	6	0.1070	6	0.0042	1.310
00ETM04 00ETM12 00ETM16	Pórfido Diorítico-qz	17	0.0030	17	0.0007	0.206
<i>Regimiento</i>						
01TR	CMET	85	0.0179	85	0.0030	0.306
<i>Esmeralda</i>						
00ETE04-05 00ETE10 a 28	CMET	25	0.0486	25	0.0021	1.16
00ETE34-35	Brecha Hidrotermal	4	0.0021	4	0.0003	0.361
00ETE01 a 03 00ETE06 a 09 00ETE28-32	Pórfido Diorítico-qz	15	0.0003	12	0.0000	0.301
<i>Dacita Teniente</i>						
03PDT01 a 05 03PDT12 a 15	CMET	12	0.0056	10	0.0022	0.130
03PDT06 a 08	Brecha Hidrotermal	10	0.0065	9	0.0005	0.699
03PDT09 a 11 03PDT16-17	Pórfido Dacítico Teniente	6	0.0024	5	0.0000	3.040
<i>Sondajes</i>						
DDH-1830	CMET	13	0.4550	13	0.0732	0.316
DDH-2426	CMET	6	0.0013	6	0.0005	0.130
DDH-2450	CMET	6	0.1520	6	0.0298	0.259
DDH-2480	CMET	5	0.0683	5	0.0015	2.400
SG-184	CMET	44	0.2450	42	0.0176	0.708



**Figura 6.10:** Magnetismo Remanente Natural (MRN) versus susceptibilidad magnética ( $k$ ) para el muestreo realizado dentro de la mina. (a) Todas las muestras por sector. (b) Todas las muestras según litología. (c) Medias por litología para cada sector. (d) Medias por litología. La diagonal punteada representa la *Línea de Koenigsberger*. Gráfico  $Q=M_0/kH$  versus (e) MRN y (f)  $k$ . En este caso, la línea azul representa a  $Q=1$ .



## 6.5 DISCUSIONES

### 6.5.1 RELACION ENTRE RESULTADOS MAGNETICO-MINERALOGICOS Y PETROGRAFICO-GEOQUIMICOS PARA LAS UNIDADES DEL YACIMIENTO

Los resultados obtenidos a partir de los experimentos magnético-mineralógicos confirman las observaciones petrográfico-químicas respecto a la mineralogía magnética de las unidades litológicas estudiadas, corroborando la abundancia relativa de *magnetita*, indicando además que en los intrusivos félsicos (*Pórfido Diorítico-Cuarcífero*, *Pórfido Dacítico Teniente*) y brechas constituyentes del yacimiento existen menores cantidades de *maghemita* y *hematita*. Estos minerales se forman en base a oxidación parcial de magnetita y/o sulfuros de (Cu-)Fe y su identificación óptica puede ser compleja, en base a su escasa ocurrencia y la resolución de los microscopios utilizados.

Los valores de susceptibilidad magnética y la Temperatura de Curie obtenida a partir de las curvas susceptibilidad v/s T ( $T_C \approx 580^\circ\text{C}$ ) se correlacionan con el principal mineral ferromagnético presente en las muestras (*magnetita*). Sin embargo, la forma de los ciclos de histéresis en conjunto con el diagrama Mrs/Ms vs. Hcr/Hc correspondiente (Day et al., 1977), así como los resultados de campo coercitivo remanente ( $H_{CR}$  entre 9-20 y 30-50 mT), permiten reconocer, a lo menos, dos intervalos de tamaño para este mineral: (i) magnetita fina de alta coercividad (*MFAC*), y (ii) magnetita gruesa de baja coercitividad (*MGBC*, Fig. 6.11).

Para aquellas muestras con predominio de *magnetita MFAC*, los experimentos de naturaleza magnética indican la presencia de un mineral ferromagnético cuyos cristales son de tipo pseudo-dominio simple (PDS) y, eventualmente, monodominio (SD). Las curvas de demagnetización por campo alternante en este caso son cóncavas, correlacionándose también con estabilidad de la magnetización remanente y temperatura de desbloqueo ( $T_B$ )  $\approx 575$ - $580^\circ\text{C}$ . Propiedades similares han sido señaladas por Dunlop et al. (2006) y Özdemir & Dunlop (2006) para inclusiones de magnetita en cristales de biotita y hornblenda.

Los rangos de tamaño y la génesis propuesta para las diferentes familias de magnetita determinadas en este estudio, permiten sugerir que el origen de las propiedades magnéticas en estas rocas podría correlacionarse con la presencia dominante de magnetita *TIPO Ia* (magmática y/o asociada a alteración Na-Ca-Fe) y *TIPO Ib* (+ cuarzo ± [sericita]). Esta interpretación se basa en

los resultados magnético-mineralógicos obtenidos a partir de los sondajes DDH-1830 y SG-184, donde se presentan ambos tipos de magnetita; y para ciertas muestras de baja susceptibilidad asociadas al *CMET* en los sectores *Regimiento* y *Esmeralda*, donde la biotitización penetrativa (BIOTITA TIPO 3) y vetillas de cuarzo-anhidrita-clorita ( $\pm$ calcopirita) con halo filico pueden destruir parcialmente la magnetita previa. En este caso se observan vestigios de magnetita fina en áreas internas de plagioclasa y, ocasionalmente, en la masa fundamental con cuarzo difuso.

En las rocas donde la *magnetita* es principalmente tipo *MGBC*, los experimentos magnéticos indican que los cristales son multidominio (MD), responsables de la inestabilidad de la magnetización remanente en ciertas muestras, dada su facilidad para captar/remover magnetización viscosa (Kelso & Banerjee, 1994) y la superposición de ciertos eventos hidrotermales susceptibles de producir cambios en las condiciones fisicoquímicas del sistema fluido-roca. La presencia de esta magnetita es responsable, en gran medida, de la variabilidad de la susceptibilidad magnética registrada en el *CMET*, fenómeno controlado por la génesis/destrucción de magnetita *TIPO 2* (+biotita [ $\pm$ anhidrita-cuarzo]), *TIPO 3* (+clorita + anhidrita + cuarzo [ $\pm$ rutilo]) y *TIPO 4* (+turmalina+anhidrita [ $\pm$ rutilo]). Para ciertas muestras, la presencia de *magnetita MGBC* eventualmente enmascara la señal magnética de la magnetita *MFAC* identificada a partir del análisis petrográfico.

La *magnetita* asociada a intrusivos félsicos (*Pórfido Diorítico-Cuarcífero*, *Pórfido Dacítico Teniente*) podría tener un origen post-cristalización (como en CHUQUICAMATA). Sin embargo, la alteración filica sobreimpuesta que presentan ambas unidades (sericita+cuarzo+anhidrita) no permite distinguir evidencias petrográficas que sustenten esta interpretación, controlando además su baja susceptibilidad e inestabilidad de la magnetización remanente.

La *hematita* observada en la *Brecha Braden* podría relacionarse a alteración supérgena, indicando la circulación de fluidos meteóricos (Rose, 1976), dada su asociación con crisocola y la presencia de texturas de oxidación en magnetita previa correspondiente a clastos de intrusivos y del *CMET* alterado. La *maghemita* puede generarse en respuesta a variaciones de la fugacidad de oxígeno del fluido hidrotermal, probablemente relacionadas al emplazamiento de intrusivos tardíos dentro de la evolución del yacimiento y/o en función de la ocurrencia del evento supérgeno antes mencionado.

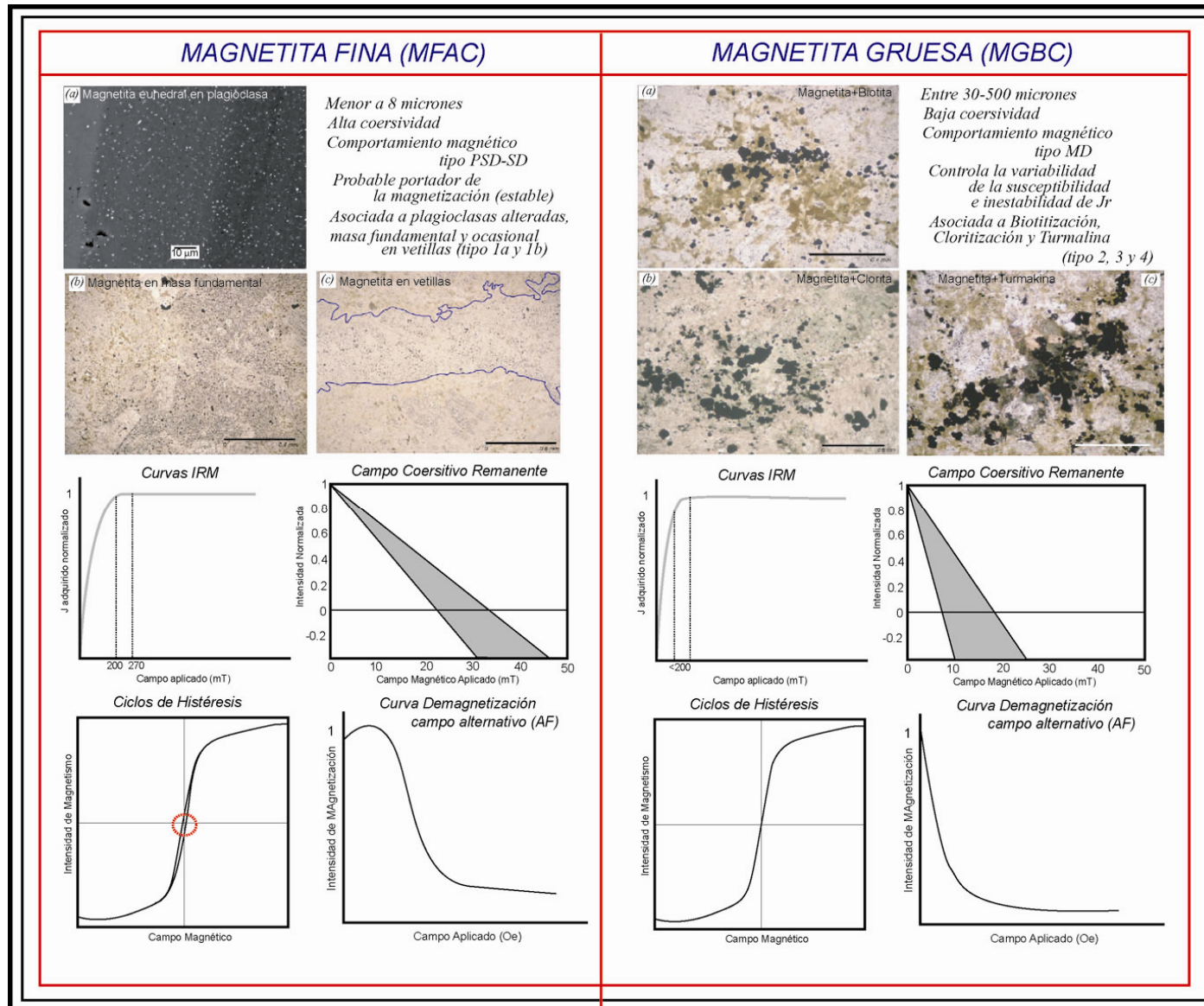


Figura 6.11: Características petrográfico-magnéticas para las familias de magnetita identificadas en este estudio.

### 6.5.2 APLICACION DE LOS RESULTADOS MAGNETICO-MINERALOGICOS DEL YACIMIENTO EL TENIENTE: zonación areal de polaridad magnética en relación a la edad de los intrusivos componentes y los eventos de alteración hidrotermal

En general, las rocas estudiadas en la mina EL TENIENTE presentan ambas polaridades magnéticas, con una **polaridad normal** predominante en la zona S-SE, y **polaridad inversa** hacia el N-NW, con superposiciones locales (sector *Regimiento*). Esta zonación areal permite proponer que la adquisición de la magnetización remanente depende de la ubicación y temporalidad de las unidades en el yacimiento, en acuerdo con las edades publicadas por Makshev et al. (2004), las cuales sugieren que las rocas dentro del yacimiento son más antiguas hacia el SE.

La correlación entre el intervalo de tiempo asociado a la formación del yacimiento ( $\approx 7-4$  Ma) con la columna magnética representativa de este periodo (Fig. 6.12), las propiedades magnéticas, características petrográficas y geoquímicas de las muestras analizadas permiten inferir lo siguiente:

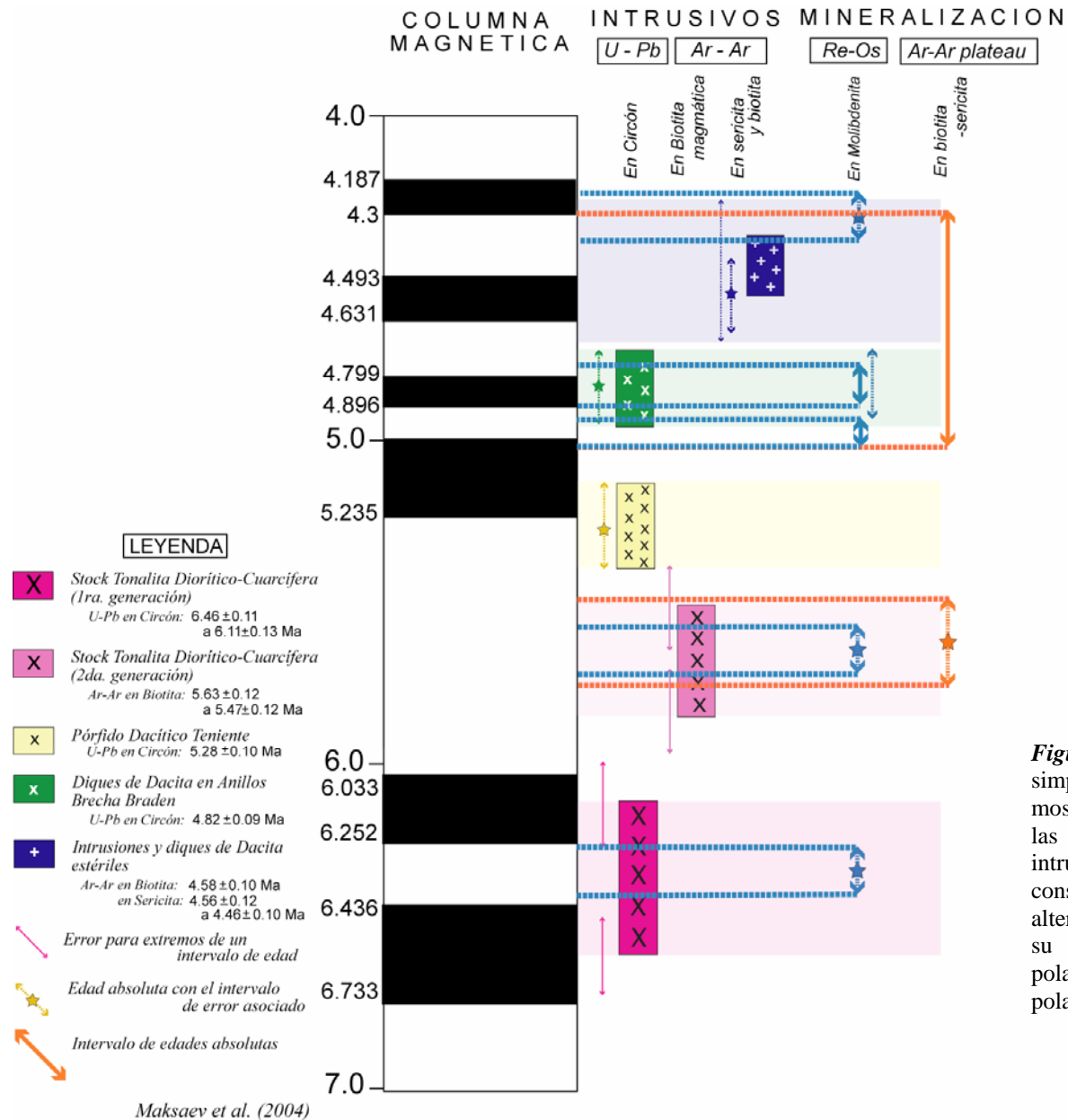
(a) Si bien Makshev et al. (2004) determina una relación entre la edad U-Pb en circón asignada a la *Diorita-Tonalita Sewell* (entre  $6.46 \pm 0.10$  Ma y  $6.11 \pm 0.13$  Ma, Fig. 6.13.b) y el primer evento de mineralización ( $6.30 \pm 0.10$  Ma, Re-Os en molibdenita), éste podría haber sido de mayor duración. Para lo anterior es necesario considerar que la correlación de esta edad con la columna magnética sugiere su ocurrencia en un periodo de polaridad inversa (Fig. 6.12); sin embargo, la edad mínima obtenida para el intrusivo indica que, probablemente, los últimos estadios de cristalización de la *Diorita-Tonalita Sewell* ocurrieron en un periodo de polaridad normal (Fig. 6.12). Lo anterior es corroborado por los trabajos de Cannell et al. (2005) y Skewes et al. (2005) quienes señalan que el origen de la magnetita fina en plagioclasa y masa fundamental se relaciona a alteración hidrotermal Na-Ca-Fe temprana ligada a la *Diorita-Tonalita Sewell*. Si esto es correcto, en aquellos testigos paleomagnéticos con un predominio de polaridad normal (sondaje SG-0184; tramos del sondaje DDH-1830 y sector *Regimiento*), la alta coercividad característica de la magnetita pequeña (pseudodominio simple-dominio simple) impediría la remagnetización posterior que podría producirse en función del emplazamiento de las vetillas identificadas en estas muestras (cuarzo-anhidrita-calcopirita).

(b) Para realizar interpretaciones respecto a la polaridad inversa en estas rocas se debe considerar las edades asignadas a la *Diorita Cuarcifera Norte y Central* ( $5.63 \pm 0.12$  a  $5.47 \pm 0.12$  Ma, Fig

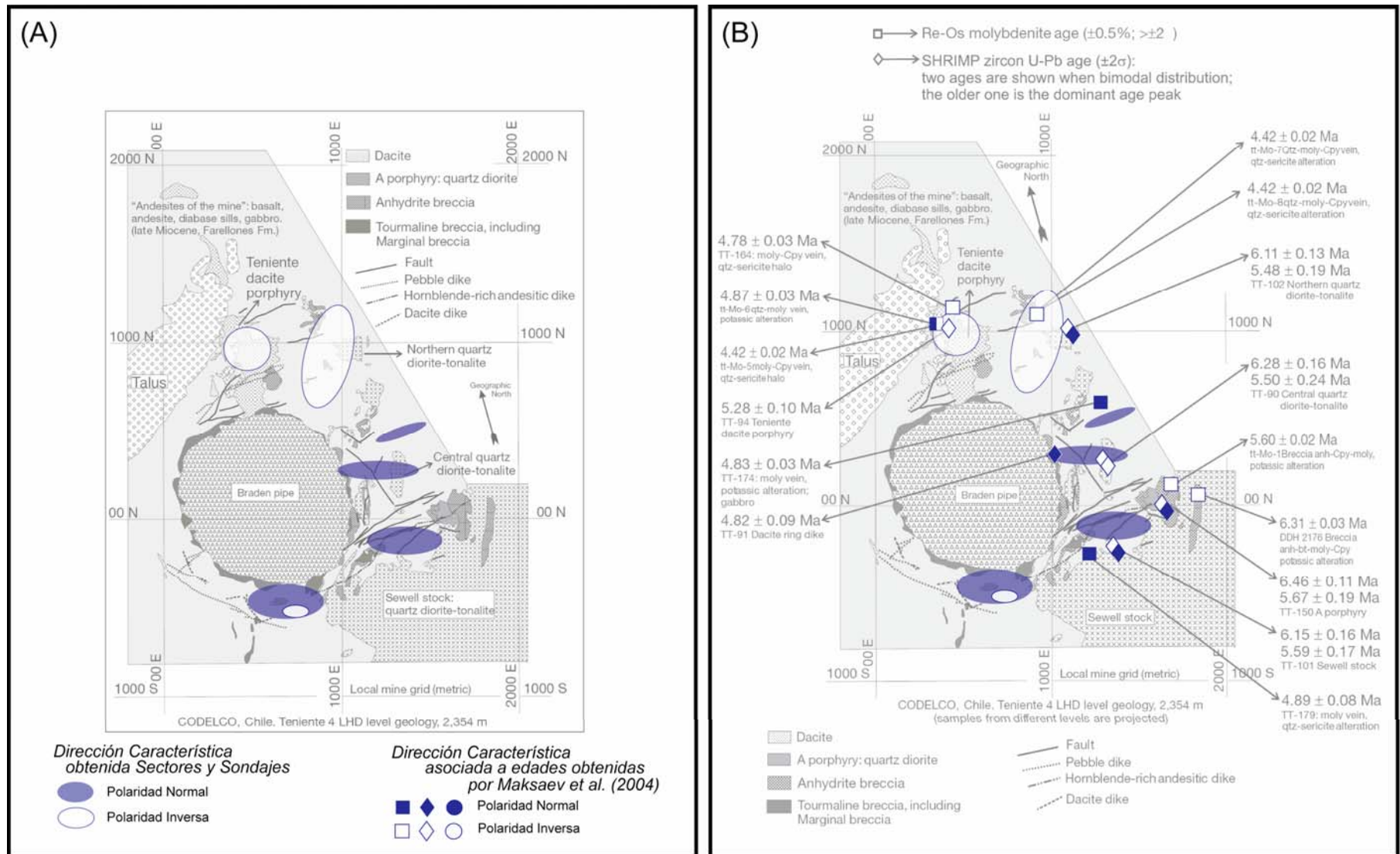
6.12.b), su consecuente mineralización (propuesta por edades Re-Os, Ar-Ar y pérdidas de Pb; Maksaev et al., 2004), y la edad del *Pórfido Dacítico Teniente* ( $5.28 \pm 0.10$  Ma, Fig. 6.12.b y 6.13). Si consideramos que la comparación de estos rangos de edad con la columna magnética determina una polaridad inversa para ambos intrusivos, y la existencia de muestras con alteración filica (cuarzo-sericita-anhidrita) obtenidas desde el *Pórfido Dacítico Teniente* con esta polaridad, probablemente esta propiedad magnética no sea consecuencia del mismo fenómeno hidrotermal. Sin embargo, la superposición de alteración generada por el emplazamiento de vetillas de cuarzo-anhidrita-calcopirita-bornita-clorita y la abundancia de magnetita multidominio (MD), podrían controlar la adquisición de magnetización de polaridad inversa, como es el caso de ciertas muestras del sector *Regimiento*. Esta interpretación se basa en la relación que establece Cannell et al. (2005) entre alteración filica, susceptible de generar vetillas como las descritas, y el emplazamiento del *Pórfido Dacítico Teniente*, aunque la coexistencia de magnetita gruesa con cuarzo-clorita-rutilo podría sugerir igualmente la relación de esta polaridad con una fase retrógrada correspondiente a alguno de los eventos de alteración biotítica documentados en el yacimiento (Zona de Transición biotítico-clorítica: Camus et al., 1975).

(c) La polaridad normal determinada para el sector *Esmeralda* posee un origen incierto. Dada su ubicación en la mina, podría corresponder a un sub-dominio de alteración temprana generada por la *Diorita-Tonalita Sewell*, sin embargo el predominio de BIOTITA TIPO II (alto contenido de Mg-F), la asociación de alteración cuarzo-sericita-anhidrita-clorita-turmalina y la presencia de magnetita gruesa distribuida irregularmente en las muestras sugieren una posible relación con el emplazamiento de los *Diques de Latita en anillos* y la *Brecha Braden*. Lo anterior se basa en la correlación de las edades asignadas por Maksaev et al. (2004) a ambas unidades ( $4.82 \pm 0.09$  Ma, Fig 8.9) y a la subsecuente alteración / mineralización ( $4.89 \pm 0.08$  y  $4.78 \pm 0.03$  Ma, Re-Os en molibdenita, Fig. 6.13.b y 6.14) con la columna magnética, asignando una polaridad normal predominante para este intervalo temporal. Es necesario considerar además que entre los 5.0-4.0 Ma se registran repetidas inversiones de polaridad magnética (Fig. 6.12), así como el amplio espectro de edades Ar-Ar en biotita y sericita en acorde con los eventos de alteración hidrotermal (Maksaev & Munizaga, 2000), lo que podría hacer perder validez a las interpretaciones aquí expuestas.





**Figura 6.12:** Columna magnética simplificada del yacimiento El Teniente, mostrando la temporalidad asociada a las edades de emplazamiento para los intrusivos, pórfidos y brechas constituyentes, así como los eventos de alteración hidrotermal involucrados en su génesis. En **NEGRO**: periodo de polaridad normal; **BLANCO**: periodo de polaridad inversa.



**Figura 6.13:** Mapas de distribución de polaridad magnética en base a: (a) resultados asociados a este estudio por sector y sondaje; (b) Edades U-Pb en círculo para las unidades constituyentes y Re-Os en molibdenita consecuente con edades de mineralización. Modificados de Maksiav et al. (2004).

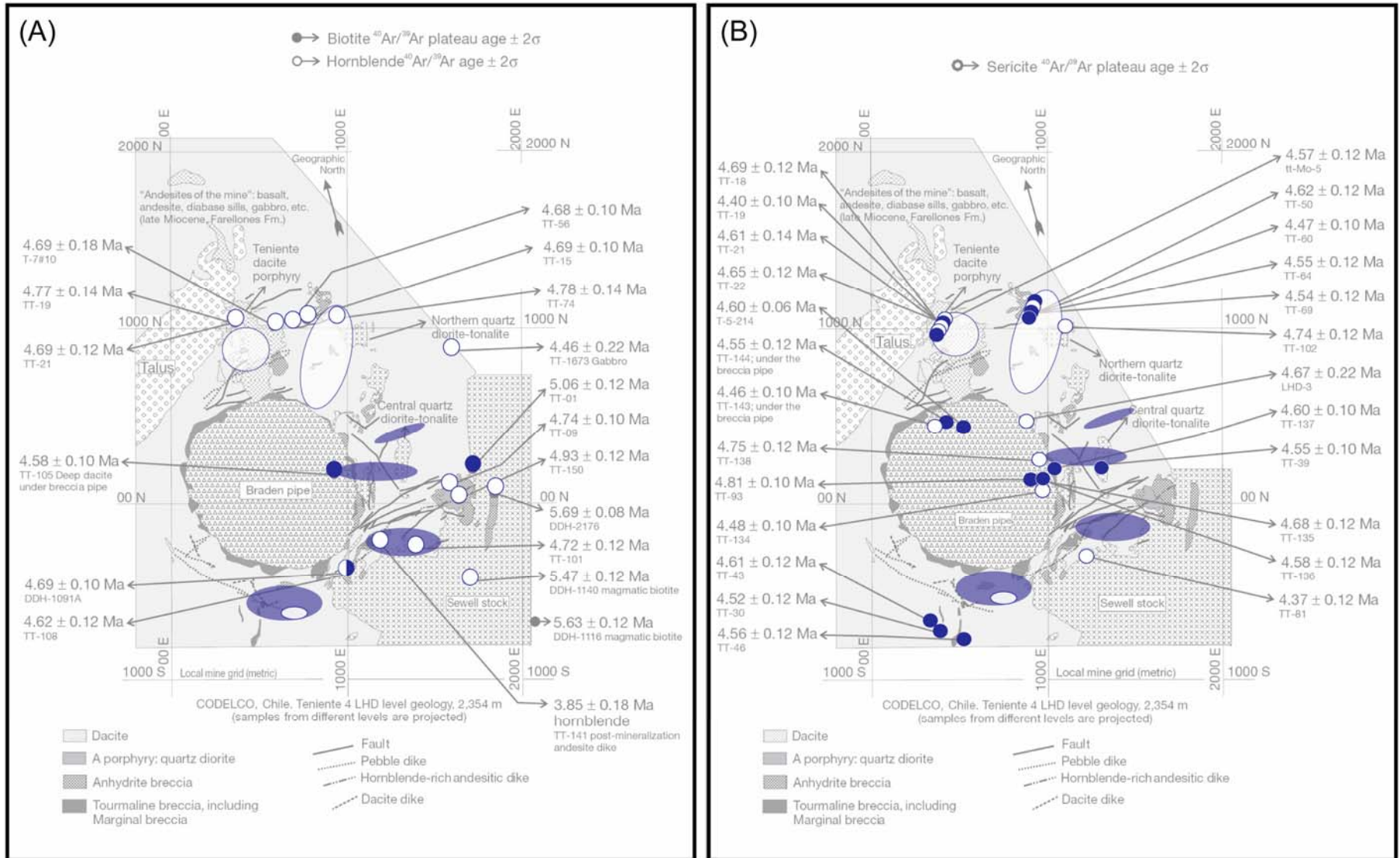


Figura 6.14: Mapas de distribución de polaridad magnética en base a edades Ar-Ar plateau (a) en biotita; (b) en sericita. Modificados de *Maksaev et al. (2004)*.

## 6.6 CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos a partir de los análisis magnético-mineralógicos realizados en las muestras de las diferentes unidades estudiadas en la mina EL TENIENTE (*Complejo Máfico El Teniente, Pórfido Dacítico Teniente, Diorita-Cuarcifera Central, Brecha Marginal y Brecha Bradén*), permiten reconocer TRES minerales ferromagnéticos: MAGNETITA, y cantidades subordinadas de MAGHEMITA y HEMATITA. En función de sus características magnéticas la magnetita se puede dividir en DOS grupos: (1) magnetita gruesa multidominio de baja coercividad (MGBC), responsable de las principales variaciones de susceptibilidad dentro de la roca huésped mineralizada; y (2) magnetita fina pseudo-dominio simple o monodominio de alta coercividad (MFAC), que controla la estabilidad de la magnetización remanente. Estas características sugieren que la magnetita MGBC es análoga a la magnetita *Tipo 2* (+biotita), *Tipo 3* (+clorita) y *Tipo 4* (+turmalina) clasificadas previamente según criterios petrográfico-químicos; mientras que la magnetita MFAC corresponde a la denominada magnetita *Tipo 1a* y *Tipo 1b*. (Capítulo 5).

Los valores más altos de magnetismo remanente natural (MRN) y susceptibilidad magnética (k) se relacionan al *CMET*; sin embargo, no existe una buena correlación entre ambos parámetros. En el caso del MRN se explica por su dependencia de aquellos fenómenos hidrotermales susceptibles de producir la cristalización de magnetita pequeña (alteración Na-Ca-Fe y cuarzo-magnetita: sector *Regimiento*; sondajes DDH-1830, SG-184) y/o la destrucción-oxidación parcial de magnetita multidominio (MD), que reduce su tamaño y, por ende, el número de dominios magnéticos (sector *Dacita Teniente*). La susceptibilidad, en cambio, es función más bien de la biotitización y/o de la superposición de alteración hidrotermal clorita-magnetita y/o turmalina-magnetita (sector *Teniente Sub-6* y *Esmeralda*). El *Pórfido Dacítico Teniente* es la unidad con los menores valores de MRN y susceptibilidad magnética, en respuesta a las condiciones de actividad de azufre del fluido que produce la depositación de biotita-sulfuros y/o a la destrucción total de magnetita a consecuencia de alteración filica identificada en el sector.

Existe una zonación areal de las polaridades magnéticas en el yacimiento que se interpreta en función de la alteración hidrotermal de la roca huésped. En el sector S-SE hay un predominio de la POLARIDAD NORMAL, probablemente adquirida en relación a dos intervalos temporales: el primero, correspondiente al emplazamiento y alteración post-magmática de la *Diotita-Tonalita*

*Sewell*, si bien la correlación con la edad asignada por Maksaev et al. (2004) al intrusivo y su consecuente mineralización sólo es parcial; y el segundo, relacionado a los *Diques de Latita en anillos* y *Brecha Braden* (sector *Esmeralda*). El sector N-NE, por el contrario, evidencia una POLARIDAD INVERSA, lo que sugiere su relación con la intrusión del *Pórfido Diorítico Cuarzófero* y el *Pórfido Dacítico Teniente*, así como con la alteración / mineralización asociada, que a su vez también podrían explicar la presencia de esta polaridad en el sector *Regimiento*.

## CAPITULO 7:

*PALEOMAGNETISMO EN EL YACIMIENTO EL TENIENTE:  
Interpretación de los resultados paleomagnéticos en función  
de las características petrográfico-químicas y magnéticas  
obtenidas a partir de las rocas alteradas.*



## 7.1 RESUMEN

A continuación se presenta el manuscrito en preparación “*Magnetic polarity zonation within the El Teniente Cu-Mo giant porphyry deposit*” de los autores ASTUDILLO, Natalia; ROPERCH, Pierrick; TOWNLEY, Brian y ARRIAGADA, César. En esta futura publicación se efectúa la integración de los resultados paleomagnéticos y magnético-mineralógicos con las observaciones petrográficas derivadas del estudio de las muestras correspondientes a la mina El Teniente y sectores aledaños. Un resumen de los tópicos principales del mismo se presenta a continuación.

Los análisis paleomagnéticos fueron realizados en muestras orientadas obtenidas desde cuatro sectores de la mina y dos sondajes geotécnicos (200 y 400 mt, respectivamente). Las unidades consideradas en este estudio son rocas máficas (CMET), stocks dioríticos e intrusivos dacíticos afectados por múltiples eventos de alteración/mineralización (biotización y cloritización). Los análisis magnéticos evidencian la presencia predominante de magnetita. Las observaciones microscópicas permiten identificar dos familias de magnetita: (1) cristales grandes multidominio, asociados con biotita y clorita, probablemente correlacionadas a dos pulsos de alteración hidrotermal diferentes. A su vez, las plagioclasas contienen ciertas cantidades de magnetita de grano medio-pequeño (<10  $\mu\text{m}$ ) cristalizada en respuesta a alteración Na-Ca-Fe o incorporada durante el crecimiento del cristal.

Las intrusiones félsicas poseen susceptibilidad (k) y Magnetismo Remanente Natural (MRN) bajo ( $10^{-4}$ - $10^{-3}$   $\text{Am}^{-1}$  y <0.0005SI, respectivamente), mientras que el *Complejo Máfico El Teniente* (CMET) posee alta susceptibilidad (>0.01 y sobre 0.2SI) y magnetización univectorial durante demagnetización termal o alternante. Dentro de la mina la polaridad magnética está espacialmente distribuida. En la parte norte del depósito, la *Dacita Teniente*, brechas hidrotermales asociadas y las zonas del complejo máfico cercanas a la primera unidad registran una polaridad inversa, identificada localmente en el sector Teniente sub-6. Sin embargo, hacia el este del depósito se observa polaridad normal para los dos sondajes estudiados, a excepción del centro del *Stock Diorítico* (SG185), con polaridad inversa. Dentro de cada muestra no hay evidencias de magnetización superpuesta o polaridades opuestas. La magnetización remanente anhisterética (ARM) y la MRN poseen una magnitud y espectro de microcoercividad similares entre si y por sobre el campo alternante de demagnetización. La fuerte y bien definida magnetización remanente relacionada con alta temperatura de desbloqueo (>500°C) indica una adquisición de magnetización remanente durante mineralización por fluidos hidrotermales a temperatura mayor que 500°C. La zonación de polaridad magnética dentro del pórfido cuprífero el Teniente sugiere que los sucesivos eventos de mineralización tienen una distribución espacial y temporal diferente en el depósito. Finalmente, las direcciones características indican que no existen evidencias de deformación post mineralización.

## MAGNETIC POLARITY ZONATION WITHIN THE EL TENIENTE CU-MO GIANT PORPHYRY DEPOSIT

ASTUDILLO, Natalia <sup>1,2</sup>, ROPERCH, Pierrick <sup>3</sup>, TOWNLEY, Brian <sup>1</sup>, ARRIAGADA, César <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago. nastudillo@sernageomin.cl

<sup>2</sup> IRD-UR154, LMTG 14, Avenue Edouard Belin 31400 Toulouse. France.

<sup>3</sup> IRD-UR154 & Géosciences Rennes, 35542 Rennes. France

### *Abstract*

El Teniente porphyry copper deposit, the world's greatest intrusion related Cu-Mo orebody (central Chile) is hosted within basaltic-andesitic volcanic and gabbroic rocks. This orebody is strongly affected by multiple events of alteration/mineralization with pervasive potassic and chloritic alteration. We present paleomagnetic results obtained from oriented samples at four locations within the mine and from two drill-cores of 200m and 400m long respectively. Both the mafic rocks and the intrusive dacitic and dioritic stocks were sampled. Magnetic experiments (hysteresis loop, IRM, k-T curves, thermal and AF demagnetization) show the presence of prevailing magnetite. Pyrrhotite is not observed. Microscope and SEM observations show two families of magnetite. Large multidomain magnetite grains, associated with biotite and chlorite are related to different hydrothermal alteration pulses. Plagioclases contain a large amount of small to medium grain-size magnetite ( $<10\mu\text{m}$ ) either related to an early Na-Ca-Fe alteration or incorporated in the plagioclase during crystal growth. While the felsic intrusions have low magnetic susceptibility ( $<0.0005\text{SI}$ ) and low Natural Remanent Magnetization (NRM  $10^{-4}$ - $10^{-3}\text{Am}^{-1}$ ), the mineralized mafic rocks have usually high susceptibility ( $>0.01$  and up to  $0.2\text{SI}$ ) with NRM in the range  $0.1$ - $2\text{Am}^{-1}$ . Within the mafic complex, most samples have univectorial magnetizations during alternating field or thermal demagnetization. Within the mine the magnetic polarity is spatially distributed. In the northern part of the deposit, the Teniente dacite unit, the associated hydrothermal breccias and the nearby mafic complex record a reverse polarity magnetization. A reverse polarity is also observed in Teniente sub6. In the eastern part of the deposit, a normal polarity is observed in the two long drill cores except in the center of the diorite stock where a reverse polarity magnetization is observed. Within each sample, there is no

evidence for superposed magnetization of opposite polarity. Anhysteretic remanent magnetization in a dc field of 40 $\mu$ T (ARM) and NRM have similar magnitude and comparable microcoercivity spectra upon alternating field demagnetization. The well-defined strong remanent magnetizations associated with high unblocking temperatures (>500°C) indicate an acquisition of remanent magnetization during mineralization by hot magmatic fluids at temperatures > ~400°C during Cu-Fe sulfide deposition.

The magnetic polarity zonation within the Teniente Cu-deposit suggests that the successive mineralization events have a distinct spatial and temporal distribution within the deposit. There is no paleomagnetic evidence for post-mineralization deformation.

### *1. Introduction*

Numerical modelings suggest that cooling of hydrothermal systems can occur during a time-period of short duration often beside the resolution (<100ka) of the majority of the geochronologic methods (Cathles et al., 1997; Seedorff et al., 2005). In cupriferous porphyries, subvolcanic porphyritic intrusions are apophyses of deeper magmatic chambers at the origin of the magmatic fluids enriched in metal elements such as copper (Dilles and Einaudi 1992). Mineral deposits at high temperatures can be of short duration, while the transformations at low temperature may last during the cooling of the system associated possibly with the circulation of meteoric water (Hedenquist and Richards 1998). The history of cooling of large hydrothermal systems can be deciphered by using complementary isotopic-age determinations from U-Pb and <sup>40</sup>Ar<sup>39</sup>Ar methods. The isotopic system U-Pb in zircon has a closure temperature over 900°C and an U-Pb age on zircon gives the age of crystallization of zircon in the magma (Lee et al., 1997). The closure temperature of argon in biotites is approximately 300°C. It is thus theoretically possible to establish the cooling history of an intrusion and its associated hydrothermal systems. Even if radiochronological studies show that the duration of the magmatic-hydrothermal activity in some deposits can be very short, significant differences (1 to 2Ma) are sometimes observed between the U-Pb ages on zircons of the intrusions and <sup>40</sup>Ar<sup>39</sup>Ar ages on hydrothermal biotites (for example EL Teniente, Makshev et al., 2004; Escondida, Chile, Padilla-Garza et al., 2004; Río Blanco, Deckart et al., 2005; Bajo la Alumbrera, Harris et al., 2007). Within the large porphyry deposits characterized by multiple intrusions, differences in ages are often attributed to superimposed phases of mineralization occurring during a time interval longer than one My.

An interpretation in term of cooling can however be complicated by the systematic differences sometimes observed between the ages obtained by different isotopic systems. These differences are indeed also attributed to times of residence of several 100ka of zircons in the magma (Reid and al, 1997) or to an uncertainty in the constant of decrease of 40K (Palfy and al, 2007).

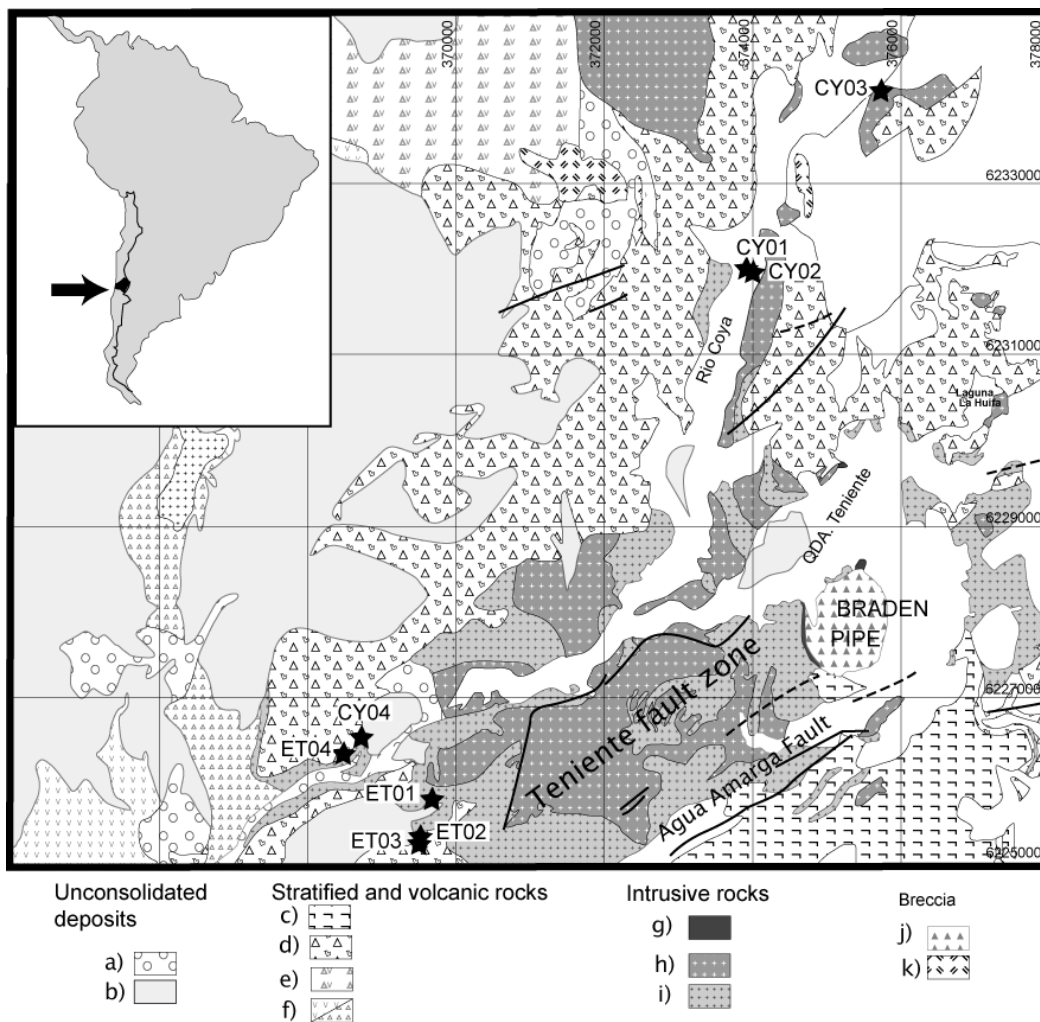
Magnetostratigraphy, in favorable circumstances, can be an interesting complement to better constrain the ages obtained by radiometric dating. For example, paleomagnetic studies decisively demonstrated the short duration of emplacement of the large volcanic plateaus like the Deccan flood basalts (Courtilot et al., 1988).

The history of magnetic minerals during processes of mineralization is however likely complex and few paleomagnetic studies have been applied to hydrothermal systems (Townley et al., 2007; Alva-Valdivia et al., 2006). For example, paleomagnetism was used to date some old deposits by comparison of the observed paleomagnetic poles with the expected apparent polar wander path (Symons et al., 2002; Symons and Arne, 2005). In non-altered volcanic rocks or intrusive, natural remanent magnetization (NRM) is mainly a thermoremanent magnetization and is recorded at the time of cooling below the Curie temperature of the magnetic minerals in the rocks (580°C for magnetite). During strong hydrothermal alteration, remagnetization by heating, or new destruction or formation of new magnetic minerals must occur during the circulation of the hydrothermal fluids at temperatures sometimes lower than the Curie temperatures of magnetite. If it is possible to isolate well defined components of remanent magnetization, paleomagnetism is then likely to bring additional information to the isotopic dating methods.

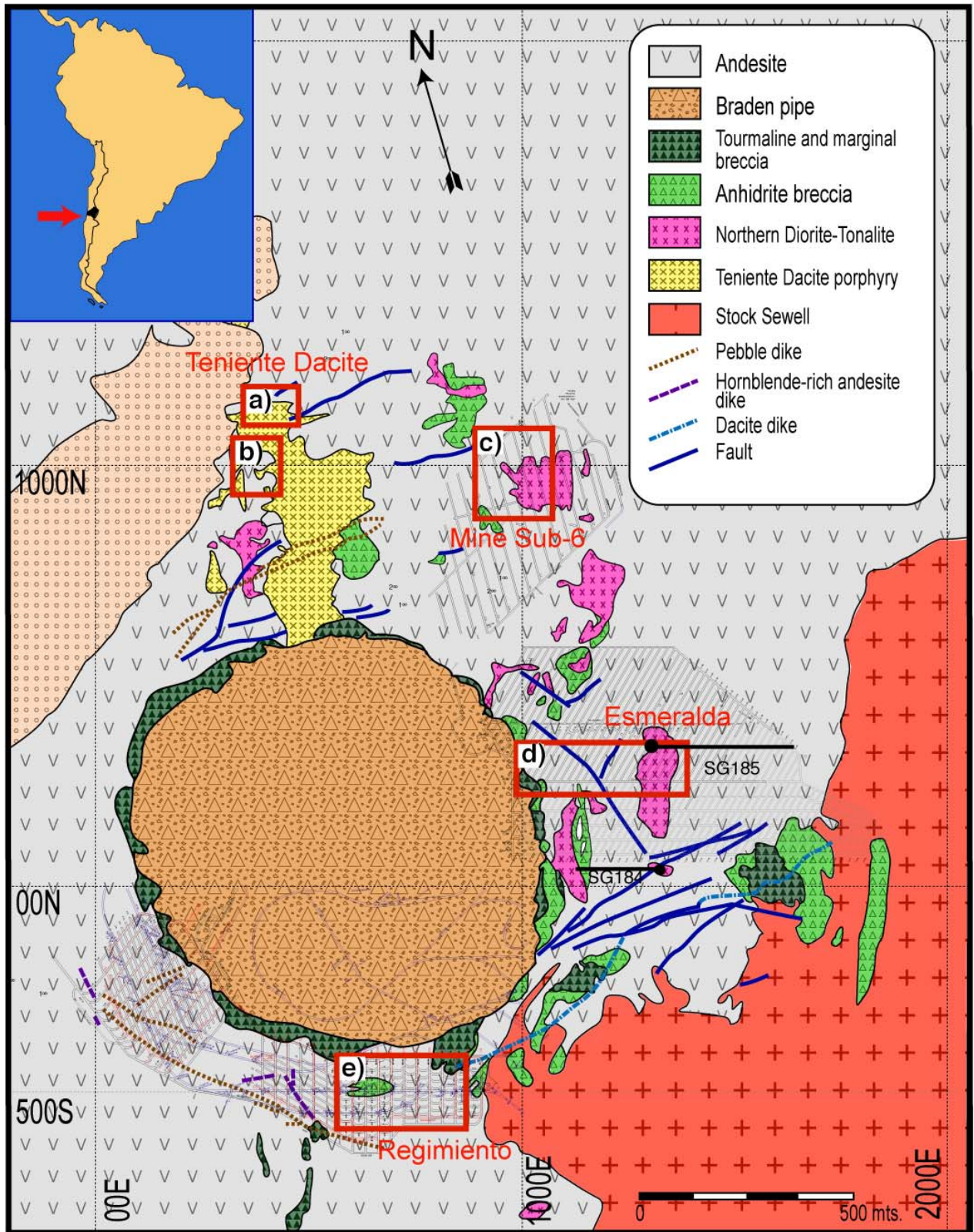
El Teniente is a typical porphyry Cu-Mo deposit—in terms of its alteration and sulfide assemblage zonation, association with felsic intrusions, and predominance of quartz vein-hosted copper mineralization. This world's largest known porphyry Cu deposit with >94 million metric tons (Mt) of contained fine copper is located in the Mio-Pliocene Andean cordillera of Central Chile (Figure 1). High-resolution radiogenic datings (Maksaev et al., 2004) have significantly improved our knowledge of the timing and duration of hydrothermal and magmatic activity of the El Teniente supergiant porphyry Cu-Mo deposit. Most of the mineralization is hosted in a complex of rocks including altered basalts, diabases, andesites and gabbros often referred to as the “Andesites of the mine”. The “andesites” are intruded by the Teniente Dacite Porphyry and a number of quartz diorite to tonalite stocks of which the largest is the Sewell quartz diorite in the

southeastern section of the orebody (Figure 2 and 3). Skewes et al. (2005) argue that the mineralization within the andesites mostly occurred before the emplacement of the felsic intrusions.

We have undertaken a detailed paleomagnetic study with the aim to bring possible new constraint on the timing of mineralization. Here we report paleomagnetic results at several locations within the altered andesites as well as within the Dacite Teniente Porphyry and quartz diorite-tonalite intrusions. The felsic intrusions and associated mineralization in the mafic complex encompass a time interval (6.5-4.5 Ma) covering several geomagnetic polarity reversals.



**Figure 1:** Geological map of the El Teniente mine area and paleomagnetic sampling sites. a) Fluidal-glacial backfill and debris; b) Debris flow; c) Crystalline-litic-brecciated tuffs with sandstone, breccias and lavas intercalations; d) Volcanic breccias with sandstone and mudstone intercalations; e) Volcanic-andesitic breccias with lavas intercalations; f) Fluidal hematitized lavas and red-brown tuffs/ breccias ; g) Teniente porphyry, Latite dyke; h) Diorite, porphyritic diorite and medium to coarse-grained diorite porphyry; i) Fine-grained Diorite porphyry, porphyritic andesite and andesite porphyry; j) Braden Breccia; k) Hydrothermal breccias with quartz, sericite, alunite or tourmaline.



**Figure 2:** Simplified geological map of the El Teniente copper deposit. Rectangles correspond to sampling of oriented blocks (Figure 3). The drill cores SG184 and SG185 are shown with thick lines. Scale in mine coordinate in meter.



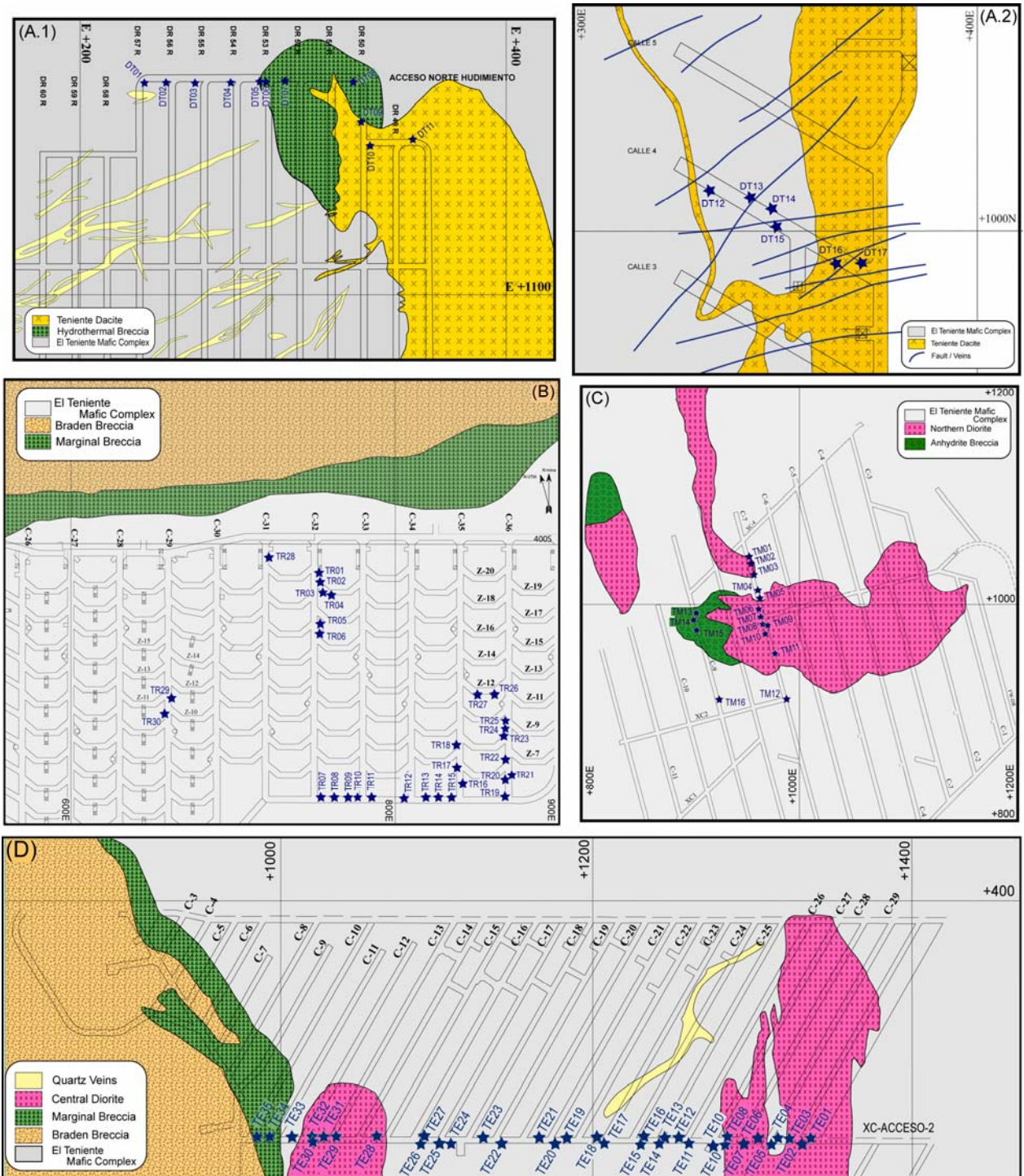


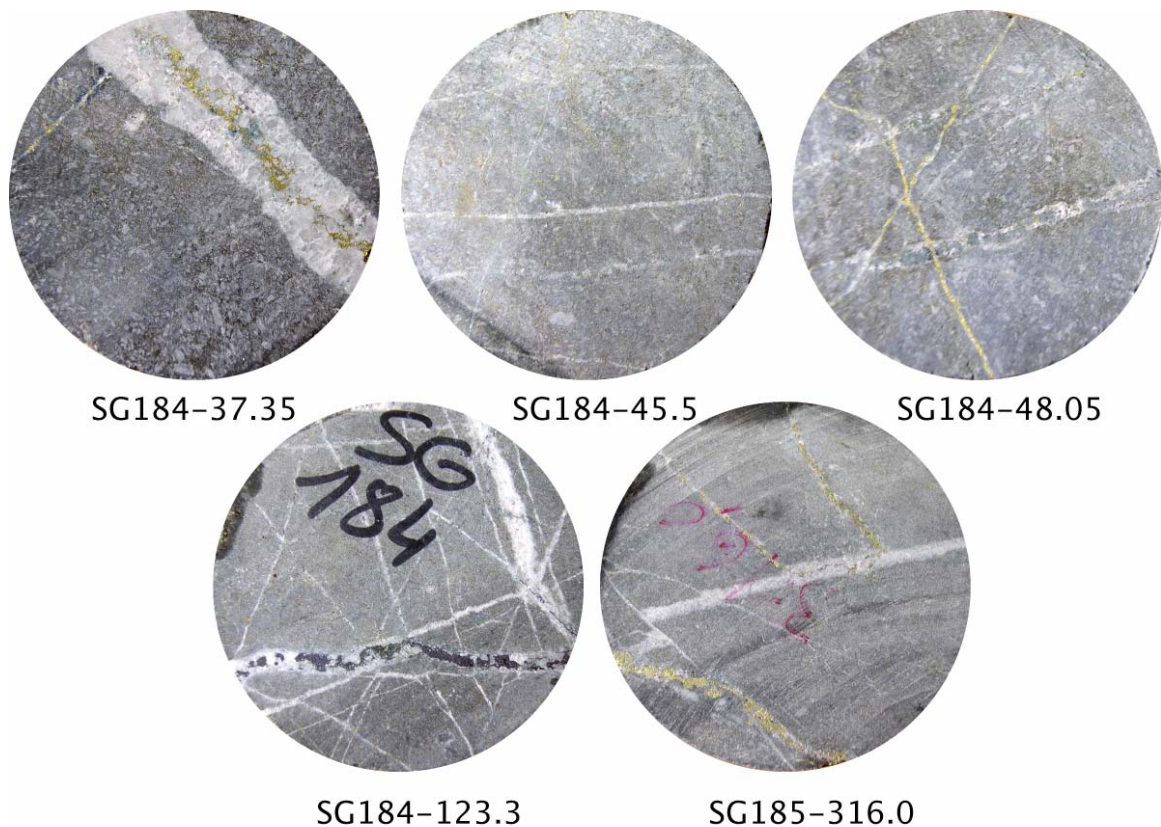
Figure 3: Detailed sampling maps (location in Figure 2). Each star corresponds to an oriented block.

## 2. *Geology*

### MINERALIZATION AT EL TENIENTE

Most of the mineralization is hosted in a pervasively biotite-altered and mineralized mafic intrusive complex composed of gabbros, diabases, and porphyritic basalts and basaltic andesites (El Teniente Mafic Complex, ETMC) often correlated to the early to middle Miocene Farellones volcanic formation (Ossandón, 1974; Camus, 1975; Villalobos, 1975; Cuadra, 1986; Burgos, 2002; Maksaev et al., 2004; among others) (Figure 3, 4).

The textural and geochemical features of the mine andesites have been obscured by widespread, pervasive, texturally destructive biotite alteration. In agreement with Lindgren and Basting (1922) and Skewes et al. (2002), Cannell et al. (2005) interpret the mine andesite package as a sill and stock complex containing crystal-supported, feldspar±hornblende-phyric to aphanitic andesite sills that have intruded andesitic lava flows and volcanoclastic units of the Farellones Formation.



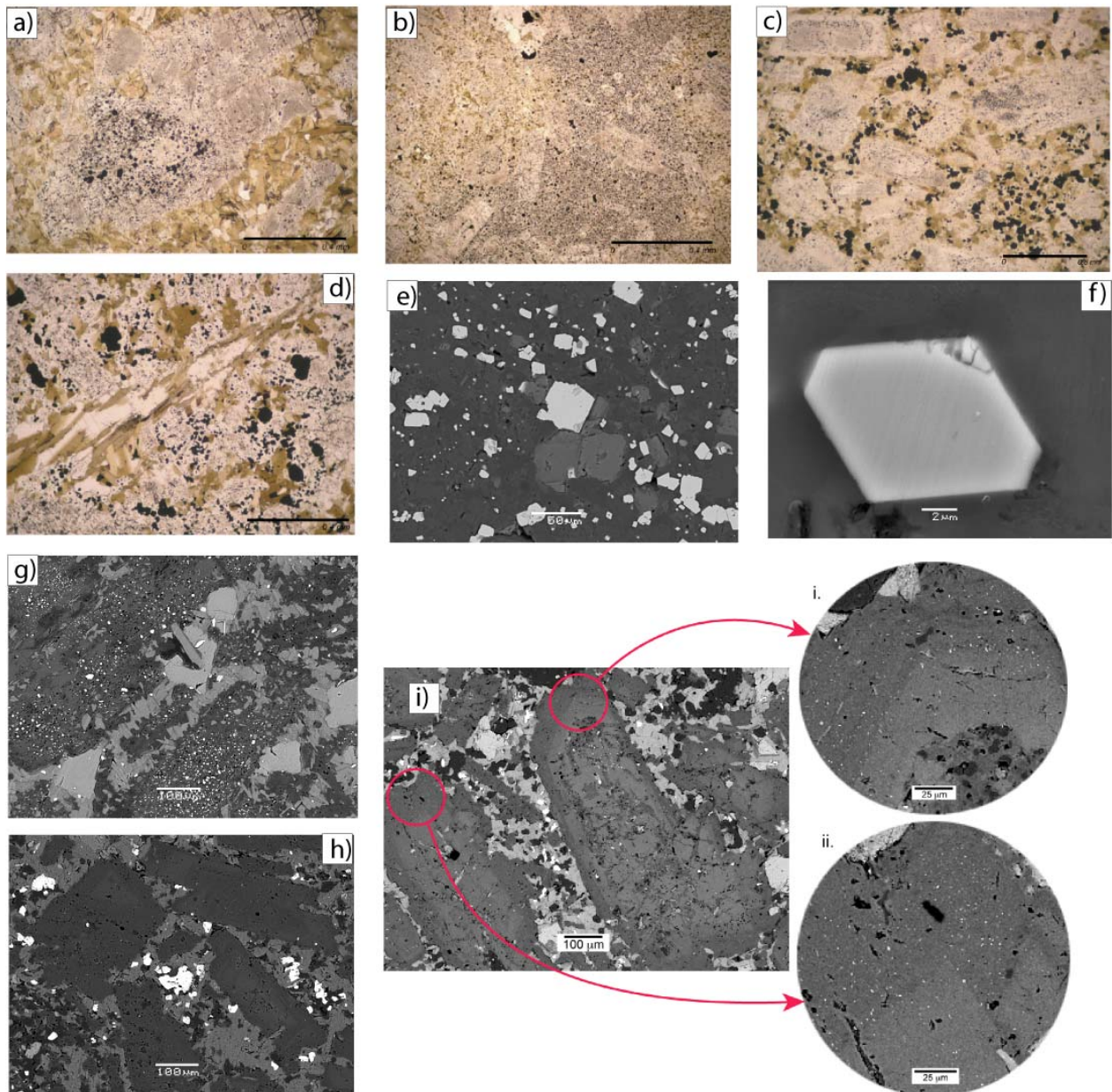
**Figure 4:** Photographs of drill-core section (6cm in diameter) of 5 samples from the El Teniente Mafic complex. These samples show pervasive and large veins of chalcopyrite.

Although the age of the ETMC is controversial, a Fission Track age of 8.9 Ma is attributed to a mafic sill west from El Teniente (Maksaev et al., 2004). Most authors indicate that there is an intimate spatial and temporal association between all stages of mineralization and latest Miocene to early Pliocene felsic intrusions at Teniente (Camus, 1975; Maksaev et al., 2004). Maksaev et al. (2004) report numerous new radiometric ages (U-Pb of the felsic intrusions,  $^{40}\text{K}$ - $^{39}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  in biotite and sericite, Molybdenite Re-Os dating). The oldest intrusive is the *Diorite-Tonalite Sewell Stock* (6.5-6.0 Ma). An U-Pb age of  $5.28 \pm 0.1$  Ma was obtained for the Teniente dacite while the dacite-ring dikes related to the central Braden breccia pipe are slightly younger (U-Pb age of  $4.82 \pm 0.09$  Ma) (Maksaev et al., 2004). The central Braden Pipe is a Cu-poor phreatomagmatic polymictic breccia that cuts the entire deposit.

According to the traditional model, the alteration and mineralization in the deposit are divided in 4 stages: (i) *late magmatic*, (ii) *main hydrothermal*, (iii) *late hydrothermal* and (IV) *posthumous stage* (Ojeda et al., 1980; Cuadra, 1986; Arevalo et al., 1998). Most of the copper was emplaced during the late magmatic stage (6.5–4.9 Ma), contemporaneously with felsic intrusion into a mafic to intermediate sill-stock complex. Mineralization of the late magmatic stage is mainly hosted by a quartz-anhydrite-dominated stockwork associated with K-feldspar alteration in the dacites and Na-K-feldspar, biotite, and propylitic alteration of the mafic intrusive package (Skewes et al., 2002; 2005; Maksaev et al., 2004, Cannell et al., 2005). Minor copper-mineralized hydrothermal biotite-cemented breccias formed at this time. The late magmatic stage was followed by two stages of mineralized phyllic alteration, referred to as the principal hydrothermal (4.9–4.8 Ma) and late hydrothermal (4.8-4.4 Ma) stages, during which thicker, Cu-rich veins were emplaced. A 1,200-m-wide breccia pipe, the Braden Breccia, formed during the late hydrothermal stage and appears to have destroyed a large amount of ore from the center of the deposit. The last hypogene alteration event is within the Braden Formation pipe and includes anhydrite, siderite and gypsum.

Cannell et al. (2005), on the basis of the composition of mineralized veins, added a pre-mineralization stage, related to partial replacement of plagioclase by fine magnetite ( $< 8 \mu\text{m}$ , Skewes et al., 2005) (Figure 5a,c,g,i) and veins of magnetite and actinolite, predominantly preserved in the margins of the ETMC. Cannell et al. (2005) also combine the posthumous stage with the hydrothermal stage.





**Figure 5:** Microphotographs of thin sections in samples from the El Teniente Mafic Complex. a) Sample SG184-45.5: fine-grained magnetites in plagioclase, magnetite is not associated with biotite; b) sample SG184-171.0: Fine-grained magnetites associated with quartz in some parts of the ground mass. c) Sample ETM1602 (sub6): fine-grained magnetite in plagioclase and coarse-grained magnetite associated with biotites. d) Sample SG184-222.45 same as in c; e & f) sample ETM0302 (sub6): fine grained anhedral crystals of magnetite. g) Sample ETM1501 (sub6): medium to fine-grained magnetites, h) sample ETM1601: coarse grained magnetite; i) sample ETM1602: very fine-grained magnetite in plagioclase rims. (a, b, c, d) transmitted light. (e, f, g, h, i) Backscatter SEM images.

Adjacent to the deposit, a zone of transitional biotitic-chloritic alteration has been defined, with veins of quartz-chlorite-anhydrite-pyrite and chloritization of secondary biotite (Camus, 1975; Skewes et al., 2002; 2005). Outside the deposit is a zone of propilitic alteration (Villalobos, 1975; Camus, 1975; Zúñiga, 1982), with weak replacement of primary minerals by epidote-chlorite-calcite-hematite. Finally, towards the surface of the deposit exists a zone of leaching and

supergene enrichment, with thicknesses between 100-500 mts., controlled by the topography and the permeability of the Teniente dacite and the Braden breccias.

In contrast with the most accepted model linking the copper to hydrothermal fluids associated with the felsic intrusions, Skewes et al. (2005) argue that Cu mineralization at El Teniente spanned a time period of >2My between >7.1 and 4.4 Ma during a multistage emplacement of breccias and alteration. Skewes et al. (2005) indicate that the amount of copper at El Teniente is too large to be associated with the small volume late felsic intrusions. According to Skewes et al. (2005) the felsic stocks cut both the mineralized breccias and their mafic intrusive host rocks, and have truncated and redistributed pre-existing copper mineralization.

### TECTONIC SETTING

The possible role of active tectonic structures controlling the location of the Teniente deposit is still debated. Emplacement occurred during a time of regional E-W contraction, associated with the intersection of sub-vertical faults oblique to the continental margin. The Teniente fault zone (TFZ) is dextral, sub-vertical, of approximately 14 km in length and 3 km wide and trends NE-ENE (Garrido et al., 1994). Four subvolcanic intrusive centers are aligned along the TFZ. Garrido et al., (1994, 2002) suggest that the TFZ controls the location of the Sewell Tonalite slightly elongated along a NE direction, as well as later events of brecciation in the deposit.

Within the deposit, the largest structures (a few meters up to 30-40m long) correspond to a set of subvertical fractures of direction N-S, similar to the Teniente dacite and the apophyses related to the Sewell Tonalite (Cuadra, 1986). An other set of fractures is arranged concentrically to the Braden pipe with up to 40 structures by meter in the neighborhoods of the pipe (Zúñiga, 1982). Also a secondary system of subvertical radial dikes and diaclasses are included in this group. *The smallest* structures form a three-dimensional grid of veins, faults and diaclasses (*stockwork*) without preferential direction. Cannell et al., (2005) found no clear structural control to the different stages of hydrothermal alteration.

### *3. Paleomagnetic sampling and methods*

The El Teniente mine is an underground mine where classic paleomagnetic sampling techniques like portable gasoline drill or solar azimuth orientation cannot be deployed. For this reason, only blocks oriented with a magnetic compass were taken from the wall of several tunnels (Figure 3)

at 4 different locations within the mine (Figure 2 and Figure 3a,b,c,d,e) (Teniente Dacite, labels a, b; Mine-sub6, label c; Esmeralda, label d and Regimiento, label e). Taking into account the precise orientation of the tunnels used for mining operation, no large magnetic anomalies was detected. However, errors in the magnetic orientation of each block because of the numerous metallic artefacts used to maintain tunnel's stability and the difficulty to orient blocks, might likely exceed 5°. However, we believe that most of these errors are random and should average out.

In general, it was not possible to clearly recognize the rock lithology within the tunnel because of the dark light and the thick dust cover. The location of each block was easily obtained thanks to the detailed mapping of the underground galleries.

Four distinct sectors of the Teniente mining district were sampled. Sixteen blocks were taken in Teniente sub-6, 35 blocks in the Esmeralda sector, 31 blocks in the Regimiento sector and 16 oriented blocks were also taken in the Teniente Dacite porphyry (Figure 3).

One or two one inch cores were later drilled from the selected blocks and oriented following the original orientation of the block.

Two long mine drill cores were also sampled (24 standard minicores over a 190m depth interval for SG184 with a plunge of 45° toward the west and 115 standard minicores over a 400m depth interval for SG185 with a 45° plunge toward the east).

Finally eight sites were also drilled to the west and to the north of the mine (Figure 1) in volcanic rocks from the Colon-Coya formation to check the existence of tectonic rotations.

All samples were later cut to standard samples of 2.2 cm, properly marked and prepared for processing. Natural Remanent Magnetization (NRM) for each sample was measured with Spinner type magnetometers either with the Molspin ( $10^{-4}$  - 500 A/m) or Agico JR5A ( $10^{-5}$  - 1500 A/m). Samples from Drill core SG185 were all measured with the 2G cryogenic magnetometer and demagnetized by alternating field (AF) with the 2G online demagnetizer. Additionally, volumetric magnetic susceptibility ( $k$ ) was measured with a Bartington susceptibilimeter.

In general one or two specimens from each core were subjected to progressive demagnetization either thermal or with the AF method.

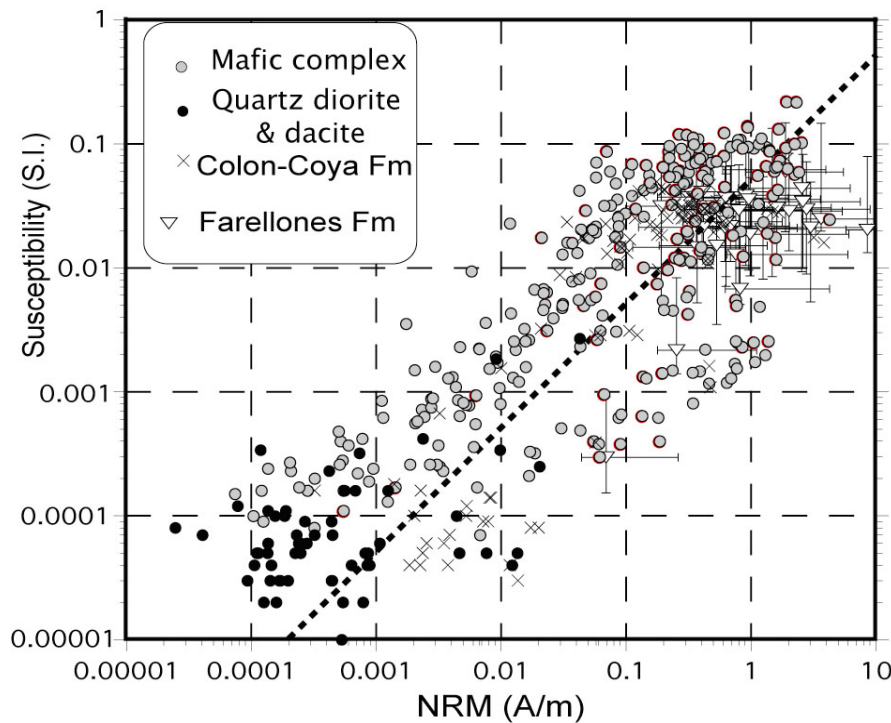


Isothermal remanent magnetizations (IRM) were given in field up to 1200mT with an ASC pulse magnetizer. Curie temperatures were determined with the Agico kappabridge (KLY3S) and associated CS3 furnace. Anhyseretic remanent magnetizations (ARM) were given in a dc field of 40 $\mu$ T under an ac field of 110mT using the 2G AF demagnetizer. Acquisitions of a laboratory chemical remanent magnetization (CRM) during heating were performed on samples showing large increase in magnetic susceptibility upon heating in the laboratory. The samples were heated in a dc field of 40 $\mu$ T and kept at 450 or 460 $^{\circ}$ C during 3 hours and then cooled to room temperature in zero field.

4. *Paleomagnetic results*

MAGNETIC PROPERTIES

In the ETMC, magnetic susceptibility and NRM intensity increase with decreasing phyllic alteration (Figure 6, 7a). Many samples have magnetic susceptibility above 5. 10<sup>-2</sup> SI with a few samples above 10<sup>-1</sup> SI. These values are slightly higher than non-mineralized rocks of the Farellones (Gogutchaiivili et al., 2000) or Colon-Coya Formation.



**Figure 6:** Log-log plot of magnetic susceptibility versus intensity of NRM for all samples in the orebody. Altered rocks are compared with country rocks of the volcanic Colon-Coya and Farellones Formations (Gogutchaiivili et al., 2000). Samples from the intrusive stocks (dacite and quartz diorite) have low magnetic susceptibility while the mineralized mafic rocks have high magnetic susceptibility similar or higher than the Farellones volcanics. Magnetic susceptibility decreases with increasing phyllic alteration.

Most samples from the Teniente dacite and Quartz diorite stocks have magnetic susceptibility lower than  $10^{-4}$  SI and NRM in the range  $10^{-4} - 10^{-3}$  Am $^{-1}$  (Figure 6). The contrast in magnetic properties between the intrusive rock and the ETMC is sharper along the drill core SG185 (Figure 7) than along the Esmeralda E-W profile. Sampling of the drill cores SG184 and SG185 was slightly biased toward core pieces with a more mafic composition and possibly less pervasive alteration (Figure 4). A denser sampling is needed to better image the alteration in magnetic properties nearby the felsic stocks (Figure 7). All the thermomagnetic experiments in samples of the ETMC show pure magnetite as the main magnetic mineral present in these rocks (Figure 8a,b,c,d). During thermal demagnetization, there is a large increase in magnetic susceptibility after heating above 400°C in the laboratory for the samples from the felsic stocks (Figure 8f) and some of the hydrothermal breccias with low initial magnetic susceptibility. The increase in magnetic susceptibility is related to the formation of magnetite above 400°C. Samples from the mafic rocks with high initial magnetic susceptibility do not show major changes in magnetic susceptibility after heating up to 580°C (Figure 8e). It was not possible to determine the characteristic direction after thermal demagnetization above 400°C for most samples with low NRM ( $<10^{-3}$  Am $^{-1}$ ) and low magnetic susceptibility because of the acquisition of spurious component of remanent magnetization in the laboratory associated with the formation of laboratory grown new magnetites (see also the experiments on CRM acquisition).

IRM acquisition in samples from the ETMC show complete saturation above 250mT while saturation is not always attained for samples with low magnetic susceptibility (Figure 9a). Back-field demagnetization of saturation IRM (Figure 9b) provide evidence for relatively high H<sub>cr</sub> values ( $>20$ mT) for some samples suggesting the possible contribution of single domain or pseudo-single domain magnetite grains in agreement with optical and SEM observations showing numerous small grains of magnetite in plagioclases associated with an early Na-Ca-Fe alteration. For a few samples, MDF values above 100mT and non-saturation of IRM above 300mT indicate the contribution of high coercivity minerals possibly hematite. Hysteresis experiments in ETMC samples show low J<sub>r</sub>/J<sub>s</sub> values with multidomain magnetite dominating the magnetic signal (Figure 9c, d).

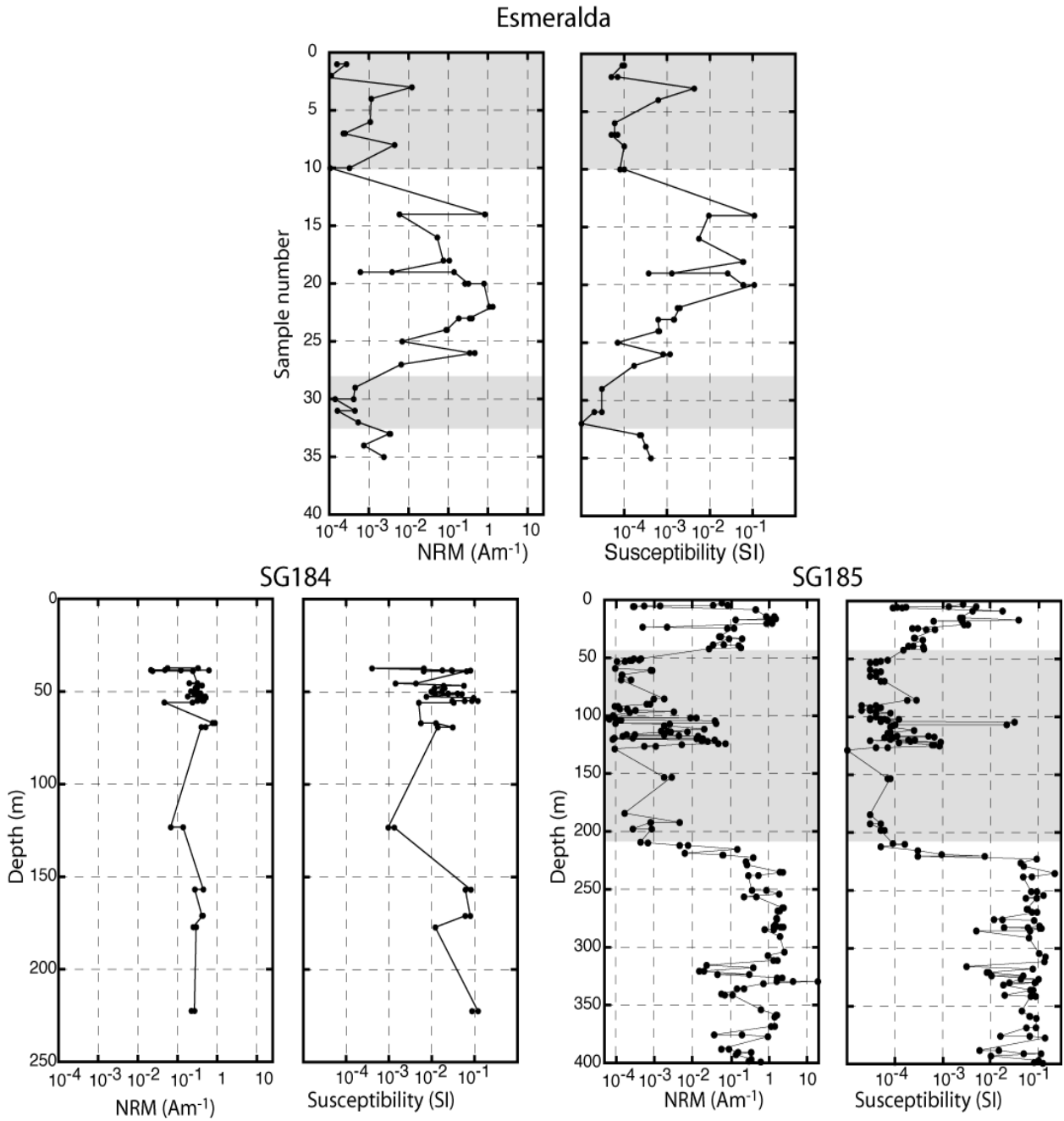
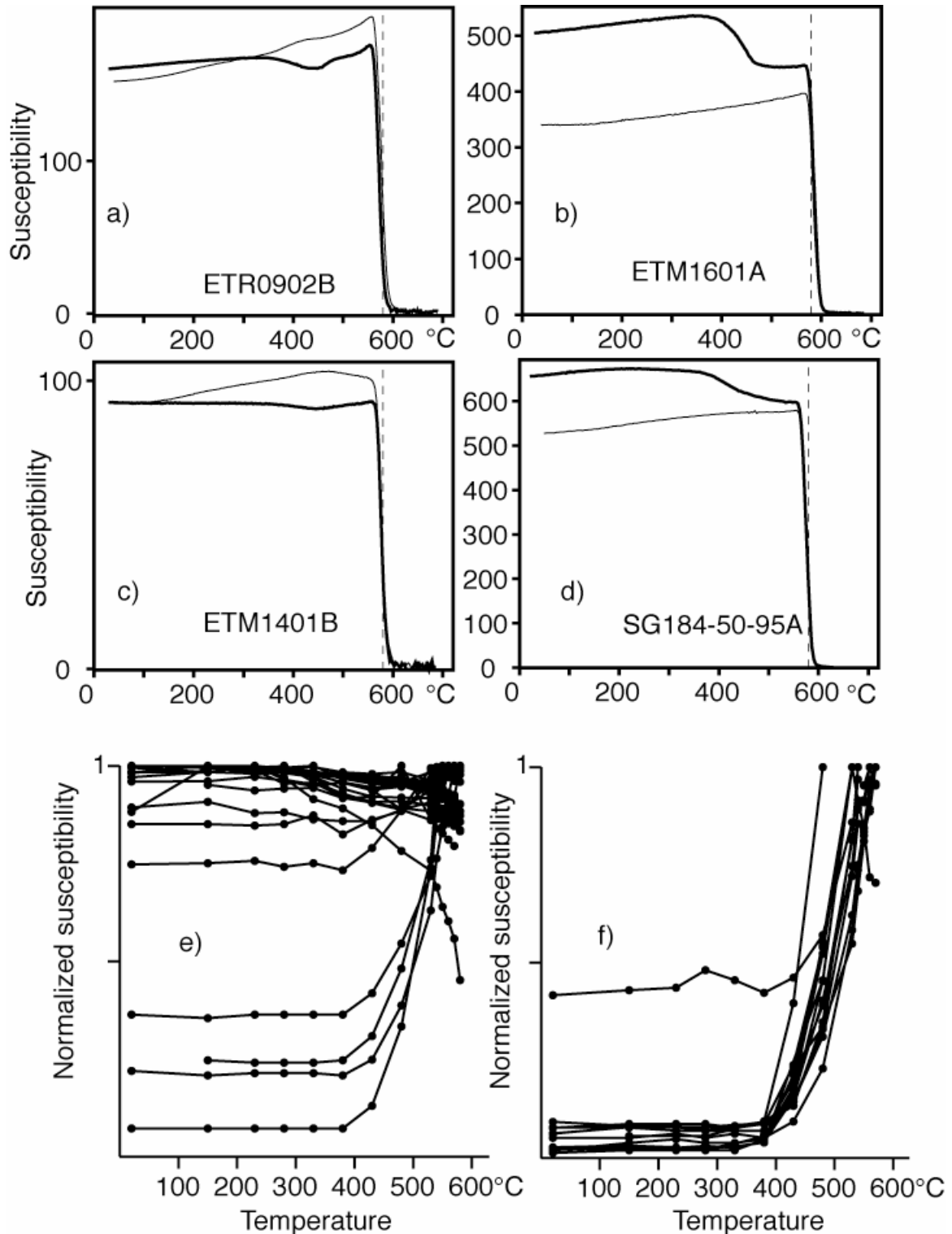
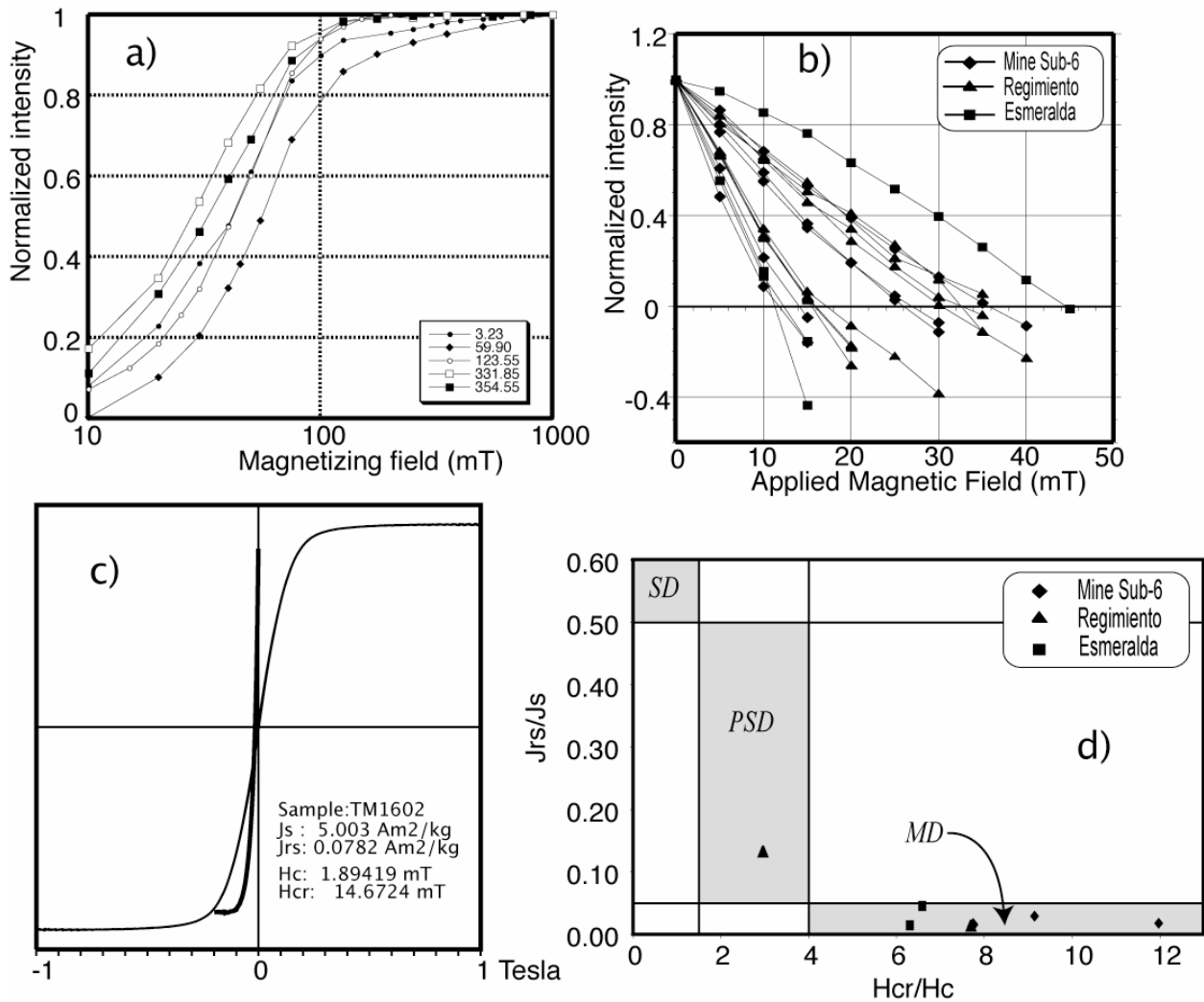


Figure 7: top) Plots of NRM intensity and susceptibility variation along the Esmeralda profile from east to west. Bottom) Plots of NRM intensity and susceptibility variation versus depth for drillcores SG184 and SG185.



**Figure 8:** Magnetic susceptibility versus temperature experiments (K-T). Pure magnetite (580°C) is the main mineral identified during K-T experiments (a,d). A second phase (400°C) is observed in some samples (b,d) upon heating but not during cooling (green curves). Thick (thin) lines correspond to heating (cooling) curves. Arbitrary units for the susceptibility not corrected for mass or volume. (e & f) Variation of magnetic susceptibility measured at room temperature after each step of thermal demagnetization in air. (e) Samples from the felsic stock in drillcore SG-185, (f) samples from the mafic complex from drillcores SG-184 and SG-185.



**Figure 9:** (a) Examples of IRM acquisition for samples from Drillcore SG185 (sample number corresponds to the position within the drillcore. b) Back-field IRM experiments showing  $H_{cr}$  values in between 10 and 50mT. Multidomain magnetite is the dominant magnetic phase in most samples with high magnetic susceptibility (hysteresis curve (c) and Day plot (d).

CHARACTERISTIC DIRECTIONS

Teniente dacite

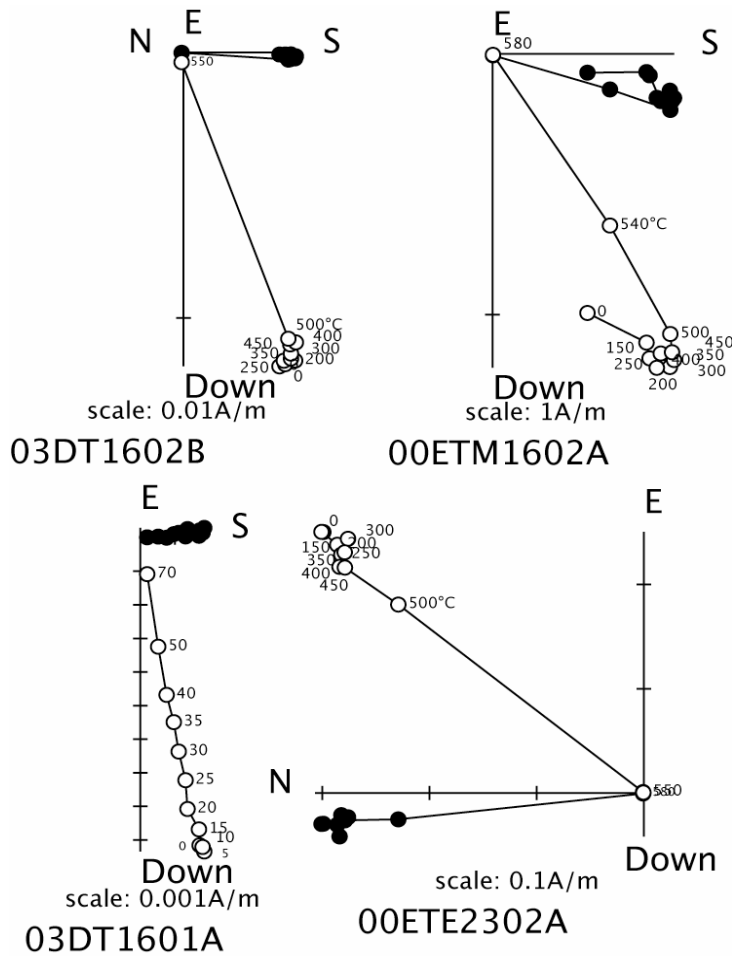
Although the NRM intensity is low, several samples exhibit well-defined characteristic component in the course of the thermal or AF demagnetization (Figure 10). The magnetization is of reverse polarity (Figure 11a). The same reverse polarity is also observed in the ETMC nearby the dacite.



Table 1. Paleomagnetic results

Site	N	In situ			k	Tilt corrected			
		Dec	Inc	95		Dec	Inc	$\alpha_{95}$	k
<u>Outside the mine</u>									
CY01	10	192.9	63.1	3.5	188	192.9	63.1	3.5	18
ET04	11	345.3	-71.4	9.5	23	350.8	-63.7	9.5	23
CY02	9	190.2	57.5	4.2	149	190.2	57.5	4.2	149
ET02	9	355.5	-45.9	7.1	53	19.0	-55.5	6.1	71
CY04	10	11.9	-61.1	3.8	158	11.9	-61.1	3.8	158
ET03	5	353.9	-50.2	4.0	361	353.9	-50.2	4.0	361
Mean	6	1.7	-58.6	9.0	57	6.4	-58.9	6.5	106
<u>Within the mine</u>									
Esmeralda	10	358.9	-48.0	9.2	28				
Dacita	13	164.3	61.0	11.5	13				
Sub6	17	177.4	61.2	6.2	34				
Regimiento	8	184.0	53.6	6.1	83				
Regimiento	18	5.6	-54.3	7.7	21				
Mean	5	358.6	-55.8	6.8	128				
Expected		356.3	-55.3						
<u>Drill cores</u>									
SG185 (R)	15		42.0	3.0	159				
SG185 (N)	102		-38.0	1.6	79				
SG184 (N)	33		-32.6	1.4	325				

N: number of samples; Dec: Declination; Inc: Inclination,  $\alpha_{95}$ : semi angle of confidence; k: Fisher concentration parameter.



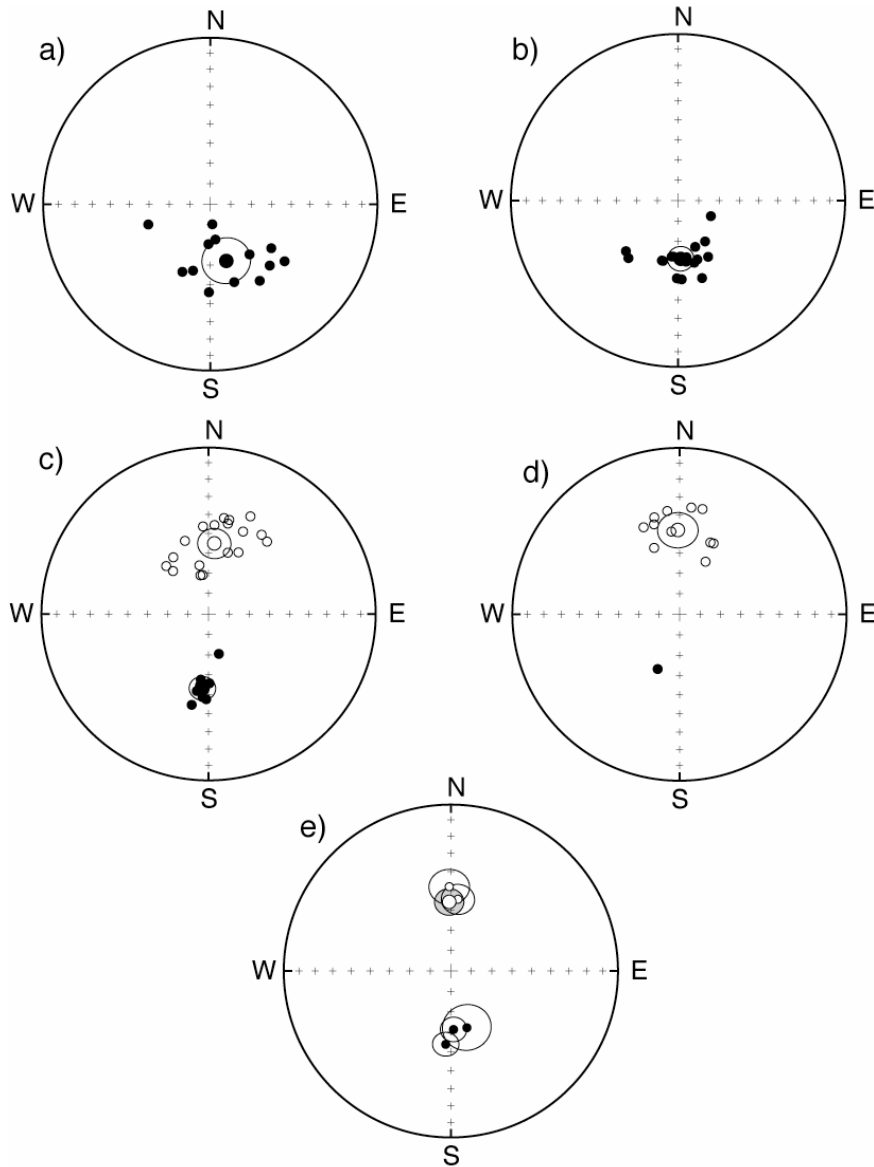
**Figure 10:** Orthogonal plots of thermal and AF demagnetizations. Samples 03DT1602B & 03DT1601A: Teniente dacite; sample 00ETM1602A: MCET sector Mina; sample 00ETE2302A: MCET sector Esmeralda. Open (filled) circles are projections in the vertical (horizontal) planes.

**Mine Sub-6**

Samples from the intrusive stock have low magnetization and low magnetic susceptibility (about  $10^{-4}$  SI) and it was not possible to isolate a characteristic magnetization. In contrast, samples within the breccia or within the andesite have a reverse polarity magnetization (Figures 10,11b).

**Regimiento**

In Regimiento, both magnetic polarities are found. The samples closest to the Braden breccia (TR01 – TR06) or the Sewell stock (samples TR12-TR27) have magnetization with intensity lower than 0.1 A/m and normal polarity. In contrast, samples TR07 to TR11 located within 30 meters have a well-defined characteristic magnetization with reverse polarity carried by magnetite (Figure 11c). Some samples from this group have the highest intensity of remanent magnetizations above 0.1 A/m.



**Figure 11:** Equal-area projections of ChRM directions determined in the different mine sectors; a) Teniente dacite; b) Teniente sub6; c) Regimiento; d) Esmeralda. e) Plot of the mean directions. Open (filled) circles are projections in the upper (lower) hemisphere.

**Esmeralda**

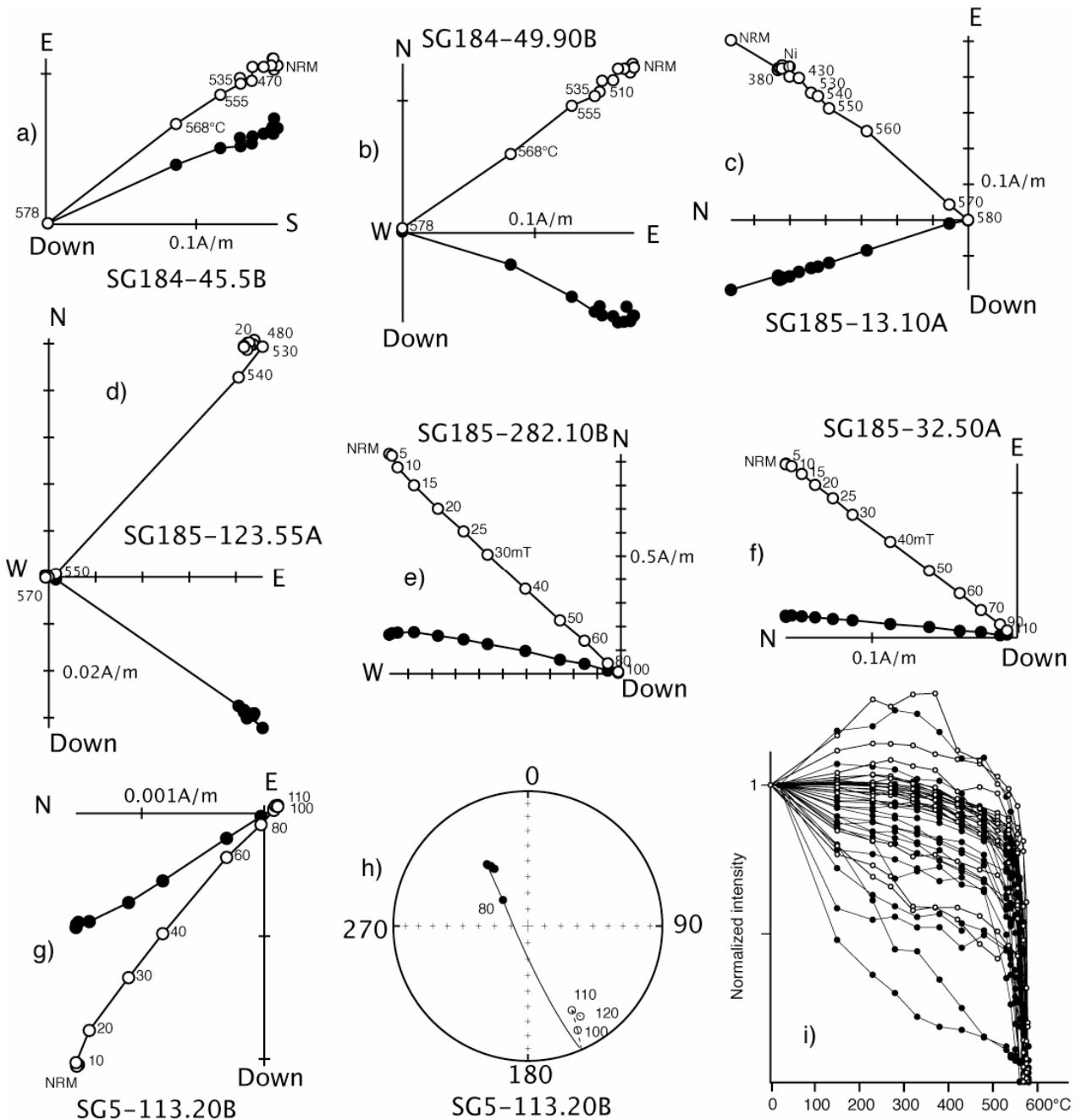
The sampling corresponds to a 350m profile between the Braden breccia pipe and a dioritic stock. All samples within and nearby the contact with the intrusive stocks have low magnetization (Figure 7a) and it is not possible to clearly define a stable component of magnetization. A characteristic direction was determined in 11 samples (Figure 11d). Only one has a reverse polarity magnetization (sample ETE08).

**Drill cores**

*DRILLCORE SG0184:* Except 3 samples with low magnetization in the depth range 38.35-38.9m; all the samples have magnetization with intensity between 0.1-1A/m (Figure 7). During thermal and AF demagnetization a single component of magnetization is observed. Unblocking temperatures in the temperature range 500-580°C (Figure 12a, b) confirm that magnetite is the magnetic carrier and MDF values above 30mT that the characteristic magnetization is carried by single domain or pseudo-single domain magnetite. All the characteristic directions have the same negative inclination in drill core coordinate. Taking into account the orientation of the drill core (269°, -45°), the magnetization is of normal polarity.

*DRILLCORE SG185:* Except in the depth interval corresponding to the felsic stock where the magnetization is low (<10<sup>-3</sup> A/m), most samples have high magnetization with several samples above 1A/m (Figure 7). A characteristic direction was identified after AF and thermal demagnetization in most samples of drillcores SG185 especially in the ETMC samples (Figure 12 and 13). Within the drillcore SG185, there is evidence for a vertical zonation of the MDF values with for example low MDF values in the depth interval 220-260m and high MDF from 260 to 300m (Figure 13). These variations in MDF values reflect magnetite grain size variation with low MDFs indicating more multidomain grains. It is unclear whether this magnetic variation is related to changes in lithology of the country rock prior to mineralization or to a different type of alteration. Samples from the ETMC with NRM intensity above 1A/m have in most cases MDF values above 30mT indicating that the stable characteristic magnetization is likely carried by a significant content of single domain or pseudo single domain grains. In order to understand the nature of NRM, ARM acquisition was performed on several samples of the drill cores. There is a good correlation between ARM and NRM intensity (Figure 14a). AF demagnetization curves of NRM and ARM are also similar (Figure 14b).

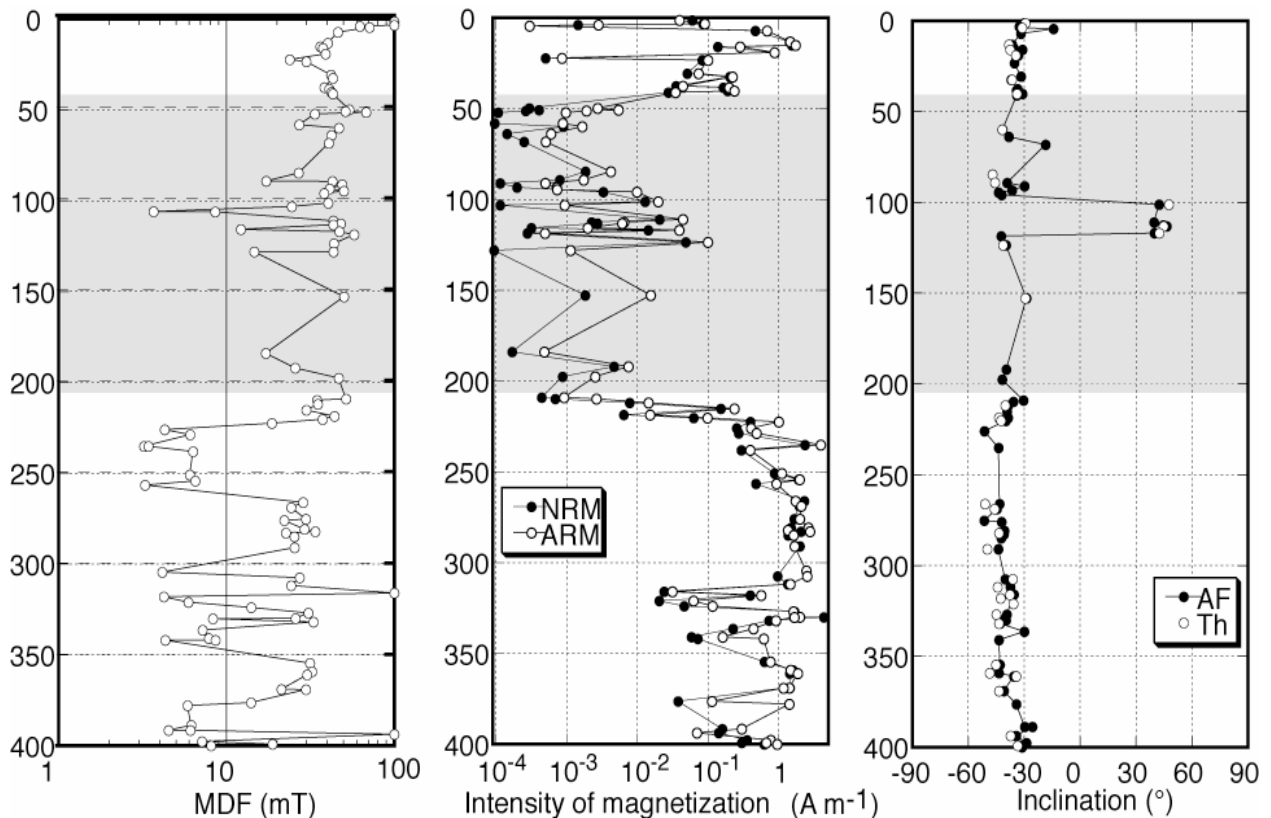
All the samples have negative inclinations, except in the depth interval 101-117m where both polarities are observed. In two samples with positive inclination, the residual high coercivity magnetization has negative inclination (Figure 12g, h).



**Figure 12:** Examples of orthogonal plots of thermal (a, b, c, e, f, h) and AF (d, g) demagnetization of samples from drillcores SG184 and SG185 (same convention as Fig. 8). i) Variation of intensity of magnetization during thermal demagnetization for samples from the mafic complex in drillcores SG184 and SG185.

The two drill cores SG184 and SG185 correspond to oriented cores. For SG184, all the samples in the depth interval 66.95-222.45m have the same declination around  $300^\circ$  that is close to the expected direction when the drill core is rotated to the in situ position (Figure 15). The dispersion recorded in the upper part of the core in the depth interval 37.35-55.9m shows that the upper part of the core is not properly oriented (Figure 15). In drill core SG185, the orientation was not

clearly marked in several pieces of cores and in order to have more continuous sampling, samples were taken with and without orientation. This explains the more or less random distribution of the declination in core coordinate (Figure 15). However, as for SG184, there is also a significant dispersion for the oriented samples indicating the incomplete reliability of the orientation technique for these two cores. The intersections of the two small circles provide two solutions for the in-situ mean characteristic direction. One of the intersections is close to the expected direction for normal polarity directions (Figure 15g).

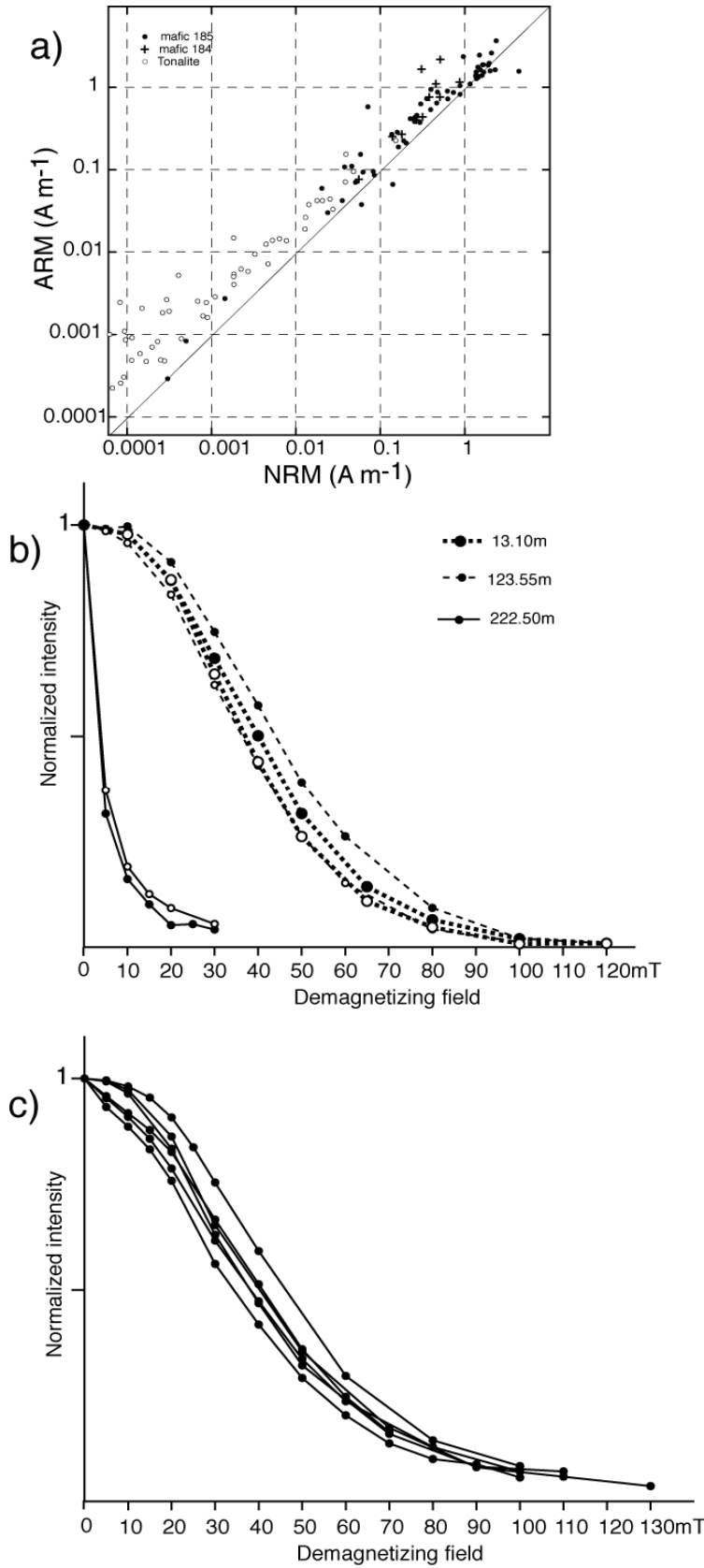


**Figure 13:** Variation of MDF values, intensity of NRM and ARM, inclination of characteristic direction in drillcore coordinate versus depth for samples from drillcore SG185. The characteristic directions determined after progressive thermal and AF demagnetization are respectively shown with white and black circles. Note that samples from the depth interval 100-120m have the opposite inclination.

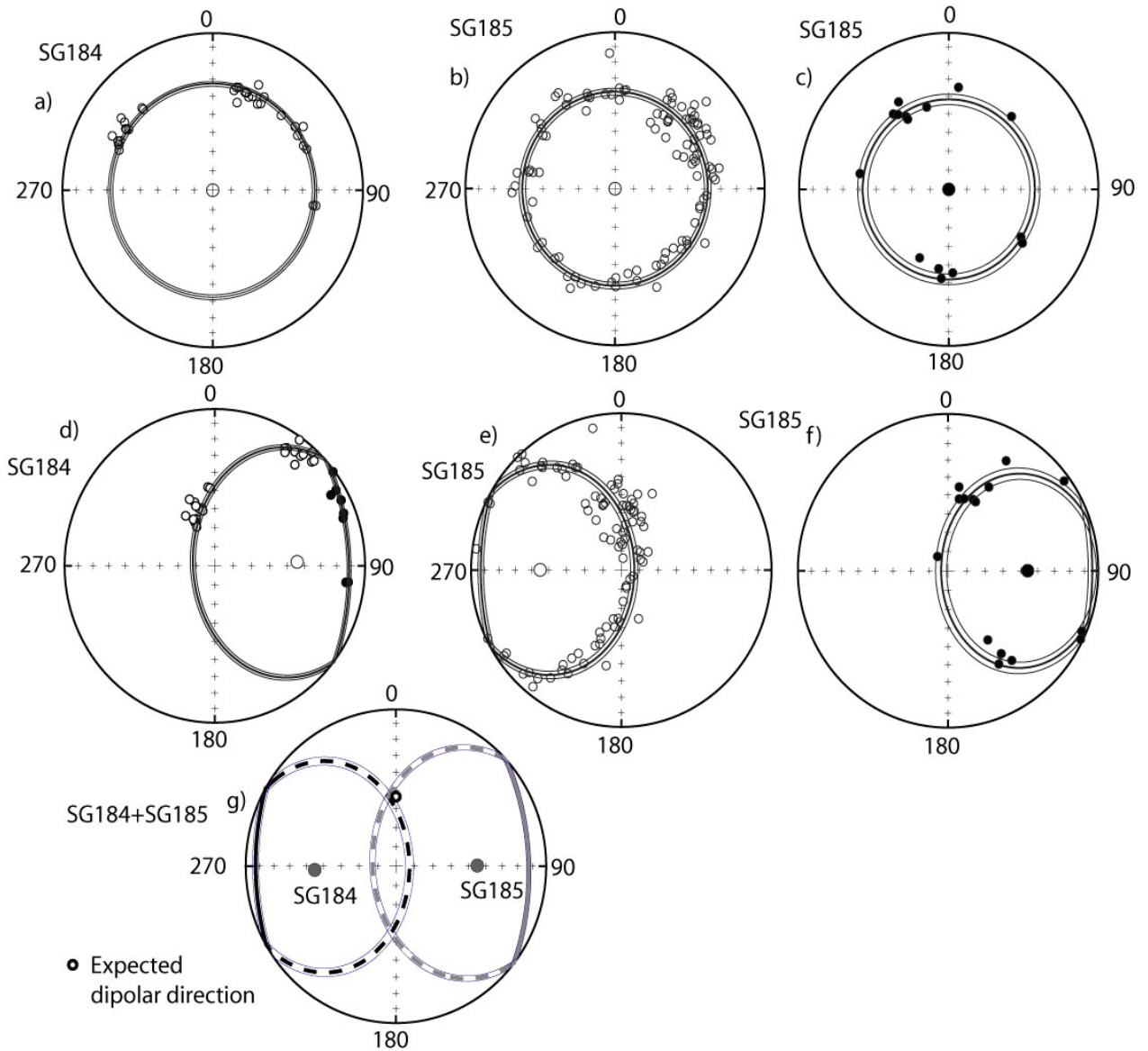
**Farellones Formation**

Characteristic directions were determined at 6 sites. Normal polarity is observed at sites located to the west of the mine while the two sites CY01-CY02 located to the north of the mine record a reverse polarity magnetization. Magnetization is carried by magnetite with unblocking temperatures in the range 450-580°C (Figure 16).

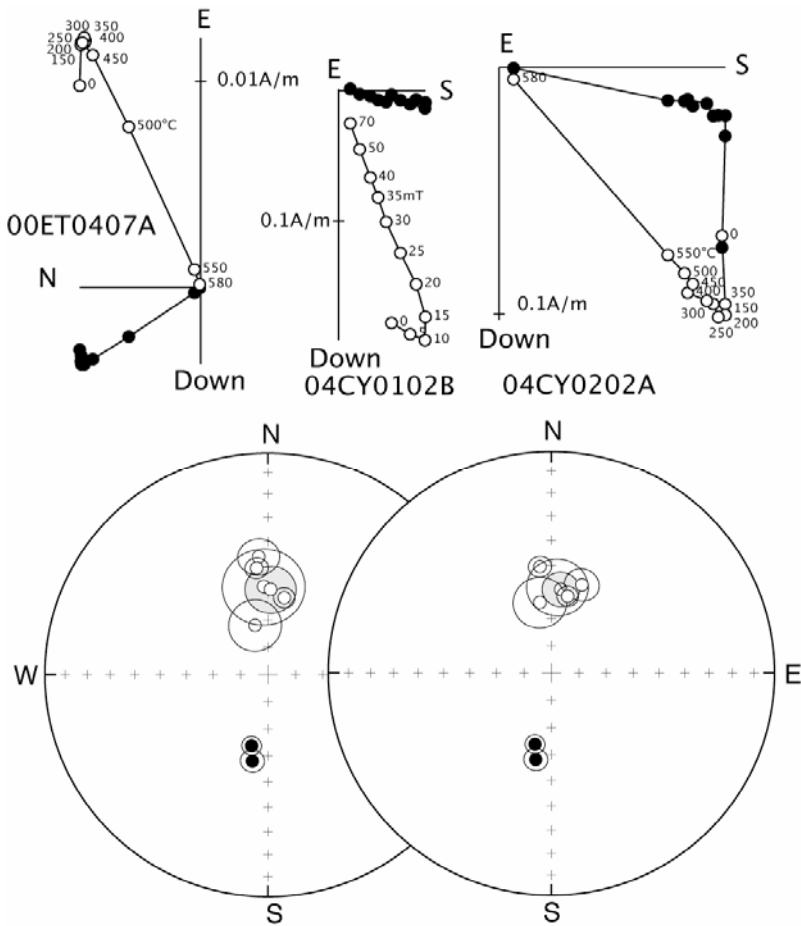




**Figure 14:** a) Log-log plot of ARM intensity versus NRM intensity for samples of drillcores SG184 and SG185. The ARM was given with a DC field of 40µT and an AC field of 110mT. b) Comparison of the AF demagnetization of NRM (filled symbols) and ARM (empty symbols) for three samples of drillcore SG185. c) AF demagnetization of laboratory induced CRMs at 460°C with a dc field of 40µT.



**Figure 15:** Equal-area projection of characteristic magnetizations in drillcore coordinates (a, samples from Drill core SG184; b,c) samples with normal (reverse) polarity from drill core SG185; d,e,f) same as a,b, and c with the drill core rotated. e) Plot of the two small circles determined from the mean inclination of the characteristic magnetizations of normal polarity and plotted after rotation of the drill cores. The most likely common direction of ChRM in both drill cores is likely the intersection close to the expected direction.



**Figure 16:** Examples of orthogonal plots of thermal (a,b) and AF (c,d) demagnetization of samples from the sites outside the mine. Equal-area projections of ChRM directions with the 95% confidence angle determined at six sites (left: in situ; right: tilt corrected). Open (filled) circles are projections in the upper (lower) hemisphere. The mean is highlighted in grey

### 5. Discussions

The paleomagnetic study of the mineralized units of the El Teniente deposit reveals the existence of stable well-defined characteristic remanent magnetizations either of normal or reverse polarity. The characteristic magnetization could be (1) a thermoremanent magnetization acquired by cooling below the Curie point of magnetite which is the main magnetic carrier or (2) a chemical remanent magnetization acquired during the alteration and crystallization of magnetic carrier or more likely related to both processes. Cairanne et al. (2003, 2004) performed laboratory experiments of CRM acquisition in opposite field and concluded that one should be cautious when using natural CRM apparent polarity to infer timing of the corresponding chemical event. We will first discuss the origine of the remanent magnetization and then attempt to interpret the magnetic polarity changes with respect to the evolution of the magmatic and hydrothermal system.

MAGNETIC MINERALOGY AND NATURE OF THE REMANENT MAGNETIZATION

One of the characteristics of the El Teniente deposit is that most of the Cu-mineralization is hosted by a mafic rock complex containing a large amount of magnetite occurring mainly as a secondary mineral associated with the different phases of alteration (Figure 5). Pyrrhotite is never observed. Large grains of magnetite are common in the ETMC and usually associated with biotitization (Figure 5c, d) and contribute to the high magnetic susceptibility. Some samples with magnetic susceptibility  $< 0.01$  SI do not show this association (Figure 5a) but have natural remanent magnetization intensities of the same order of magnitude than those with high magnetic susceptibility. Optical observations (Figure 5a, 5c) and backscattered SEM images reveal the existence of numerous small magnetite grains ( $< 10\mu\text{m}$ ) often located within plagioclase crystals (Figure 5g, h, i). In rock magnetism, large magnetite crystals are multidomain grains that are unlikely to record a significant stable remanent magnetization. Titanomagnetite inclusions in pyroxenes and plagioclases of mafic intrusive and metamorphic rocks have been known to record stable magnetizations consistent with expected geomagnetic field orientations (Evans and McElhinny, 1966; Hargraves and Young, 1969; Renne et al., 2002; Feinberg et al., 2005 and references herein). The silicate host isolates the magnetic inclusions against chemical alteration by hydrothermal fluids and protects the titanomagnetite from oxidation. In a Cu-porphyry deposit like El Teniente hydrothermal alteration is however likely to involve high temperature magmatic fluids capable to alter the silicate host. Although some of the magnetite crystals may have been incorporated in the plagioclases during the plagioclase crystallization, Skewes et al. (2005) and Cannell et al. (2005) attribute the formation of these magnetite crystals to an early phase of alteration prior to the late magmatic alteration phase carrying the main mineralization. Taking into account the high unblocking temperatures of magnetite, the magnetization of the smallest grains within the plagioclase could thus be contemporaneous of the pre-mineralization alteration phase. However, the same highly stable magnetization was observed in samples without and with large chalcopyrite veins (Fig. 4) and this observation suggests that any magnetization acquired prior to the formation of the mineralized veins was almost totally reset by the hot fluids ( $> 400^\circ\text{C}$ ) circulation. We speculate that the stable magnetization was recorded during copper mineralization and likely postdates the formation of magnetites in plagioclases. In the ETMC, the magnetic carrier is magnetite with unblocking temperatures in the range  $500\text{-}580^\circ\text{C}$  and MDF values in the range  $30\text{-}40\text{mT}$ . Within the El Teniente deposit and especially within the ETMC, the main magnetic difference between samples with similar magnetic properties is the change in

magnetic polarity spatially within the deposit. For example, samples from the ETMC with the fine-grained magnetite crystals record normal polarity in the drill cores but a reverse polarity is observed in Teniente sub6 samples having the same apparent alteration or petrology.

We speculate that the initial magnetization of the ETMC, if any, was likely fully reset. Because several geomagnetic polarity reversals occurred during the expected time interval of magmatic and hydrothermal alteration at El Teniente (~ 6.5-4.5Ma), we should however expect that samples from the ETMC were altered during successive normal and reverse polarity time intervals and that the magnetization within a sample should be a complex sum of normal and reverse polarity magnetization. Except in a few samples like in two samples of drillcore SG185 where there is some evidence for a component of magnetization of opposite polarity after AF demagnetization at 100 mT, there is no evidence during AF or thermal demagnetization for superposed dual polarity magnetization within the samples. NRM intensity is also comparable to ARM intensity in a laboratory field of 40 $\mu$ T (Fig. 14a) and NRM and ARM behave similarly upon AF demagnetization. These experiments suggest that variations in NRM intensities between samples are mainly controlled by changes in content and nature of magnetic mineralogy rather than the result of superposed magnetization overprints of opposite polarities. In drillcore SG185, a complex pattern of reverse and normal polarity magnetizations is however observed in a very short depth interval in the center of the intrusive where a large clast of mafic rocks is reported at 106m. The magnetic properties of the samples with opposite polarities are however not significantly different and they all share the same apparent lithology and alteration. During thermal heating in air in the laboratory, most samples from the felsic stocks record large magnetic susceptibility increase above 400°C. Preliminary experiments of laboratory induced CRM were performed on several samples which were heated in air up to 450°C and held at that temperature during 3 hours. Samples from the mafic complex without magnetic susceptibility changes during heating do not record significant CRM. However samples from the felsic stocks with a 10 to 20 fold increase in magnetic susceptibility record a strong CRM (about 0.1 A/m). When the experiment is repeated at 460°C with the samples rotated 90° with respect to the applied laboratory field, a new CRM is recorded removing nearly 2/3 of the previous CRM. The laboratory-acquired CRMs present the same magnetic stability versus AF demagnetization than the ARM and the NRM (Figure 14c). Although it is not possible to extrapolate laboratory experiments, these experiments demonstrate that CRM acquisition at temperature lower than the Curie point could be significant enough to reset partially or totally previous magnetizations in

samples from the altered felsic stocks like the Central Quartz Diorite.

There are two alternative interpretations to the apparent record of a unique polarity in the samples. One possibility is that mineralization and cooling were rapid enough to enable only the record of one polarity in these samples. The second interpretation is that the polarity of CRM magnetization corresponds mainly to the main polarity interval during the chemical reactions leading to the formation of new secondary magnetites or transformation of primary magnetite grains or the last polarity interval prior to cooling to lower temperature. Sulfur isotope geothermometry from El Teniente indicates temperature of sulfide deposition of  $456 \pm 41^\circ\text{C}$  for the potassic alteration (Kusakabe et al. 1984). Recent studies of  $^{18}\text{O}$  and D in Cu porphyry deposits indicate the dominant role of magmatic over meteoric fluids with the consequence of high temperature alteration for both the early potassic and main-stage phyllic alteration with temperatures from  $600$  to  $550^\circ\text{C}$  (Harris and Golding, 2002). Studies of melt inclusions in veins at the Cu Porphyry Bajo de la Alumbrera also clearly indicate very high temperatures of magmatic fluids from which Cu is deposited (Harris et al., 2003). Stern et al. (2007) report high temperatures ( $> 600^\circ\text{C}$ ) calculated from oxygen isotopes of quartz-magnetite and magnetite-anhydrite mineral pairs within the Porphyry A microdiorite but a lower range of temperatures ( $455$ - $495^\circ\text{C}$ ) was determined from sulfur isotopes. Microthermometric data for fluid inclusions from Klemm et al. (2007) indicate that copper sulfides precipitated upon cooling between  $410^\circ\text{C}$  and  $320^\circ\text{C}$ . We can thus speculate that the temperature of the hydrothermal fluids was sufficiently high ( $>450^\circ\text{C}$ ) to reset any previous magnetization in the mafic complex El Teniente unit and that the NRM is likely a combination of CRM and TRM acquired during mineralization and cooling.

#### MAGNETIC POLARITY ZONATION WITHIN THE DEPOSIT

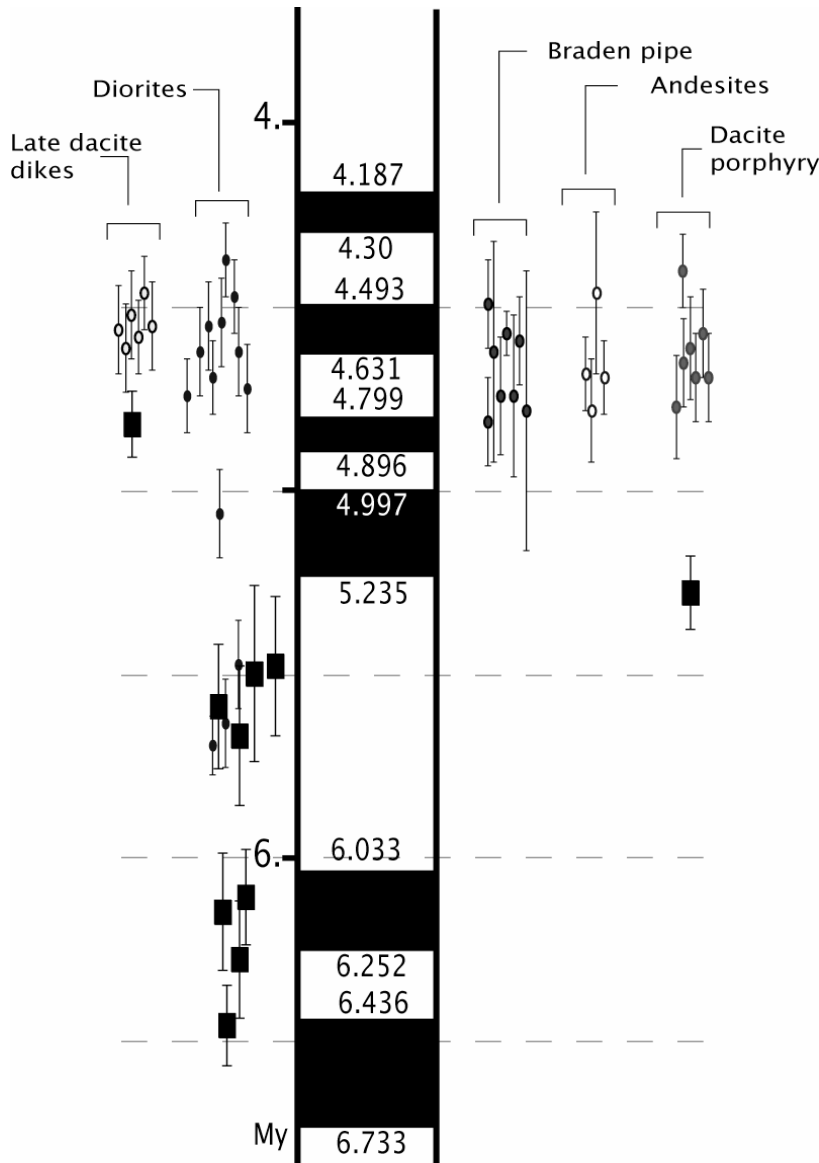
Maksaev et al. (2004) interpret molybdenite Re-Os dating at El Teniente as evidence for ore deposition at  $6.30 \pm 0.03$ ,  $5.60 \pm 0.02$ ,  $5.01$  to  $4.96$ ,  $4.89 \pm 0.08$  to  $4.78 \pm 0.03$ , and  $4.42 \pm 0.02$  Ma, concurrent with five intrusive episodes and suggest that the Re-Os system for molybdenite was unaffected by the various hydrothermal episodes. In contrast, Maksaev et al. suggest that the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  system of micas was reset by high-temperature ( $>350^\circ\text{C}$ ) fluid circulation and provides only a partial record of the latest history of development of this supergiant ore-forming system; biotite, sericite, and altered whole-rock samples collected throughout the orebody yielded  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  plateau ages ranging from  $5.06 \pm 0.12$  to  $4.37 \pm 0.10$  Ma.



In the Teniente dacite, the less altered samples record a well-defined reverse polarity magnetization that is interpreted to record the cooling of Teniente dacite. All the samples with a stable characteristic magnetization nearby the Teniente dacite have also the reverse component of magnetization. The same behavior is observed in Teniente sub-6. While an U-Pb age of  $5.28 \pm 0.10$  Ma is obtained on zircon of the Teniente dacite,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages on biotite and sericite are not statistically different and provide a mean-age of  $4.67 \pm 0.07$  Ma for the dacite. A similar age is also found in the biotitized andesite (samples TT-15 and TT-56 from Maksaev et al., 2004).

In the Regimiento sector to the south-west of the Braden pipe (Figure 2), both polarities are observed but both groups correspond to defined sectors within the mine. Within the two drill cores, a normal polarity is observed except within the center of the felsic stock in drill core SG185. The two drill cores SG184 and SG185 are located near or cross the Central quartz diorite-tonalite. The spread in U-Pb ages in the Sewell, northern and central quartz diorites were interpreted to represent partial Pb loss produced by potassic hydrothermal overprint at 5.67 to 5.48Ma. Maksaev et al. (2004) separated arbitrarily the U-Pb spot ages into two groups of U-Pb ages ( $\sim 6.3 \pm 0.15$ Ma and  $\sim 5.6 \pm 0.1$ Ma) for the Sewell stock and the central quartz diorite. The youngest U-Pb ages are not different from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages in unaltered magmatic biotites from the Sewell stock but the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages in hydrothermal biotites and sericites are significantly younger and are not statistically different from those observed in the Braden pipe or around the Teniente dacite porphyry.

There is a systematic difference between the U-Pb ages and the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages in hydrothermal biotites and sericites. For the Teniente dacite porphyry, the difference is of  $\sim 0.6$ Ma and up to 1Ma for the Sewell stock. Such differences are interpreted to represent the time of cooling of the hydrothermal system from about  $\sim 800^\circ\text{C}$  (closure of the U-Pb system) to  $\sim 300^\circ\text{C}$  (closure of the argon system). Blocking of the remanent magnetization likely occurred in a temperature interval bounded by the Curie point of magnetite ( $580^\circ\text{C}$ ) and about  $350\text{-}400^\circ\text{C}$  associated with sulfide deposition and CRM acquisition. The reverse polarity of the Teniente dacite thus implies that cooling below  $580^\circ\text{C}$  should have occurred either from 5.28 to 5.235Ma, from 4.997 to 4.896Ma or in the time interval 4.799 - 4.631 Ma (Figure 17). This last interval is in agreement with the mean  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages reported in the northern part of the deposit.



**Figure 17:** Plot of the radiometric ages obtained for different rock units at El Teniente (Maksaev et al. 2004). Circles are  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages while rectangles are U-Pb ages. U-Pb ages in the diorites correspond to the two groups of ages from the Northern and Central quartz diorites and the Sewell stock (Maksaev et al., 2004). Geomagnetic polarity time scale (Gradstein et al., 2004).

There is no evident interpretation of the normal polarity encountered in the Esmeralda, Regimiento and drill cores, except that the acquisition of the magnetization cannot be associated with an eventual hydrothermal event related to the intrusion of the Teniente dacite porphyry. In the time interval 4-6.5my, the normal polarity intervals have a length of 97ky to 238ky. The tentative correlation of magnetic polarities with the isotopic ages is also hampered by uncertainties in the absolute ages. Significant time difference (~1My) between U-Pb ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages determined by laser step heating of biotite on the same intrusions have been often reported indicating that the U-Pb ages may not always correspond to the time of emplacement as suggested by Halter et al. (2005) for the oldest intrusive stocks in the Alumbrera deposit (Harris et al., 2004, 2007).

Skewes et al. (2005, 2007) suggest that there is an intimate spatial and temporal association of different stages of mineralization at El Teniente with the emplacement of multiple hydrothermal breccia complexes and that mineralization was not emplaced by the small felsic porphyries. Although a more systematic paleomagnetic sampling is needed to map magnetic polarity changes within the mine, the preliminary data are in better agreement with magmatic fluids associated with felsic stock intrusion as suggested by the preliminary results nearby the Teniente dacite or in the mine Sub6. In drill core SG185, samples from the mafic rocks within a few meters of the quartz diorite intrusive record a very stable remanent magnetization that demonstrates that the characteristic magnetization is acquired during the mineralization associated with the intrusion of the felsic stock supporting the interpretations from Cannell et al. (2007) that brecciation occurred either synchronously with or after felsic magmatism. Finally, the complex polarity pattern in the center of the Central Quartz Diorite sampled in drill core SG185 (Figure 14) is likely related to the very low magnetic signal in the felsic stocks more easily affected by possible localized late alteration. In contrast, the strong magnetic signal in the ETMC associated with a large magnetite content as shown by the high magnetic susceptibility is probably less affected by late alteration events.

The mean-direction calculated for the sites inside and outside the mine are close to the expected direction at 5Ma (Figures 11 & 14). There is no paleomagnetic evidence for a tilt or tectonic rotation of the El Teniente district. This observation is in good agreement with the lack of evidence for significant displacement (>40m) along the main faults observed within the mine and the main activity of the Teniente Fault Zone to have ended before emplacement of the intrusions and mineralization (Garrido et al., 2002). Besides, these results do not show a tilt proposed by Lingren and Bastin (1922) for the block of mine.

## 6. *Conclusions*

Despite the presence of a large amount of multidomain magnetites, a stable characteristic remanent magnetization with high unblocking temperatures is observed. MDFs above 30mT in most samples indicate that the remanent magnetization is carried by pseudo single domain or single domain grains. Very fine-grained magnetite is indeed observed especially in plagioclase affected by an early Na-Ca-Fe alteration.

Radiometric dating suggests a period of hydrothermal activity, which extended either continuously or episodically, for at least  $0.69 \pm 0.22$  m.y. and that comprises a succession of episodes of ore deposition. The present paleomagnetic study shows natural remanent magnetization of both polarities in agreement with a time interval of mineralization encompassing several polarity reversals. However, most if not all the samples show evidence for a dominant magnetization of either polarity with well defined spatial distribution rather than a complex pattern of dual-polarity magnetizations within a sample or between nearby samples. For example the Teniente dacite, associated breccias and nearby mineralized mafic rocks record a reverse polarity magnetization. In contrast a normal polarity magnetization is systematically observed in the ETMC samples of the two long drill cores SG184 and SG185. The apparent complete reset of the remanent magnetization carried by the fine-grained magnetites included in plagioclases indicates temperatures of the magmatic fluids above or near the Curie point of magnetite ( $580^{\circ}\text{C}$ ). The lack of evidence of successive magnetic overprints by different episodes of ore deposition can be interpreted as evidence for spatially localized short-lived events of mineralization. The duration of the localized hydrothermal events is constrained by the short duration ( $\sim 100\text{ky}$ ) of the normal polarity magnetic subchrons in the time interval ( $5.06 \pm 0.12$  to  $4.37 \pm 0.10$  Ma). A systematic mapping of the remanent magnetization using the numerous diamond cores drilled at El Teniente would help understand the spatial and temporal evolution of this giant deposit.

*Acknowledgements:* We would like to thank the “Superintendencia de Geología El Teniente” for their logistical support for sampling within the mine. Ludovina Burgos and other geologists from El Teniente are thanked for assistance for sampling the drill cores and discussion about the El Teniente geology.

### *References*

- Arevalo, A., Floody, R. & Olivares, A., 1998.** Modelo Geometalúrgico. Estudio geometalúrgico del mineral a explotar a mediano y largo plazo. Superintendencia Geología de El Teniente, CODELCO-CHILE. *Internal Report* GL-133/98, 76 p.
- Burgos, L., 2002.** Petrografía y Geoquímica de la Diabasa y Diques Basálticos que constituyen las “Andesitas de la Mina” en el yacimiento El Teniente, VI región, Chile. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 108 p.
- Cairanne, G., Brunet, F., Pozzi, J.P., Besson, P., & Aubourg, C., T, 2003.** Magnetic Monitoring of Nucleation and Growth of Magnetite: The Record Of Magnetic Reversal: *American Mineralogist*, v.88, p.1385-1389.

- Cairanne, I., Aubourg, C., Pozzi, J.P., Moreau, M.G., Decamps, T., & Marolleau, G., 2004.** Laboratory chemical remanent magnetization in a natural claystone: a record of two magnetic polarities: *Geophysical Journal International*, v.159, p.909-916.
- Camus, F., 1975.** Geology of the El Teniente Orebody with Emphasis on Wall-Rock Alteration: *Economic Geology*, v.70, p.1341-1372.
- Cannell, J., Cooke, D., Walshe, J., & Stein, H., 2005.** Geology, Mineralization, Alteration, and Structural Evolution of the El Teniente Porphyry Cu-Mo Deposit: *Economic Geology*, v.100, n.5, p.979-1003. DOI: 10.2113/100.5.979
- Cannell, J., Cooke, D., Walshe, J., & Stein, H., 2007.** Geology, Mineralization, Alteration, and Structural Evolution of the El Teniente Porphyry Cu-Mo Deposit – A reply: *Economic Geology*, v.102, n.6, p.1071-1190.
- Cathles, L.M., Erendi, A.H.J., Theyer, J.B., & Barrie, C.T., 1997.** How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusion event?: *Economic Geology*, v.92, p. 766-771.
- Courtillot, V., Féraud, G., Malski, H. Vandamme, D., Moreau, M.G., & Besse, J., 1988.** Deccan Flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary: *Nature*, v.333, p.843-846.
- Cuadra, P., 1986.** Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes: *Revista Geológica de Chile*, v.27, p.3-26.
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, A.C., Vargas, R.R., Bertens, N.A., Mortensen, J.K., & Fanning, M., 2005.** Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Rio Blanco porphyry copper deposit, Central Chile; implications of an integrated U–Pb and 40Ar/39Ar database: *Economic Geology*, v.100, p.905–934.
- Dilles, J.H., and Einaudi, M.T., 1992.** Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposits, Nevada—a 6-km vertical reconstruction: *Economic Geology*, v.87, p.1963–2001.
- Evans, M.E., & McElhinny, M.W., 1966.** The paleomagnetism of the Modipe gabbro: *Journal of Geophysical Research*, v.71, p.6053–6063.
- Feinberg, J.M., Scott, G.R., Renne, P.R., & Wenk, H.R., 2005.** Exsolved Magnetite Inclusions in Silicates: Features Determining Their Remanence Behavior: *Geology*, v.33, p.513-516.
- Garrido, I., Riveros, M., Cladouhos, T., Espiñeira, D., & Allmendinger, R., 1994.** Modelo geológico estructural yacimiento El Teniente. In: *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, v.2, p.1553-1558.
- Garrido, I., Cembrano, J., Siña, A., Stedman, P., & Yañez, G., 2002.** High magma oxidation state and bulk crustal shortening: key factors in the genesis of Andean porphyry copper deposits, central Chile (31-34°S): *Revista Geológica de Chile*, v.29, N.1, p.43-54.
- Goguitchaichvili, A., Chauvin, A., Roperch, P., Prevot, M., Aguirre, L., & Vergara, M., 2000.** Paleomagnetic results from the Miocene Farellones formation: a possible highest paleosecular variation during the Miocene: *Geophysical Journal Interior*, v.140, n.2, p.357-373.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Agterberg, F.P., Bleeker, W., Cooper, R.A., Davydov, V., Gibbard, P., Hinnov, L., House, M.R. (†), Lourens, L., Luterbacher, H.P., McArthur, J., Melchin, M.J., Robb, L.J., Shergold, J., Villeneuve, M., Wardlaw, B.R., Ali, Brinkhuis, J.H., Hilgen, F.J., Hooker, J., Howarth, R.J., Knoll, A.H., Laskar, J., Monechi, S., Powell, J., Plumb, K.A., Raffi, I., Röhl, U., Sanfilippo, A., Schmitz, B., Shackleton, N.J., Shields, G.A., Strauss, H., Van Dam, J., Veizer, J., van Kolfschoten, Th., & Wilson, D., 2004.** A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, ~ 500 p.
- Halter, W.E., Heinrich, C.A., & Pettke, T. 2005.** Magma evolution and the formation of porphyry Cu–Au ore fluids: evidence from silicate and sulfide melt inclusions: *Mineralium Deposita*, v.39, p.845–863.
- Hargraves, R.B., & Young, W.M., 1969.** Source of stable remanent magnetism in Lambertville diabase: *American Journal of Science*, v.267, p.1161–1177.
- Harris, A.C., & Golding, S.D., 2002.** New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposits: *Geology*, v.30, p.335-338.
- Harris, A.C., Kamenetsky, V.S., White, N.C., Van Achterbergh, E., & Ryan, C.G., 2003.** Melt inclusions in veins: linking magmas and porphyry Cu deposits: *Science*, v.302, p.2109-2111.
- Harris, A.C., Allen, C.M., Bryan, S.E., Campbell, I.H., Holcombe, R.J., & Palin, J.M., 2004.** ELA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of regional volcanism hosting the Bajo de la Alumbrera Cu-Au deposit: implications for porphyry-related mineralization: *Mineralium Deposita*, v.39, p.46–67.

- Harris, A.C., Dunlap, W.J., Reiners, P., Allen, C.M., Cooke, D.R., & White, N.C., 2007.** Multimillion year thermal history of a porphyry copper deposit: application of U–Pb, 40Ar/39Ar and (U–Th)/He chronometers, Bajo de la Alumbrera copper–gold deposit, Argentina: *Mineralium Deposita*, DOI 10.1007/s00126-007-0151-5
- Hedenquist, J.W. & Richards, J.P., 1998.** The Influence of Geochemical Techniques on the Development of Genetic Models for Porphyry Copper Deposits. In: Richards, J.P. and Larson, P.B. (eds.) *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology*. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v.10, p. 235-256.
- Kusakabe, M., Nakagawa, S., Hori, M., Matsuhisa, Y., Ojeda, J.M., & Serrano, L., 1984.** Oxygen and sulfur isotopic composition of quartz, anhydrite and sulfide minerals from the El Teniente and Rio Blanco porphyry copper deposits, Chile: *Bulletin of the geological society of Japan*, v.35, p.583-614.
- Lindgren, W., & Bastin, E.S., 1922.** Geology of the Braden mine, Rancagua, Chile: *Economic Geology*, v.17, p.863-905.
- Lee, J.K.W., Williams, I.S., & Eillis, D.J., 1997.** Pb-U-Th diffusion in natural zircon: *Nature*, v.390, p.159–162.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., & Zentilli, M., 2004.** New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, 40Ar/39Ar, Re-Os and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry C-Mo deposit. *Society of Economic Geology, Spec. Publ.*, v.11, p.15-54.
- Ossandón, G., 1974.** Petrografía y alteración del pórfido dacítico, yacimiento El Teniente. *Memoria de Título* (inérita), Depto de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 116 p.
- Padilla-Garza, R.A., Titley, S.R., & Eastoe, C.J., 2004.** Hypogene evolution of the Escondida porphyry copper deposit, Chile: *Society of Economic Geology, Spec. Publ.*, v.11, p.141–165.
- Palfy, J., Mundil, R., Renne, P.R., Bernor, R.L., Kordos, L., & M. Gasparik, 2007.** U-Pb and 40Ar/39Ar dating of Miocene fossil track site at Ipolytarnoc (Hungary) and its implications: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.258, p.160-174.
- Reid, M.R., Coath, C.D., Harrison, T.M., & McKeegan, K.D., 1997.** Prolonged residence times for the youngest rhyolites associated with Long Valley Caldera:  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  ion microprobe dating of young zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.150, p.27-39
- Renne, P.R., Scott, G.R., Glen, J.M.G., & Feinberg, J.M., 2002.** Oriented inclusions of magnetite in clinopyroxene: Source of stable remanent magnetization in gabbros of the Messum Complex, Namibia: *Geochem., Geophys., Geosys.*, v.3, (12), p.1079.
- Seedorff, E., Dilles, J.H., Profett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W., Johnson, D.A., & Barton, M.D., 2005.** Porphyry deposits: Characteristics and Origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary*, v.1., p.251-298.
- Skewes, A., Arévalo, A., Floody, R., Zuñiga, P., & Stern, C.R., 2002.** The giant El Teniente breccia deposit: hypogene copper distribution and emplacement. In: Goldfarb, R.J. and R.L. Niensens eds. *Integrated methods for discovery: global exploration in the twenty-first century*: Soc. Econ. Geol. Spec. Publ., N.9, p.299-332.
- Skewes, M.A., Holmgren, C., & Stern, C.R., 2003.** The Donoso copper-rich, tourmaline-bearing breccia pipe in central Chile: petrologic, fluid inclusion and stable isotope evidence for an origin from magmatic fluids. *Mineralium Deposita*, v.38, p.2-21.
- Skewes, M.A., Arévalo, A., Floody, R., Zuñiga, P., & Stern, C., 2005.** The El Teniente Megabreccia Deposits, The world's largest copper deposit. In: Porter, T.M. (Ed), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits-A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, v.1, p.83-113.
- Skewes, A., & Stern, C.R., 2007.** Geology, Mineralization, Alteration, and Structural Evolution of the El Teniente Porphyry Cu-Mo Deposit – A discussion: *Economic Geology*, v.102, n.6, p.1171-1180.
- Stern, C.R., Funk, J., Skewes, A., & Arevalo, A., 2007.** Magmatic anhydrite in plutonic rocks at The El Teniente Cu-Mo Deposit, Chile, and the role of sulfur- and copper-rich magmas in its formation: *Economic Geology*, v.102, p.1335-1344.
- Symons, D., Smethurst, M., & Ashton, J.H., 2002.** Paleomagnetism of the Navan Zn-Pb Deposit, Ireland: *Economic Geology*, v.97, p.997-1012.
- Townley, B., Roperch, P., Oliveros, V., Tassara, A., & Arriagada, C., 2007.** Hydrothermal Alteration and Magnetic Properties of Rocks in the Carolina de Michilla Stratabound Copper District, Northern Chile: *Mineralium Deposita*. DOI: 10.1007/s00126-007-0134-6.



**Villalobos, J., 1975.** Alteración hidrotermal en las andesitas del yacimiento El Teniente, Chile. *Memoria de Título* (inédita), Departamento de Geología, Universidad de Chile, 125 p.

**Zuñiga, P., 1982.** Alteración y mineralización hipógenas en el sector oeste del yacimiento El Teniente. *Memoria de Título* (inédita), Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, 102 p.

## CAPITULO 8:

### *DISCUSION GENERAL*

*-Diferencias entre la señal magnética obtenida en ambos yacimientos tipo pórfido cuprífero*

*→ CHUQUICAMATA versus EL TENIENTE.*

*-Magnetismo Remanente Natural versus Magnetismo Inducido en rocas granodioríticas con evidencias de alteración hidrotermal versus rocas menos alteradas → CHUQUICAMATA*

*-Magnetismo Remanente Natural versus Magnetismo Inducido para rocas volcánicas y/o intrusivos máficos alterados versus rocas menos alteradas  
→ EL TENIENTE*

## 8.1 COMPARACION DE LA SEÑAL MAGNETICA ASOCIADA A YACIMIENTOS TIPO PORFIDO CUPRIFERO

Las diferencias respecto a la geología y contexto geodinámico asociadas a los depósitos tipo pórfido cuprífero CHUQUICAMATA y EL TENIENTE (ver ANEXO B) sugieren un grado de especificidad para sus propiedades magnéticas. Esta interpretación se basa principalmente en (i) las diferencias composicionales de la roca huésped de la mineralización; y (ii) tipo y naturaleza de la alteración hidrotermal registrada en cada yacimiento. Sin embargo, el gráfico *Magnetismo Remanente Natural* (MRN) versus *Magnetismo Inducido* ( $MI=k*H$ ) NO muestra un contraste evidente (Fig. 8.1.a), probablemente porque los valores de estos parámetros magnéticos en ambos depósitos son controlados por la abundancia y el tamaño de la MAGNETITA presente en las rocas mineralizadas (Fig. 8.1.a).

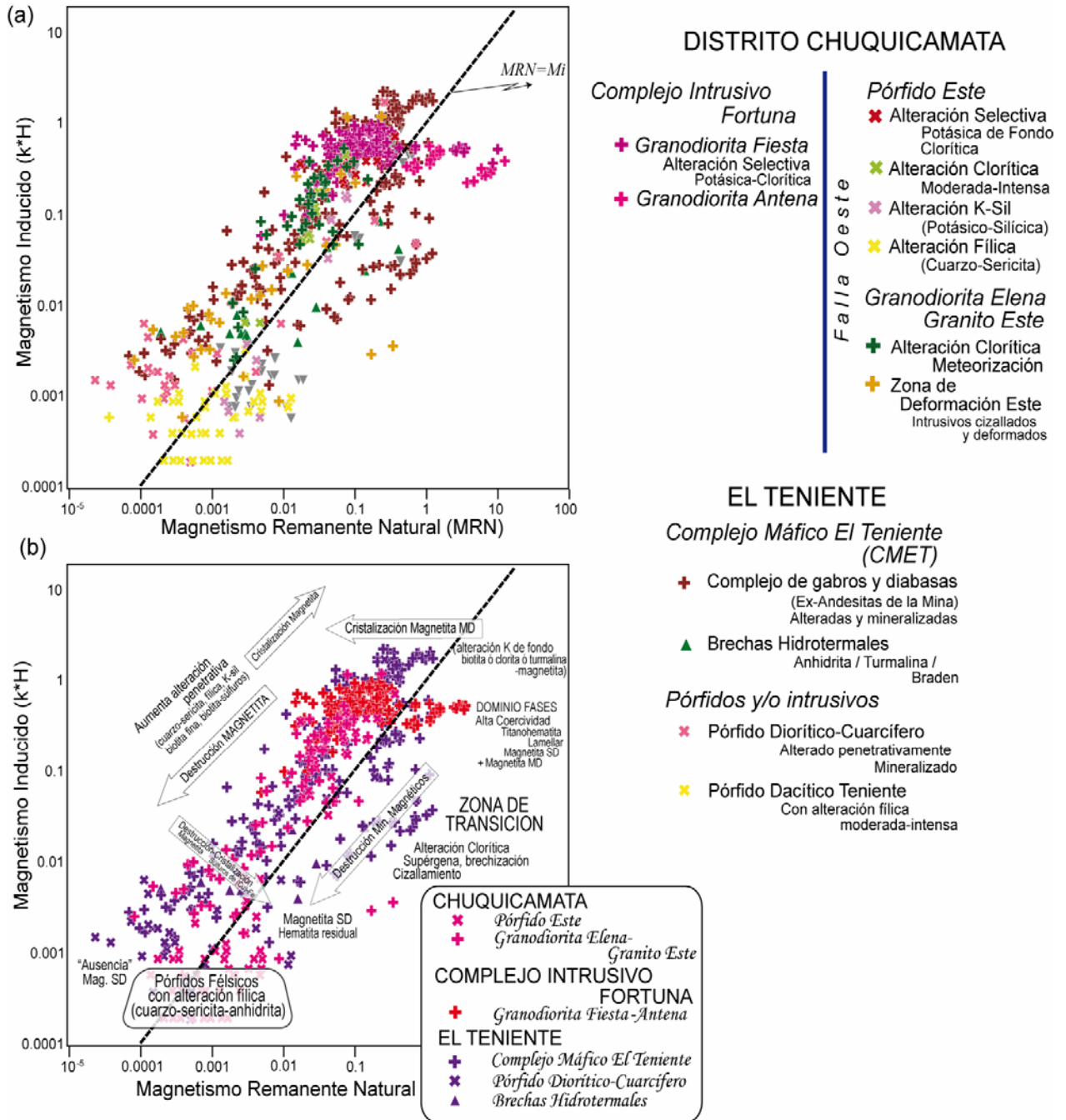
En general, la susceptibilidad magnética ( $k$ ) se utiliza para identificar unidades geológicas a escala regional y distrital (Clark & Emerson, 1991) y/o variaciones composicionales dentro de intrusivos en función de la relación de este parámetro magnético con contenidos de  $TiO_2$  y  $FeO(\tau)$  de la roca (Ishihara, 1979; Natland et al., 2002). Considerando que en Chuquicamata la roca huésped de la mineralización corresponde a una *Granodiorita-Monzodiorita* (Aracena, 1981) y que en El Teniente ha sido interpretada como *Gabros* y *Diabasas* (Burgos, 2002; Skewes et al., 2005), la similaridad de los parámetros magnéticos “*in situ*” para ambos yacimientos posiblemente responde a la superposición de los diferentes tipos de alteración hidrotermal susceptibles de generar, modificar y/o destruir MAGNETITA. Lo anterior puede deducirse de la figura 8.1.b, donde los valores representativos de MRN y MI correspondientes a alteración potásica de fondo en rocas de la mina *Chuquicamata* (Pórfido Este y Granodiorita Fiesta) son comparables con aquellos asociados a alteración [biotita ó clorita ó turmalina]-magnetita en *El Teniente*. Estos tipos de alteración hidrotermal producen la cristalización de magnetita multidominio (MD); sin embargo, las respectivas características petrográficas para este mineral ferromagnético no son equivalentes.

Para los pórfidos constituyentes de cada uno de estos yacimientos la interpretación es análoga, en función de la destrucción de magnetita que involucra la ocurrencia de alteración cuarzo-sericita ( $\pm$ anhidrita) presente en estos intrusivos. Este fenómeno hidrotermal, en ciertos casos, puede producir la reducción de tamaño de magnetita previa (MD $\rightarrow$ SD), muestras en las cuales los valores

de MRN y MI son similares a aquellos obtenidos en el Complejo Máfico El Teniente alterado por biotita fina penetrativa y/o cuarzo-anhidrita-clorita-sulfuros. En este caso, aún se reconoce magnetita residual muy fina en plagioclasas y/o en la masa fundamental.

Cabe destacar que la distribución de los parámetros magnéticos en la roca huésped félsica con evidencias de alteración supérgena, K-sil y clorítica en *Chuquicamata* es semejante a aquella asociada a una roca huésped máfica con presencia de vetillas y/o stockwork (*El Teniente*). Esto sugiere que la existencia de una ZONA DE TRANSICION en el gráfico MRN versus MI (Fig. 8.1.b), es función de la abundancia de magnetita y, por ende, de la ocurrencia y/o superposición de los fenómenos hidrotermales mencionados.

La propiedad magnética que permite distinguir entre estos yacimientos tipo pórfido cuprífero es la ESTABILIDAD de la MAGNETIZACION REMANENTE registrada en *El Teniente* en comparación a la gran INESTABILIDAD que presenta este parámetro en *Chuquicamata*. Ya que la señal magnética de estas rocas mineralizadas se correlaciona principalmente con magnetita, probablemente son sus características específicas las que controlan esta diferencia. Si bien en *El Teniente* existen varios tamaños para este mineral (multidominio y dominio simple); es la magnetita fina (<1  $\mu\text{m}$ ) responsable de la fuerte retención de la magnetización en función de su coercividad (Dunlop, 2002). En *Chuquicamata*, por el contrario, en los intrusivos félsicos menos alterados predomina la magnetita multidominio, grande e irregular, asociada a biotitización. Su capacidad de adquirir magnetización viscosa en función de su baja coercividad produce perturbaciones de la señal remanente previa a cualquier fenómeno hidrotermal y, por ende, inestabilidad (Özdemir et al., 2002; Williams & Muxworthy, 2006).



**Figura 8.1:** Contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas correspondientes al yacimiento CHUQUICAMATA, EL TENIENTE y el COMPLEJO INTRUSIVO FORTUNA. (a) MRN versus  $k$  para todas las unidades muestreadas pertenecientes a cada uno de estos depósitos. (b) Clasificación respecto a la mina y/o pórfido cuprífero analizado. También se indican los procesos a los cuales se relacionan los valores obtenidos para los parámetros magnéticos, así como las características del mineral ferromagnético predominante.

## 8.2 CONTRASTES MAGNETICOS DE ROCAS MINERALIZADAS CON RESPECTO A UN “BACKGROUND” DISTITAL

### ➤ CASO CHUQUICAMATA

Al estudiar la relación entre propiedades magnéticas-tipos de alteración hidrotermal para rocas félsicas mineralizadas (*Pórfido Este*), pueden explicarse las diferencias entre el magnetismo remanente (MRN) e inducido (MI) obtenido para este tipo de rocas respecto a un fondo magnético litológicamente similar, sin y/o con menor alteración. Estas comparaciones se realizaron en base a los contextos que se indican a continuación, virtualmente “localizados” en el distrito CHUQUICAMATA: (a) CONTEXTO I: *Granodiorita Fiesta-Antena (CIF)* y *Diorita Los Picos* (Arriagada, inédito); (b) CONTEXTO II: *Intrusivos Mezo-Cenozoicos del Norte de Chile* (Arriagada et al., 2000; 2006); y (c) CONTEXTO III: *Intrusivos Mesozoicos de la Zona Central* (Córdova, 2007). Para el cálculo de la componente inducida se utilizó el campo magnético del sector mencionado en diciembre del 2000, a una altura de 2.850 m.s.n.m (18.7420 A/m).

Del gráfico 8.2.a que ilustra el MRN versus Magnetismo Inducido (MI) para el CONTEXTO I se deduce que, tanto en la *Granodiorita Antena* como en la *Diorita Los Picos* existe un predominio de la componente remanente sobre la inducida. Sin embargo, en el *Pórfido Este menos alterado* y la *Granodiorita Fiesta*, litológicamente comparables a las rocas anteriores, esta relación es a la inversa ( $MI < MRN$ ). Sin embargo, ciertas muestras correspondientes a la última unidad probablemente registran remagnetización por rayos (MRN entre 1-10 A/m).

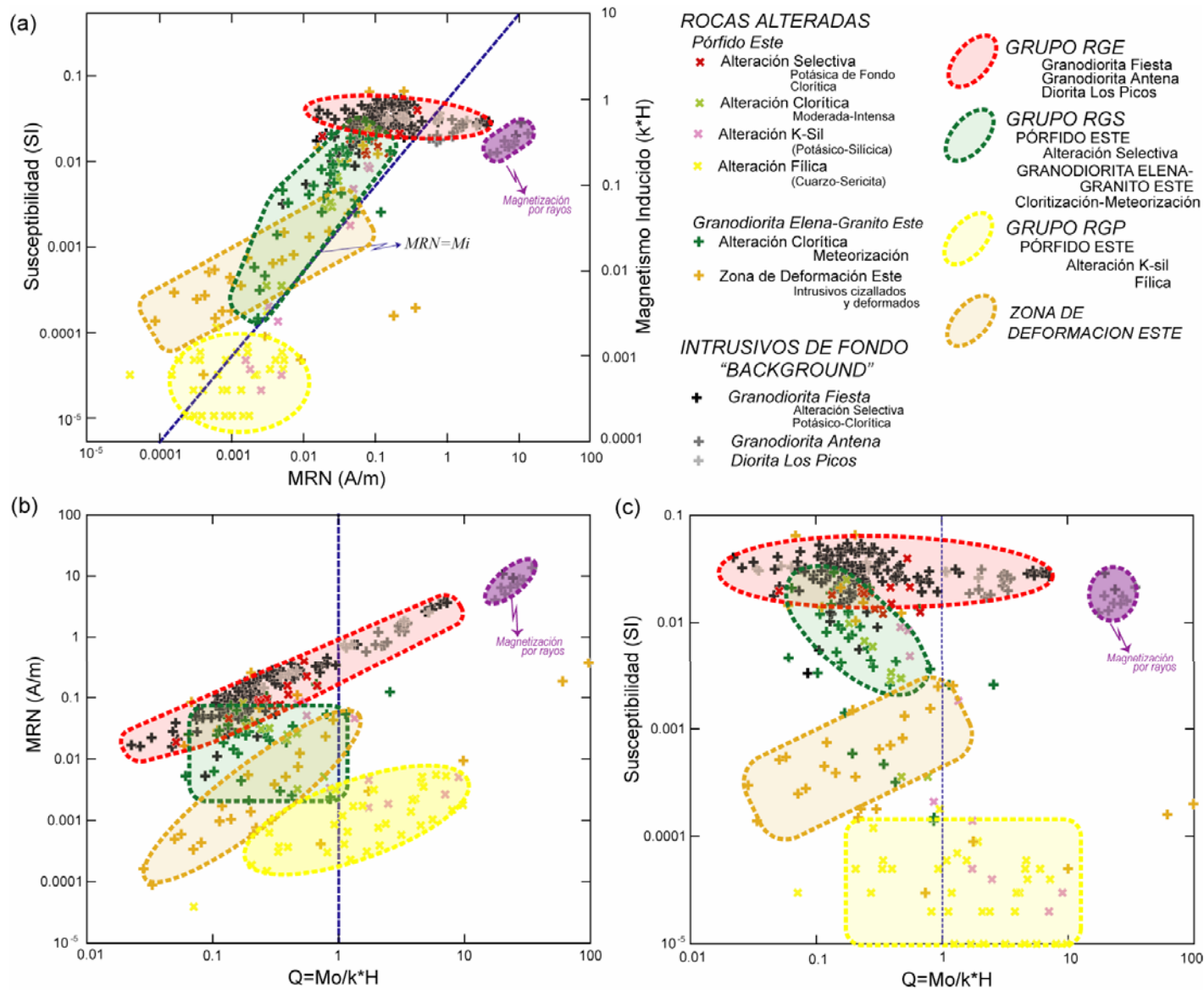
Los valores de magnetismo inducido obtenidos para el *Pórfido Este menos alterado* y la *Granodiorita Fiesta* se generan en base a la ocurrencia de magnetita grande (MD) cuyo origen es atribuible a cristalización post-magmática (biotitización). Esto implica un aumento de la susceptibilidad magnética (k). Su comparación con aquellos intrusivos constituyentes del CONTEXTO II y III, (predominio de magnetita → mineral portador de la magnetización, Arriagada et al., 2000; 2003; Córdova, 2007), sugiere que no existe un contraste magnético apreciable respecto de un fondo correspondiente a intrusivos no alterados (fig. 8.3.a y 8.4.a). El análisis del MRN (fig. 8.2, 8.3 y 8.4, b y c) indica que en la *Granodiorita Fiesta* estos valores son, a lo menos, un orden de magnitud más pequeño (0.01-1 A/m) que para granitoides sin alteración (0.1-10 A/m). Las observaciones en relación al parámetro  $Q=Mo/k*H$  son análogas a las ya mencionadas.



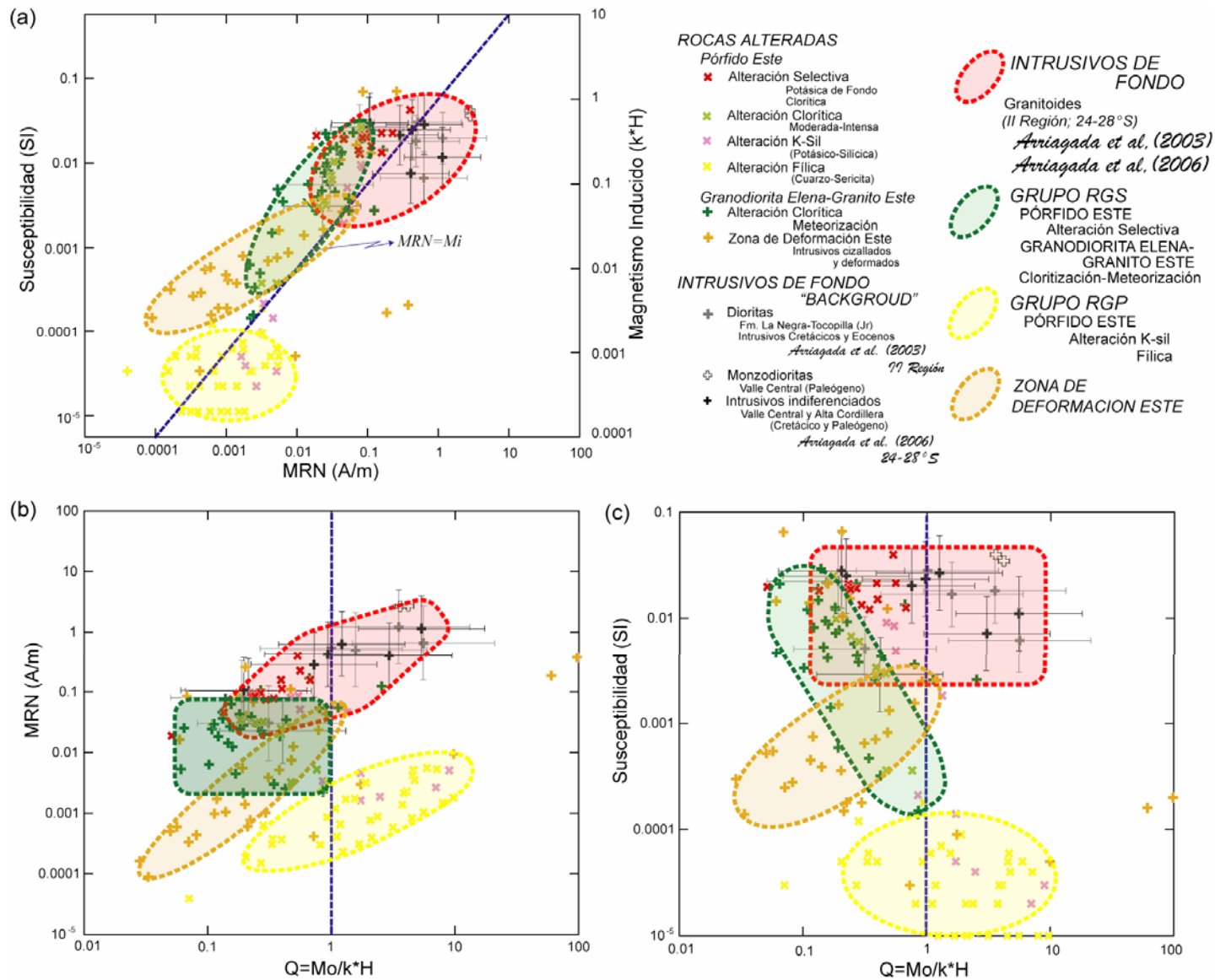
Otra deducción obtenida por medio de estos gráficos es la correlación positiva entre el MRN y el parámetro Q en INTRUSIVOS MENOS ALTERADOS, así como la homogeneidad de sus valores de susceptibilidad magnética (entre 0.1-0.01 SI, fig. 8.2, 8.4 y 8.5.c). Por lo tanto, intentar establecer contrastes magnéticos utilizando sólo la susceptibilidad puede inducir errores, considerando que la mineralización en ciertos prospectos se relaciona principalmente a alteración hidrotermal temprana, pudiendo presentar estas rocas susceptibilidad magnética similar a su entorno.

En estos gráficos destaca también la heterogeneidad de las propiedades magnéticas asociada a rocas con diferentes tipos de alteración hidrotermal penetrativa sobreimpuesta (destrucción-oxidación de magnetita-hematita en función de la cristalización de sulfuros de Cu-Fe). Esto sugiere que aquellas rocas cuyos resultados magnéticos no sigan las tendencias magnéticas definidas para granitoides no alterados, podrían corresponder a un eventual “blanco” de exploración dentro de un contexto de intrusivos félsicos.

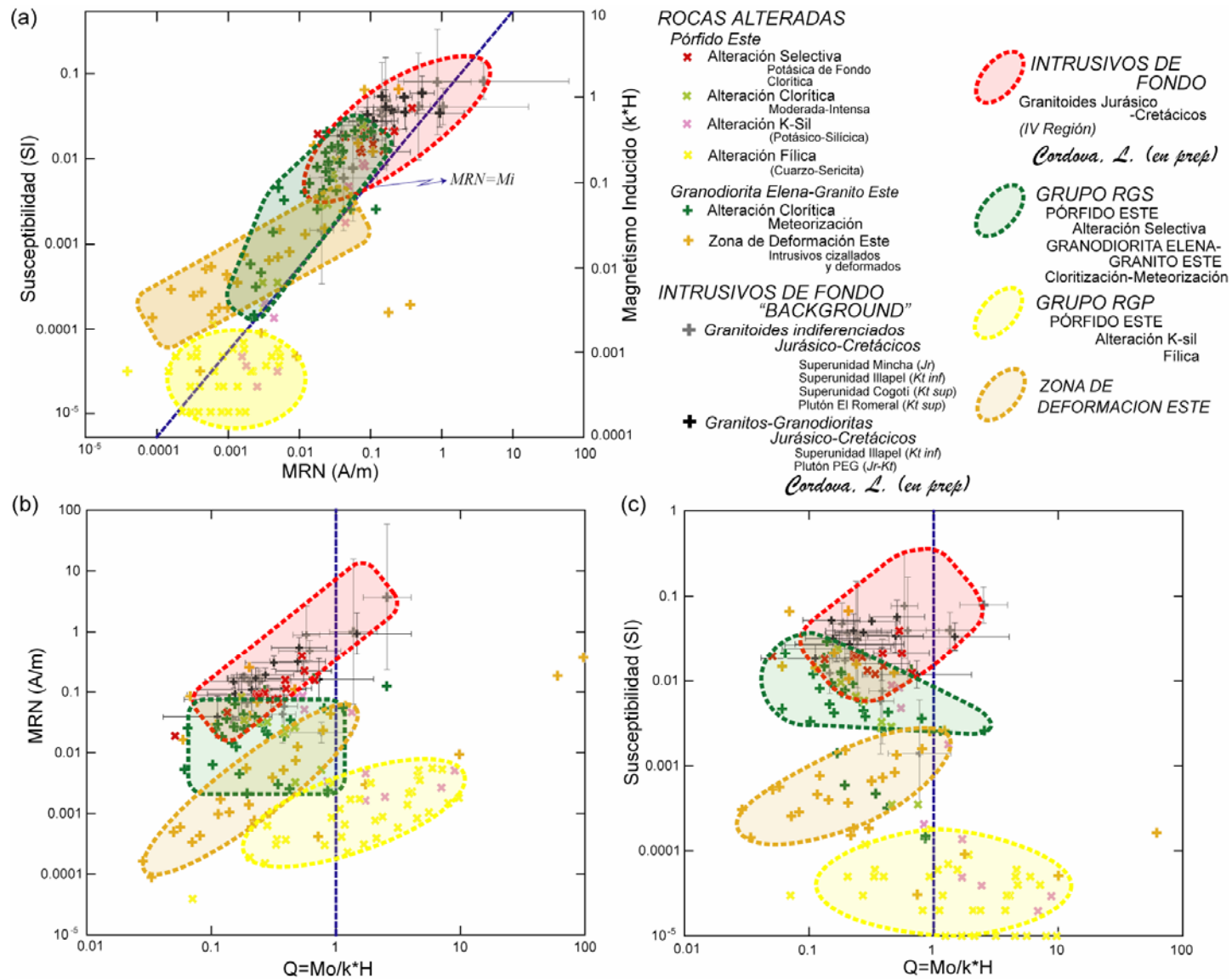
Cabe destacar además las características de las muestras correspondientes a los intrusivos encajantes (*Granodiorita Elena-Granito Este*), las que, a pesar de que también evidencian unpredominio de la componente inducida respecto de la remanente ( $M_I > M_{RN}$ ), presentan sólo una superposición parcial con aquellos resultados magnéticos obtenidos a partir de granitoides menos alterados. Por lo tanto la cloritización, así como la cataclasis-milonitización, eventualmente podrían producir desequilibrios susceptibles de modificar las propiedades magnéticas de un intrusivo. Esto puede ser problemático al momento de interpretar anomalías, ya que un intrusivo cloritizado o deformado puede entregar una señal magnética similar a un granitoide mineralizado, induciendo un error respecto a la propuesta de futuros “blancos” de exploración.



**Figura 8.2:** Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al Pórfido Este respecto a intrusivos Cenozoicos menos alterados del sector. (a) MRN vs. MI. La diagonal punteada representa la *Línea de Koenigsberger*. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q.



**Figura 8.3:** Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al Pórfido Este respecto a intrusivos similares no alterados correspondientes al CONTEXTO II indicado en el texto. (a) MRN vs. MI. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q.



**Figura 8.4:** Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al Pórfido Este respecto a intrusivos similares no alterados correspondientes al *CONTEXTO III* indicado en el texto. (a) MRN vs. MI. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q.

## ➤ CASO EL TENIENTE

Las interpretaciones respecto de la contribución del magnetismo remanente e inducido a una anomalía magnética dependen fundamentalmente de la variabilidad litológica que muestran las unidades constituyentes de este depósito (intrusivos máficos o “andesitas de la mina”, pórfidos félsicos y brechas; Burgos, 2002), considerando que este parámetro por sí sólo puede controlar ciertos contrastes magnéticos, lo que ha sido señalado anteriormente por Parra y Yañez (1988) al realizar la definición de las diferentes provincias magnéticas en Chile Central.

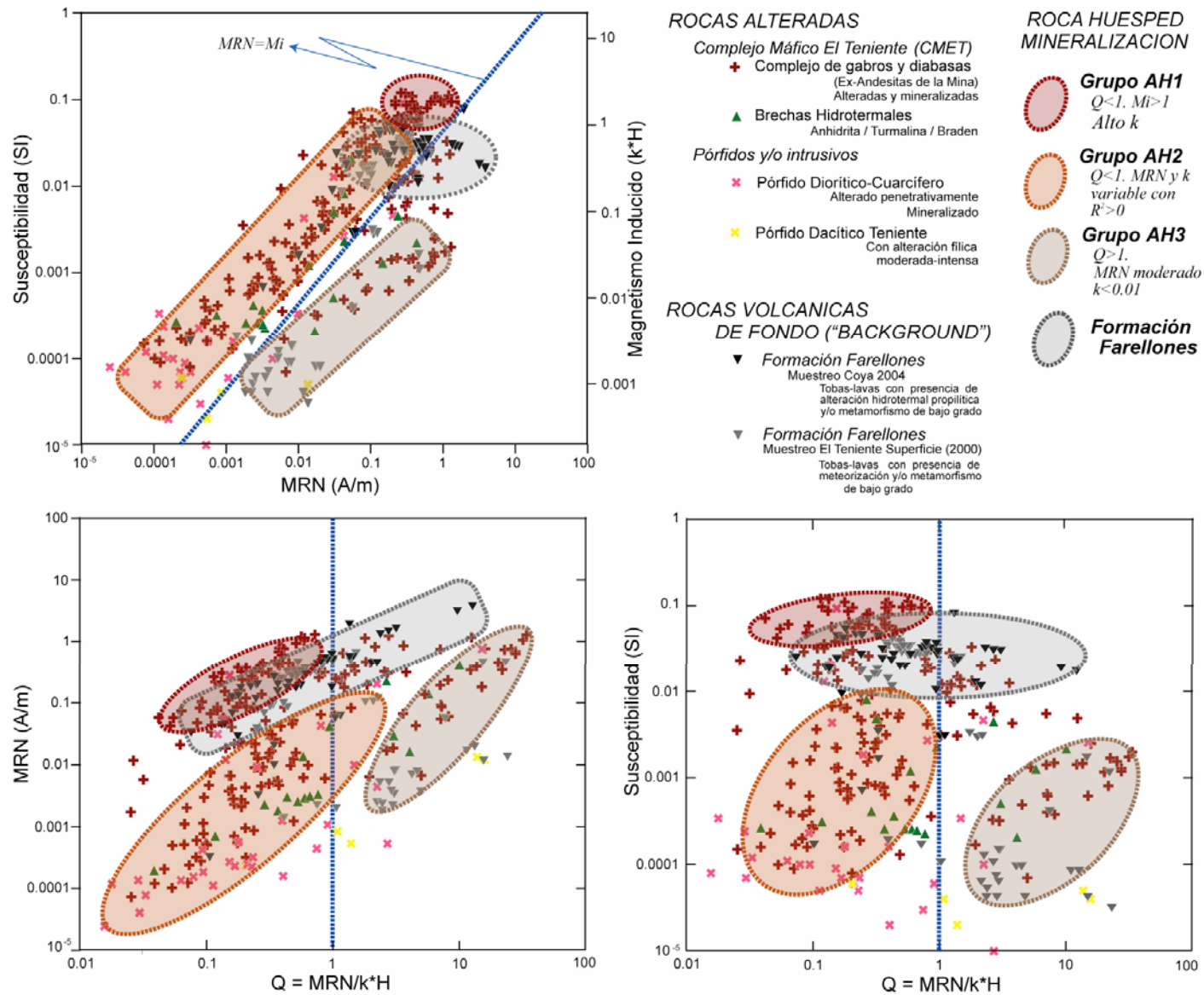
Asumiendo que el *CMET* eventualmente podría corresponder a una sub-unidad dentro de la *Formación Farellones* (Camus et al., 1975; Cuadra, 1986; Makshev et al., 2004; entre otros), la siguiente comparación se hizo en base a los escasos resultados paleomagnéticos disponibles para la misma, definiendo los “backgrounds” mencionados a continuación. (a) CONTEXTO I: *Rocas volcánicas de la Formación Farellones en Sewell* (zonas aledañas a la mina El Teniente, este estudio); y (b) CONTEXTO II: *Rocas volcánicas de la Formación Farellones a la altura de Santiago* (Valle Nevado, Goguitchaichvili, 2000). La metodología aplicada para comparar rocas alteradas versus roca fresca es la misma que fue descrita para el yacimiento Chuquicamata, es decir, se utilizó un campo magnético de 19.5655 A/m (marzo 2004, muestreo Coya) para una altura promedio de 2.450 m.s.n.m.

Los gráficos correspondientes al CONTEXTO I permiten discriminar grupos representativos, si bien ciertas rocas con evidencias de alteración hidrotermal podrían presentar traslapes parciales con la roca huésped (*Formación Farellones*, fig. 8.5.a). El grupo de mayor susceptibilidad y homogeneidad (AH1) evidencia predominantemente alteración Na-Ca-Fe y vetillas de naturaleza temprana. La variabilidad del segundo grupo (AH2) y sus valores de  $Q < 1$  son consecuentes con biotitización y emplazamiento de vetillas de distinta naturaleza hidrotermal en el *CMET* (“TIPO 2, 3 y 4”: Cannell et al., 2005). El grupo AH3 tiene características particulares, dada su biotitización penetrativa y ciertas asociaciones mineralógicas generadas probablemente en respuesta a un halo filico, sugiriendo que las propiedades magnéticas podrían correlacionarse con trazas de magnetita SD residual ligada a alteración temprana y/o destrucción parcial de magnetita gruesa (Dunlop & Özdemir, 1997).

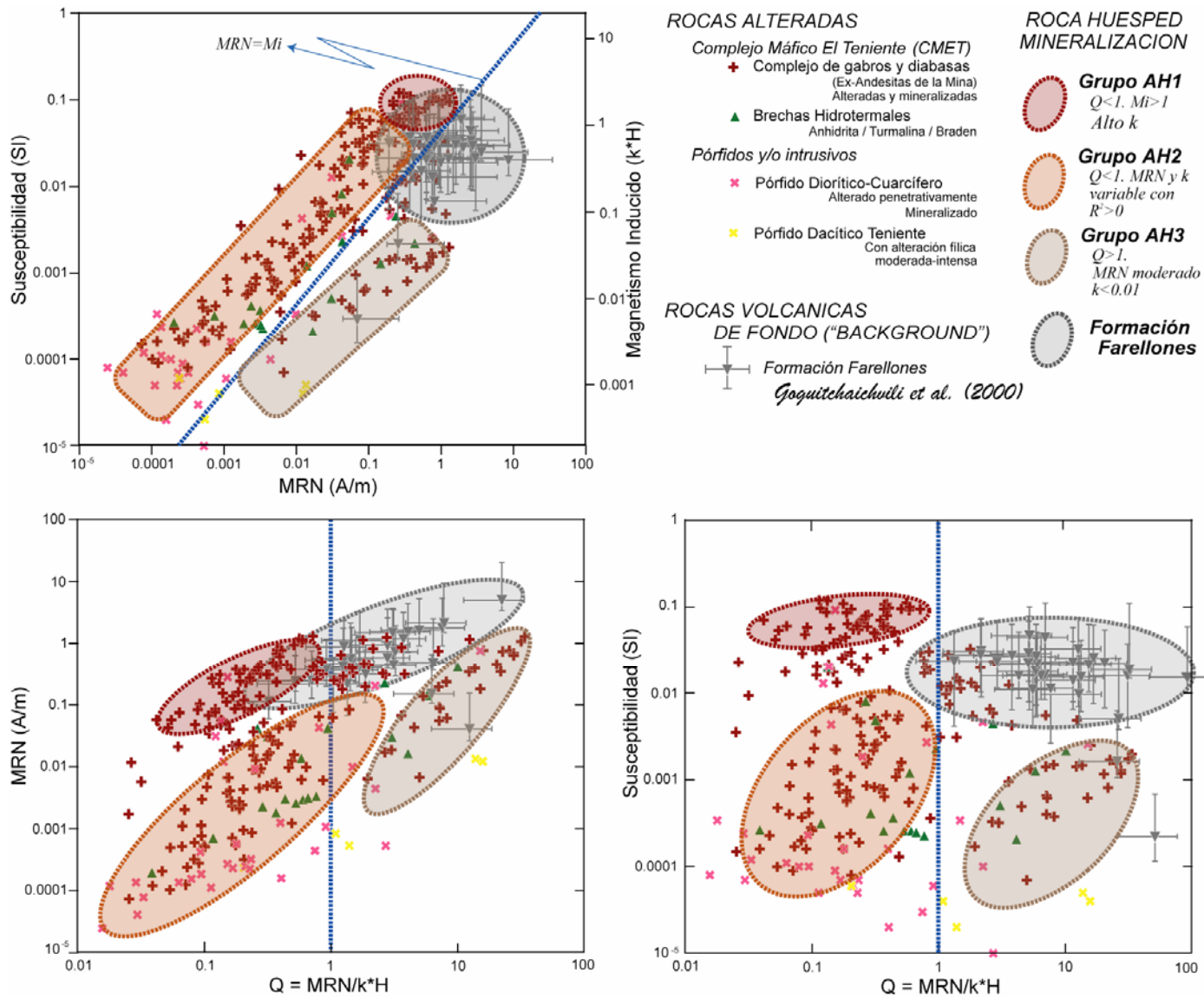
Cabe destacar que la identificación de los grupos mencionados es más sencilla en los gráficos MRN vs. Q y k vs. Q (Fig. 8.6.b y 8.6.c); sugiriendo que es fundamental tener en cuenta el parámetro Q cuando se proponen interpretaciones respecto de la génesis de las rocas y su alteración hidrotermal en base a parámetros magnéticos (Alva-Valdivia, 2000, 2003; Airo, 2002; Musgrave et al., 2006).

Al comparar las rocas mineralizadas del yacimiento *El Teniente* con el CONTEXTO II se acentúan las diferencias antes propuestas en el gráfico MRN versus MI (Fig. 8.13.a). Esto podría explicarse en función del metamorfismo de bajo grado y/o alteración hidrotermal observada en las rocas correspondientes a los muestreos Superficie y Coya, fenómenos susceptibles de generar cambios en las propiedades magnéticas de la *Formación Farellones* (Sphrönle, 1992). A su vez, los resultados magnéticos del CONTEXTO II son bastante más homogéneos, destacando la correlación positiva en el gráfico MRN versus Q (Fig. 8.6.b) y su intervalo constreñido de susceptibilidad (0.1-0.01 SI, Fig. 8.6.c).





**Figura 8.5:** Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al yacimiento El Teniente respecto a rocas volcánicas de la Formación Farellones correspondientes al *CONTEXTO 1* indicado en el texto. (a) MRN vs. MI. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q.



**Figura 8.6:** Gráficos de contrastes magnéticos entre rocas mineralizadas asociadas al yacimiento El Teniente respecto a rocas volcánicas de la Formación Farellones correspondientes al *CONTEXTO II* indicado en el texto. (a) MRN vs. MI. (b) MRN vs. Q. (c) k vs. Q.

CAPITULO 9:  
*CONCLUSIONES*

El análisis conjunto de los resultados paleomagnéticos, magnético-mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de las muestras obtenidas de los depósitos tipo pórfido cuprífero **CHUQUICAMATA** y **EL TENIENTE** permiten concluir lo siguiente:

## MINA CHUQUICAMATA

- Las propiedades magnético-mineralógicas de las rocas correspondientes al BLOQUE ESTE de la mina permiten clasificarlas en 4 grupos: (i) Pórfido Este menos alterado, (ii) Pórfido Este alterado, (iii) Intrusivos encajantes (Granodiorita Elena-Granito Este), y (iv) Zona de Deformación Este. Estas propiedades se generan en función de la existencia de cristales de magnetita grande ( $> 50 \mu\text{m}$ ) asociados con biotitización. La abundancia de este mineral ferromagnético, sus particularidades y transformaciones mineralógicas dependen de los fenómenos de alteración hidrotermal reconocidos en la roca huésped. A este mineral se relaciona además la naturaleza de la magnetización remanente adquirida por las muestras, en base a consideraciones de temperatura y volumen de bloqueo (termoviscosa  $\rightarrow$  magnetita multidominio [MD]; termoquímica remanente  $\rightarrow$  magnetita pseudo-dominio simple [PSD] residual y/o hematita).
- En **CHUQUICAMATA**, la roca huésped mineralizada y los intrusivos encajantes (Granodiorita Elena-Granito Este) presentan una inestabilidad de la magnetización remanente característica (en función de la baja coercividad de la magnetita multidominio). El vector magnético asociado a las etapas de demagnetización de la mayoría las muestras correspondientes al BLOQUE ESTE MINERALIZADO poseen un signo positivo. Asimismo, ciertos especímenes con evidencias de alteración fílica y/o potásico-silícica presentan polaridad inversa relacionada a escasa magnetita residual (pseudo-dominio simple) y/o hematita. Por lo tanto, la magnetización característica observada en estas unidades probablemente fue adquirida en un periodo de POLARIDAD INVERSA, en acuerdo con las edades asignadas a los Pórfidos Oeste y Banco, así como a su consecuente alteración hidrotermal / mineralización (34.3-33.3 Ma y 34.4-33.0 Ma, respectivamente. Ballard, 2002). Aunque los resultados paleomagnéticos en estas rocas son escasos, sugieren la presencia de rotación y/o basculamiento local de bloques independientes (relación con los dominios estructurales definidos en la mina?); sin embargo, no existen evidencias de movimientos post-mineralización que involucren al BLOQUE ESTE de la mina en su totalidad.

Las propiedades magnético-mineralógicas de las muestras provenientes de la GRANODIORITA FIESTA y GRANODIORITA ANTENA (distrito **CHUQUICAMATA**) son producto principalmente de la intensidad de la alteración selectiva que presentan (biotización y cloritización), así como dependientes de las texturas de exsolución generadas en titanomagnetita previa. En la GRANODIORITA FIESTA, la presencia de magnetita multidominio controla los altos valores de susceptibilidad magnética y, por consiguiente, de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM); sin embargo, la estabilidad de la magnetización remanente está asociada a titanohematita dominio simple ( $< 1 \mu\text{m}$ ). Este mineral es producto de las sucesivas exsoluciones (compósito-sandwich-lamellar) de titanomagnetita primaria, probablemente en respuesta a las nuevas condiciones fisicoquímicas impuestas por la alteración hidrotermal. En la GRANODIORITA ANTENA, la estabilidad de la magnetización remanente se correlaciona con la presencia de magnetita dominio simple, así como con cristales de magnetita de mayor tamaño (MD) que, en función de las evidencias de martitización, pueden desarrollar dominios intramineral más pequeños (tipo pseudo-dominio simple), con aumento de coercividad.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos en muestras de la GRANODIORITA FIESTA-ANTENA indican que la magnetización característica fue adquirida en un periodo de polaridad normal, lo que se correlaciona con la polaridad magnética en el sector al momento en que se produjo el emplazamiento de ambos intrusivos (38-39.5 Ma). La variación espacial en la orientación de la foliación magnética (rumbos entre ~NS y ~EW), en conjunto con el fuerte sesgo que presenta la dirección de la magnetización remanente ( $D \approx 230-330^\circ$ ) respecto de una polaridad normal, pueden interpretarse como producto de rotaciones antihorarias de pequeños bloques ( $\approx 200-300 \text{ m}^2$ ), asociadas a un gran desplazamiento de rumbo sinistral a lo largo de la Falla Oeste. Esta conclusión es consistente con modelos previamente propuestos para explicar la cinemática asociada a esta estructura (Tomlinson & Blanco, 1997; Tomlinson et al., 2001; Campbell et al., 2006).

- ✚ En el yacimiento *EL TENIENTE* se pueden identificar, en función de su tamaño y asociación mineralógica, a lo menos cinco familias de magnetita (tipo 1a y b, 2, 3 y 4). La magnetita fina Tipo 1a tiene un origen magmático y/o hidrotermal dependiendo de la variaciones del estado de oxidación en el sistema fluido-roca. Cuando este mineral se presenta «en parches» (cristales entre 1-15  $\mu\text{m}$ ), probablemente se relaciona a alteración hidrotermal temprana tipo Na-Ca-Fe. La magnetita fina Tipo 1b (+ cuarzo difuso [ $\pm$  sericita]) no evidencia una relación genética evidente con la familia anterior. La magnetita Tipo 2 probablemente cristalizó en equilibrio con BIOTITA TIPO 1, cuyos valores de Fe-Ti-Cl y asociación mineralógica respectiva (+ magnetita [ $\pm$  << anhidrita-cuarzo]) la identifican como la «más temprana» dentro de tres tipos de biotita identificados. La magnetita Tipo 3 (+clorita) y Tipo 4 (+turmalina) ocurren en relación a diferentes estadios hidrotermales retrógrados; sin embargo establecer su temporalidad respecto a la génesis del yacimiento supera el alcance de este trabajo.
- ✚ Los análisis magnético-mineralógicos realizados en muestras de la mina *EL TENIENTE* (Complejo Máfico El Teniente [CMET], Pórfido Dacítico Teniente, Diorita-Cuarcífera Central, Brecha Marginal y Brecha Braden), permiten discriminar tres minerales ferromagnéticos: magnetita, maghemita y hematita. A su vez, la magnetita puede dividirse en dos grupos: (1) magnetita gruesa multidominio de baja coercividad (**MGBC**), y (2) magnetita fina pseudo-dominio simple o monodominio de alta coercividad (**MFAC**). La magnetita **MGBC** es aquella clasificada como magnetita Tipo 2 (+ biotita), Tipo 3 (+ clorita) y Tipo 4 (+ turmalina) según criterios petrográfico-químicos; así como la magnetita **MFAC** es correspondiente con aquella Tipo 1a (en plagioclasa) y Tipo 1b (+cuarzo).
- ✚ La presencia de magnetita gruesa (**MGBC**) generada por biotitización y/o superposición de alteración hidrotermal clorita-magnetita y/o turmalina-magnetita controla los valores de magnetismo remanente natural (MRN) y susceptibilidad magnética (k) en el CMET; sin embargo, en muestras de esta unidad no existe una correlación entre ambos parámetros magnéticos y la estabilidad de la magnetización remanente en esta unidad, ya que ésta depende de aquellos fenómenos hidrotermales susceptibles de generar magnetita monodominio (**MFAC**). Si bien en la roca huésped de la mineralización esta propiedad



depende de la ocurrencia de alteración Na-Ca-Fe y cuarzo-magnetita, en el Pórfido Dacítico Teniente y Pórfido Diorítico-Cuarcífero se correlaciona con alteración biotítica penetrativa (TIPO 2 y 3) y/o alteración cuarzo-sericita, fenómenos capaces de producir la destrucción parcial de magnetita multidominio (MD) previa y generar magnetita pseudodominio simple residual.

- ✚ En el yacimiento **EL TENIENTE**, existe una zonación areal de polaridades magnéticas, consecuente con las sucesivas inversiones de polaridad registradas en el periodo de tiempo en que se formó el depósito. Esta interpretación se basa en las edades asignadas por Makshev et al. (2004) para los diferentes fenómenos de alteración hidrotermal y unidades componentes de la mina. En el sector S-SE hay un predominio de la POLARIDAD NORMAL, probablemente adquirida en relación al emplazamiento y alteración post-magmática de la Diotita-Tonalita Sewell; y/o a los Diques de Latita en anillos y Brecha Braden (sector Esmeralda). El sector N-NE, por el contrario, evidencia una POLARIDAD INVERSA, lo que sugiere su relación con la intrusión del Pórfido Diorítico Cuarcífero y el Pórfido Dacítico Teniente, así como su alteración / mineralización asociada.

## PROPIEDADES MAGNETICAS EN DEPOSITOS TIPO PORFIDO CUPRIFERO

- ✚ Si bien **CHUQUICAMATA** y **EL TENIENTE** presentan obvias diferencias en relación a su geología, edad de formación, configuración estructural y contexto geodinámico, existen muestras correspondientes a cada uno de estos depósitos cuya respuesta magnética es similar. Lo anterior indica que, en ambos yacimientos tipo pórfido cuprífero, las propiedades magnéticas son controladas principalmente por el tamaño y abundancia de MAGNETITA. Estos parámetros dependen a su vez, de la ocurrencia de ciertos tipos de alteración hidrotermal susceptibles de generar, modificar y/o destruir este mineral. A modo de ejemplo, cabe destacar la estabilidad de la magnetización remanente obtenida para las muestras de **EL TENIENTE**, donde la presencia de magnetita fina (<1 µm) es responsable de la fuerte retención de la magnetización (alta coercividad); mientras que en **CHUQUICAMATA** la inestabilidad de este parámetro se correlaciona con el predominio de magnetita multidominio identificada en los intrusivos félsicos menos alterados.

✚ La comparación entre las propiedades magnéticas de rocas alteradas obtenidas para cada depósito estudiado con las propiedades magnéticas asociadas a rocas encajantes menos alteradas y/o de una composición similar a la roca huésped de la mineralización confirman la hipótesis fundamental de esta investigación. Por lo tanto, *los fenómenos de alteración hidrotermal reconocidos en ambos yacimientos tipo pórfido cuprífero son capaces de modificar la mineralogía ferromagnética y sus características petrográfico-magnéticas, generando así una señal magnética distintiva para las rocas mineralizadas.*

En **CHUQUICAMATA**, esta conclusión se basa en el análisis comparativo del Magnetismo Remanente Natural (MRN) y susceptibilidad (k) para granitoides alterados (*Pórfido Este, Granodiorita Elena, Granito Este y Granodiorita Fiesta*) y menos alterados (*Granodiorita Antena, Diorita Los Picos, Intrusivos Mezo-Cenozoicos del Norte de Chile*), ya que sugiere una correlación directa entre las evidencias de alteración penetrativa (fílica, K-sil, supérgena) y la disminución de los valores de MRN y k (ya que implican destrucción de magnetita). Si bien menos evidente que la característica anterior, aquellos granitoides con alteración selectiva (biotitización) muestran un predominio de la magnetización inducida (MI) sobre la magnetización remanente, relación que en granitoides no alterados es a la inversa.

En **EL TENIENTE**, sólo aquellas muestras donde la biotitización es menor evidencian un traslape con los valores de MRN y k disponibles para la *Formación Farellones*, ya que, en general, los tipos de alteración hidrotermal presentes en el yacimiento involucran la destrucción de la mineralogía ferromagnética previa (andesita basáltica y/o gabros: titanomagnetita o magnetita titanífera) y, por ende, una disminución de la susceptibilidad (k). En las rocas mineralizadas de este depósito también existe un predominio de la magnetización inducida (MI) sobre la magnetización remanente; sin embargo, en ciertas muestras con evidencias de biotitización penetrativa (TIPO 2 y 3) esta relación se puede invertir.

## REFERENCIAS

- Airo, M.L., 2002.** Aeromagnetic and aeroradiometric response to hydrothermal alteration: *Surveys in Geophysics*, v.23, n.4, p. 273-302.
- Alvarez, O., Miranda, J., & Guzmán, P., 1980.** Geología del complejo Chuquicamata: *Instituto de Ingenieros de Minas de Chile*, Santiago, v.II, p. 314-363.
- Alvarez, O., & Flores, V., 1985.** Alteración y mineralización hipógena en el yacimiento Chuquicamata, Chile. In: *Actas IV Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, v.II, p. 78-100.
- Alva-Valdivia, L. & Urrutia-Fucugauchi, J., 1995.** Rock magnetic surveys in the iron ore deposit of El Encino, México: *Journal of South American Earth Sciences*, v.8, p.209-220.
- Alva-Valdivia, L. & Urrutia-Fucugauchi, J., 1998.** Rock magnetic properties and ore microscopy of the iron ore deposit of Las truchas, Michoacan, México: *Journal Applied Geophysics.*, v.38, p.277-299.
- Alva Valdivia, L. M., Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., & Dunlop, D., 2000.** Magnetic mineralogy and properties of the Peña Colorada iron ore deposit, Guerrero Terrane: implications for magnetometric modeling: *J. South Am. Earth Sciences*, v.13, n.5, p.415-428.
- Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Caballero-Miranda, C. & Vivallo, W., 2001.** Rock-magnetism and ore microscopy of the magnetite-apatite ore deposit from Cerro de Mercado, México: *Earth Planets Space*, v. 53, p. 181–192.
- Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A. & Urrutia-Fucugauchi, J., 2003.** Petromagnetic properties in the Naica mining district, Chihuahua, Mexico: Searching for source of mineralization: *Earth Planets Space*, v.55, p.19-31.
- Alva-Valdivia, L. M., Rivas, M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., González, J. A., Morales, J., Gómez, S., Henríquez, F., Nyström, J.O., & Naslund, R.H., 2003.** Rock-Magnetic and oxide microscopic studies of the El Laco iron ore deposits, Chilean Andes, and implications for magnetic anomaly modeling: *International Geology Review*, v.45, p.533-547.
- Alva-Valdivia, L. M., Rivas, M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., González, J. A. & Vivallo, W., 2003.** Integrated magnetic studies of the El Romeral iron-ore deposit, Chile: implications for ore genesis and modeling of magnetic anomalies: *Journal of Applied Geophysics*, v.53, p.137-151
- Alpers, C.N., & Brimhall, G.H., 1988.** Middle Miocene climatic change in the Atacama desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida: *Geological Society of America Bulletin*, v.100, p. 1640-1656.
- Ambrus, J., 1979.** Emplazamiento y mineralización de los pórfidos cupríferos de Chile: *Tesis Ph.D. no publicada*, Salamanca, España. Universidad de Salamanca, 308 p.
- Andersen, D.J., & Lindsley, D.H., 1988.** Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides: *American Mineralogist*, v.73, p.714-726.
- Anderson, J.A., 1982.** Characteristics of leached capping and techniques of appraisal. In: Titley (ed.) *Advances in Geology of Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. University of Arizona Press, p. 275-295.
- Aracena, I., 1981.** Geología y alteración del sector norte del yacimiento de Chuquicamata. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 94 p.
- Arancibia, O. & Clark, A., 1996.** Early magnetite-amphibolite-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia: *Economic Geology*, v.91, p.402-438.
- Arancibia, G., Matthews, S. & Pérez de Arce, C., 2005.** K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages from supergene minerals in northern Chile : prevalence of humid climate and tectonic uplift until the upper Miocene in the Atacama desert. In: *International Symposium on Andean Geodynamics, (ISAG)*, Barcelona, España, p. 50-52.
- Aracena, I., Ossandón, G. & Zentilli, M., 1997.** Mineralogía y distribución del zinc en Chuquicamata: ¿enriquecimiento supérgeno de zinc?. In: *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, v.3, p.1908-1912.
- Arévalo, A., Floody, R. & Olivares, A., 1998.** Modelo Geometalúrgico. Estudio geometalúrgico del mineral a explotar a mediano y largo plazo. Superintendencia Geología de El Teniente, *CODELCO-CHILE. Informe Interno GL-133/98*, 76 p.
- Argyle, K., Dunlop, D. & Xu, S., 1994.** Single-domains behaviour of multidomains magnetite grains: *EOS, American Geophysical Unión*, v. 75, Fall Meeting Supp., I96.

- Arriagada, C., Roperch, P., & Mpodozis, C., 2000.** Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, northern Chile (22°45'-23°30'S): *Tectonophysics*, v.326, p.153-171.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P. R., Chauvin, A., & Cortés, J., 2003.** Paleogene clockwise tectonic rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, doi:10.1029/2001JB001598.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Fernández, R., 2006.** Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25–28°S), northern Chile: *Tectonics*, v.25, TC4001, DOI:10.1029/2005TC001923.
- Astudillo, N. 2003.** Paleomagnetismo en el yacimiento Chuquicamata: Nuevos antecedentes estructurales y de alteración. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 121 p.
- Atkinson, W.W.Jr., Souviron, A., Vehrs, T.I. & Faunes, A., 1996.** Geology and Mineral Zoning of the Los Pelambres Porphyry Copper Deposit, Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, p. 131-155.
- Ballard, J., 2002.** A comparative study between the geochemistry of ore-bearing and barren calc-alkaline intrusions: *Tesis Ph.D. no publicada*, The Australian National University, Australia. 256 p.
- Ballard, J.R., Palin, J.M., Williams, I.S., Campbell, I.H., & Faunes, A., 2001.** Two ages of porphyry intrusion resolved for the super-giant Chuquicamata copper deposit of northern Chile by ELA-ICP-MS and SHRIMP: *Geology*, v.29, p.383-386.
- Banerjee, S.K., 1991.** Magnetic properties of oxides minerals. In: Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, v.25, p. 129-219.
- Banfield, J., Wasilewski, P. & Veblen, D., 1994.** TEM study of relationships between the microstructures and magnetic properties of strongly magnetized magnetite and maghemite. *American Mineralogist*, v.79, p.654-667.
- Beane, R., 1974.** Biotite stability in porphyry copper environment: *Economic Geology*, v.69, p.241-256.
- Becerra, H., 2001.** Proyecto MM. *Seminario inédito CODELCO*, División Chuquicamata.
- Bookstrom, A.A., 1977.** The magnetite deposits of El Romeral, Chile: *Economic Geology*, v.64, p.1101-1130.
- Brimhall, G.H., 1980.** Deep hypogene oxidation of porphyry copper potassium-silicate protore at Butte, Montana; a theoretical evaluation of the copper remobilization hipótesis: *Economic Geology*, v.75, n.3, p.384-409
- Brimhall, G.H., Agee, C. & Stoffregen, R., 1985.** The hydrothermal conversion of hornblende to biotite: *Canadian Mineralogist*, v.23, p.369-379.
- Buddington, A.F., & Lindsley, D.H., 1964.** Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents: *Journal of Petrology*, v.5, p.310-357.
- Burgos, L., 2002.** Petrografía y Geoquímica de la Diabasa y Diques Basálticos que constituyen las “Andesitas de la Mina” en el yacimiento El Teniente, VI región, Chile. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 108 p.
- Burgos, L., 2006.** Alteración que afecta a las rocas del complejo máfico El Teniente. In: *Actas XXV Curso Latinoamericano de Metalogenia*, Antofagasta, p.13-14.
- Burnham, C. W. & Ohmoto, H., 1980.** Late stage processes of felsic magmatism. In: Ishihara, S. Y Takenouchi, S., eds., *Granitic magmatism and related mineralization*. Soc. Mining Geologists Japan, Special Issue 8, p.1-11.
- Burton, B.P., 1991.** Interplay of chemical and magnetic ordering: *Reviews in Mineralogy*, v.25, p. 303-321.
- Butler, R. & Barnejee, S., 1975.** Theoretical single-domain grain size range in magnetite and titanomagnetite: *Journal of Geophysical Research*, v.80, p.4049-4058.
- Butler, R., 1992.** Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. *Blackwell, Oxford*. 319 p.
- Camus, F., 1975.** Geology of the El Teniente Orebody with Emphasis on Wall-Rock Alteration: *Economic Geology*, v.70, p.1341-1372.
- Campbell, I., Ballard, J., Palin, M., Allen, C., Faunes, A., 2006.** U-Pb Zircon Geochronology of Granitic Rocks from the Chuquicamata-El Abra Porphyry Copper Belt of Northern Chile: Excimer Laser Ablation ICP-MS Analysis: *Economic Geology*, v. 101, n. 7, p. 1327-1344. DOI: 10.2113/gsecongeo.101.7.1327

- Camus, F., 2003.** Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile: *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Santiago, Chile. 267 p.
- Camus, F., 2005.** The Andean Porphyry Systems. In: Porter, T.M. (Ed), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits-A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, v. 1, p.45-63.
- Cannell, J., Cooke, D., Walshe, J. & Stein, H., 2005.** Geology, Mineralization, Alteration, and Structural Evolution of the El Teniente Porphyry Cu-Mo Deposit: *Economic Geology*, v.100, n.5, p.979-1003. DOI: 10.2113/100.5.979
- Carten, R., 1986.** Sodium-Calcium metasomatism: Chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit: *Economic Geology*, v.81, p.1495-1519
- Charrier, R. & Munizaga, F., 1979.** Edades K-Ar de volcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal (34°15' Lat. Sur.): *Revista Geológica de Chile*, v.7, p.41-51.
- Chong, G., & Pardo, R.C., 1994.** Chuquicamata district. *Mapa escala 1:100.000. CODELCO Chile*, gerencia de exploraciones, Calama.
- Clark, D.A., & Emerson, D.W., 1991.** Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies: *Exploration Geophysics*, v. 22, p.547-555.
- Clark, A.H., Farrar, E., Camus, F. & Quirt, G.S., 1983.** K-Ar data for El Teniente porphyry copper deposit, central Chile: *Economic Geology*, v.78, p.1003-1006.
- Corbett, G.J., & Leach, T.M., 1998.** Structure of magmatic ore systems. In: Corbett G.J., Leach T.M., *Southwest Pacific rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization*. Society of Economic Geologists, Special Publication 6, p.31-67.
- Córdova, L., (en prep.).** Tesis de Magister (no publicada). Universidad de Chile, Depto. de Geofísica.
- Cuadra, P., 1986.** Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes: *Revista Geológica de Chile*, v.27, p.3-26.
- Davis, P. & Evans, M., 1976.** Interacting single-domain properties of magnetite intergrowths: *Journal of Geophysical Research*, v.81, p.989-994.
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V., 1977.** Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence: *Physical Earth Planetary Interior*, v.13, p.260-267.
- Dilles, J.H., 1987.** The petrology of the Yerington batholith, Nevada: Evidence for the evolution of porphyry copper ore fluids: *Economic Geology*, v.82, p.1750-1789.
- Dilles, J.H., & Einaudi, M.T., 1992.** Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada--A 6- km vertical reconstruction: *Economic Geology*, v.87, p.1963-2001.
- Dilles, J., Tomlinson, A., Martín, M., & Blanco, N., 1997.** El Abra and Fortuna complexes: A porphyry copper batholiths sinistrally displaced by the Falla Oeste. In: Simposio: "Nuevos antecedentes de la geología del distrito Chuquicamata, periodo 1994-1995", *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, v.III, p.1883-1887.
- Dymek, R.F., 1983.** Titanium, aluminium and interlayer cation substitution in biotite from high-grade gneisses, West Greenland: *American Mineralogist*, v.68 (9-10), p.880-899.
- Dunlop, D. J., 1973.** Superparamagnetic and single-domain threshold sizes in magnetite. *Journal of Geophysical Research*, v.78, p.1780-1793.
- Dunlop, D., 1990.** Developments in rock magnetism: *Reproductions of Progress in Physics*, v.53, p.707-792.
- Dunlop, D.J. & Özdemir, Ö., 1997.** Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. *Cambridge Univ. Press*, New York. 573 p.
- Dunlop, D.J., Özdemir, O. & Rancourt, D.G., 2006.** Magnetism of biotite crystals: *Earth Planetary Sciences Letter*, v.243, p.805-819.
- Dunlop, D. J., 2002.** Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) Theoretical curves and tests using titanomagnetite data: *Journal of Geophysical Research*, v.107 (B3), p.1029-2001.
- Eaggleton, R., & Banfield, L., 1985.** The alteration of granitic biotite to chlorite: *American Mineralogist*, v.70, p. 902-910.



- Elliott, B.A., 2001.** Crystallization conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry: *Mineralogy and Petrology*, v.72, p.305-324.
- Evans, D.A., Gutzmer, J., Beukes, N.J., Kirschvink, J. L., 2001.** Paleomagnetic Constraints on Ages of Mineralization in the Kalahari Manganese Field, South Africa: *Economic Geology*, v.96, n.3, p.621-631. DOI: 10.2113/96.3.621
- Faúndez, M., 2002.** Efectos de los procesos de alteración hidrotermal sobre las propiedades magnéticas de las rocas del yacimiento El Teniente. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento. de Geología, Universidad de Chile, 71 p.
- Faunes, A., Hintze, F., Siña, A., Véliz, H., Vivanco, M., & Geological Staff (2003), 2005.** Chuquicamata, core of a planetary scale Cu-Mo anomaly. In: Porter, T.M. (Ed), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits-A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, v.1, p.151-174.
- Feinberg, J., Scott, G., Renne, P., & Wenk, H., 2006.** Exsolved magnetite inclusions in silicates: Features determining remanence behavior: *Geology*, v.33, p.513-516. DOI: 10.1130/G21290.1
- Ferré, E.C., Tikoff, B., & Jackson, M., 2005.** The magnetic anisotropy of mantle peridotites: example from the Twin Sisters Dunite, Washington: *Tectonophysics*, v.398, n.3-4, p.141-166.
- Floody, R., & Huete, C., 1998.** Potencial distrito Teniente. *Reporte Interno*, Gerencia de Exploraciones, CODELCO-CHILE. 49 p.
- Flores, R., 1985.** Control del enriquecimiento supérgeno en el yacimiento Chuquicamata, Chile. In: *Actas IV Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta. v.2, p. 3-228-3-249.
- Frikken, P. & Cooke, D., 2005.** Mineralogical and isotopic zonation in the Sur-Sur tourmaline Breccia, Río Blanco-Los Bronces Cu-Mo deposit: Chile: Implication for ore genesis: *Economic Geology*, v.100, p.935-961.
- Frost, B., 1991.** Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: Oxides minerals: Petrologic and Magnetic significance. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, v.25, p.1-9.
- Frost, R., & Lindsley, D., 1991.** Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In: Oxides minerals: Petrologic and Magnetic significance. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, v.25, p. 433-468.
- Garrido, I., Riveros, M., Cladouhos, T., Espiñeira, D. & Allmendinger, R., 1994.** Modelo geológico estructural yacimiento El Teniente. In: *Actas VII Congreso Geológico Chileno*, Concepción, v.2, p.1553-1558.
- Garrido, I., Cembrano, J., Siña, A., Stedman, P. & Yáñez, G., 2002.** High magma oxidation state and bulk crustal shortening: key factors in the genesis of Andean porphyry copper deposits, central Chile (31-34°S): *Revista Geológica de Chile*, v.29, n.1, p.43-54.
- Ghiorso, M.S., & Sack, R.O., 1991.** Fe-Ti oxide geothermometry: Thermodynamic formulation and estimation of intensive variables in silicic magmas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.108, p.485-510.
- Godoy, E., 2005.** Reply to 'High magma oxidation state and bulk crustal shortening: key factors in the genesis of Andean porphyry copper deposits, central Chile (31-34°S)' (Garrido, I.; Cembrano, J.; Siña, A.; Stedman, P.; Yáñez, G., *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, No. 1, p. 43-54, 2002): *Revista Geológica de Chile*, v.32, n.1, p. 155-157.
- Goguitchaichvili, A., Chauvin, A., Roperch, P., Prevot, M., Aguirre, L. & Vergara, M., 2000.** Paleomagnetic results from the Miocene Farellones formation: a possible highest paleosecular variation during the Miocene: *Geophysical Journal International*, v.140, n.2, p.357-373.
- Gómez, R., 2001.** Geología de las unidades volcánicas cenozoicas del área industrial de la mina El Teniente, entre Colón y Coya, Cordillera Principal de Rancagua, VI Región. *Memoria de Título (inédita)*. Departamento de Geología. Universidad de Chile, 107 p.
- Gustafson, L.B., 1979.** Porphyry copper deposits and calc-alkaline volcanism. In: McElhinny, M.W. ed., *The earth: Its origin, structure and evolution*. Academic Press, p. 427-468.
- Gustafson, L. B., & Hunt, L.B., 1975.** The porphyry copper deposits at the El Salvador, Chile: *Economic Geology*, v. 80, p.794 – 800.
- Haggerty, S.E., 1991.** Oxide textures: A mini atlas. In: Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, v.25, p.129-219.
- Harrison, R.I., & Putnis, A., 1995.** Magnetic properties of the magnetite-spinel solid solution: Saturation magnetization and cation distributions: *American Mineralogist*, v.80, p.213-221.

- Harrison, R.J., & Becker, U., 2001.** Magnetic ordering in solid solutions: *European Mineralogical Union Notes in Mineralogy*, v.3, p.349-383.
- Hedenquist, J.W. & Richards, J.P., 1998.** The Influence of Geochemical Techniques on the Development of Genetic Models for Porphyry Copper Deposits. In: Richards, J.P. and Larson, P.B. (eds.) *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology*. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v.10, p. 235-256.
- Hemley, J.J. & Jones, W.R., 1964.** Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: *Economic Geology*, v.64, p. 538-569.
- Henderson, C.M.B. & Foland, K.A., 1996.** Ba- and Ti-rich primary biotite from the Brome alkaline igneous complex, Monteregian Hills, Quebec: mechanisms of substitution: *Canadian Mineralogist*, v.34, p.1241-1252.
- Hirono, T., Lin, W., Yeh, E., Soh, W., Hashimoto, Y., Sone, H., Matsubayashi, O., Aoike, K., Ito, H., Kinoshita, M., Murayama, M., Song, S., Ma, K., Hung, J., Huang, C. & Tsai, Y., 2006.** High magnetic susceptibility of fault gouge within Taiwan Chelungpu fault: Non destructive continuous measurements of physical and chemical properties in fault rocks recovered from Hole B, TCDP: *Geophysical Research. Letter*, v.33, L15303, DOI:10.1029 /2006GL026133.
- Howell, H. & Molloy, J., 1960.** Geology of the Braden orebody, Chile, South America: *Economic Geology*, v.55, n. 5, p.863-905.
- Ishihara, S., 1981.** The Granitoid Series and Mineralization: *Economic Geology*, v.75th Anniversary, p.458-484.
- Ishihara, S., Ulriksen, C. E., Sato, K., Terashima, S., Sato, T. & Endo, Y., 1984.** Plutonic rocks of north-central Chile: *Bulletin Geological Surveys of Japan*, v.35, p.503-536.
- Jacob, D.C. & Parry, W.T., 1976.** A comparison of the geochemistry of biotite from some Basin and Range stocks: *Economic Geology*, v.71, p.1029-1035.
- Jacobs, D.C. & Parry, W.T., 1979.** Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico: *Economic Geology*, v.74, p.860-887.
- Just, J., Kontny, A., De Wall, H., Hirt, A. & Martín-Hernández, F., 2004.** Development of magnetic fabrics during hidrothermal alteration in the Soutz-sous-Forêt granite from EPS-1 borehole, Upper Rhine Graben. In: *Magnetic Fabrics, Methods and Applications*. Geological Society, Special publication 238, p.509-526.
- Kamer, O. & Mikhov, M., 1989.** Thermal activation and the Hopkinson effect: *Journal of Magnetic Material*, v. 75. p. 135-140.
- Karsli, O., Aydin, F. & Burhan Sadiklar, M., 2004.** Magma Interaction Recorded in Plagioclase Zoning in Granitoid Systems, Zigana Granitoid, Eastern Pontides, Turkey: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v.13, p.287-305.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., & Coira, B., 1999.** Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S). In: *Geology and ore deposits of the Central Andes* (Skinner, B.J.; editor). Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p.27-59.
- Kelso, P.R. & Banerjee, S.K., 1994.** Elevated temperature viscous reemanent magnetization of natural and synthetic multidomain magnetite: *Earth and Planetary Sciences Letter*, v.122, p.43-56.
- King, R.W., & French, D.H., 1999.** Tourmaline from Andean porphyry copper deposits and its significance in the exploration of Andean mineralization: *Comunicaciones*, n.50, p.71-76.
- King, R., Rabbia, O., Hernandez, L. & López-Escobar, L., 2003.** Tourmaline and tourmaline breccia pipes from the supergiant porphyry copper deposits of El Teniente belt, central Chile. In: *Actas X Congreso Geológico Chileno*, Concepción, Chile. Resúmenes electrónicos expandidos.
- Klemm, L., Pettke, T., Heinrich, C., & Campos, E., 2007.** Hydrothermal evolution of the El Teniente Deposit, Chile: Porphyry Cu-Mo ore deposition from low-salinity magma fluids: *Economic Geology*, v.102, p.1021-1045. DOI: 10.2112/gsecongeo.102.6.1021
- Kletetscha, G., Wasilewski, P. & Taylor, P., 2001.** Unique thermoremanent magnetization of multidomain sized hematite: implication for magnetic anomalies: *Earth and Planetary Science Letters*, v.176, p.469-479..
- Kletetscha, G. & Wasilewski, P., 2002.** Grain size limit for SD hematite: *Physics of the Earth and Planetary Interior*, v. 4049, p.1-7.

- Klohn, C. 1960.** Geología de la Cordillera de Los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, n.8, p.1-95.
- Kusakabe, M., Nakagawa, S., Hori, M., Matsuhita, Y., Ojeda, J. & Serrano, L., 1984.** Oxygen and sulfur isotopic compositions of quartz, anhydrite, and sulfide minerals from El Teniente and Río Blanco porphyry copper deposits, Chile: *Bulletin of Geological Survey of Japan*, v.35 (11), p.583-614.
- Kusakabe, M., Hori, M. & Matsuhita, Y., 1990.** Primary mineralization-alteration of the El Teniente and Río Blanco porphyry copper deposits, Chile. Stable isotopes, fluid inclusions, and  $Mg^{2+}/Fe^{2+}/Fe^{3+}$  ratios of hydrothermal biotite. Geology Department & Extension, The University of Western Australia, Publication n.23, 382 p.
- Larson, E., Walker, T., Patterson, P., Hoblitt, R. & Rosenbaum, J., 1982.** Paleomagnetism of the Moenkopi Formation, Colorado plateau: Basis for long-term model of acquisition of chemical remanent magnetism in red beds: *Journal of Geophysical Research*, v.87, p.1081-1106.
- Lewchuk, M., Leach, D., Kelley, K. & Symons, D., 2004.** Paleomagnetism of the Red Dog Zn-Pb Massive Sulfide Deposit in Northern Alaska: *Economic Geology*, v.99, n.7, p.1555-1567. DOI: 10.2113/99.7.1555
- Lindsay, D.D., Zentilli, M., & Rojas de la Rivera, J., 1995.** Evolution of an active ductile to brittle shear system controlling mineralization at the Chuquicamata porphyry copper deposits, northern Chile: *International Geology Review*, v.37, p.945-958.
- Lindsay, D.D., Zentilli, M., & Ossandón, G., 1996.** Falla Oeste fault system: record of its regional significance as exposed in the Chuquicamata open pit, northern Chile. In: *Actas International Symposium of Andine Geodinamic (ISAG)*. Saint-Malo, Francia, p.427-430.
- Lindsay, D.D., 1997.** Structural control and anisotropy of mineralization in the Chuquicamata porphyry copper deposits, Chile. *Tesis Ph.D no publicada*, Halifax, NS, Dalhousie University, 381 p.
- Lindsley, D.H., 1991.** Experimental studies of oxide minerals. In: *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. D.H. Lindsley (ed), *Reviews in Mineralogy*, v. 25, p. 69-106.
- Lowell, J.D., & Guilbert, J.M., 1970.** Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, v.65, p.373-408.
- Maksaev, V., 1990.** Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits: *Tesis Ph. D. no publicada*, Dalhousie Univ., Halifax, Canada. 554 p.
- Maksaev, V., & Zentilli, M., 1988.** Marco metalogénico regional de los megadepósitos de tipo pórfido cuprífero del norte grande de Chile. In: *Actas V Congreso Geológico Chileno*, Santiago, v.I, p. B131-133.
- Maksaev, V. & Munizaga, F., 2000.** Duración de los procesos hidrotermales formadores de yacimientos de tipo pórfido cuprífero gigantes chilenos. In: *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Chile, v.1, p.269-274.
- Maksaev, V., Tomlinson, A., & Blanco, N., 1994.** Estudio geológico de la franja longitudinal comprendida entre Quebrada Blanca y Chuquicamata. *Informe final CODELCO-SERNAGEOMIN* (no publicado). 72 p.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Thiele, K., Arévalo, A., Zuñiga, P. & Floody, R., 2001.**  $^{40}Ar/^{39}Ar$  geochronology of the El Teniente porphyry copper deposit. In: *III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Abstract extendidos (CD)*, Pucón, Chile. p.496-499.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., & Zentilli, M., 2004.** New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb,  $^{40}Ar/^{39}Ar$ , Re-Os, and fission track dating; implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. In: *Sillitoe, R.H., Perello, J., Vidal, C.E. (eds.), Andean Metallogeny; New Discoveries, Concepts and Updates*: Boulder, Society of Economic Geologists, Special Publication. n.11, p.15-54.
- Marschik, R. & Fontboté, L., 2001.** The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposits, Chile: *Economic Geology*, v.96, p.1799-1826.
- Masterman, G.J., Cooke, D.R., Berry, R.F., Clark, A.H., Archibald, D.A., Mathur, R., Walshe, J.L. & Durán, M., 2004.**  $^{40}Ar/^{39}Ar$  and Re-Os Geochronology of Porphyry Copper-Molybdenum Deposits and Related Copper-Silver Veins in the Collahuasi District, Northern Chile: *Economic Geology*, v.99, p.673-690.

- McEnroe, S.M., & Brown, L.L., 2000.** A closer look at remanence-dominated aeromagnetic anomalies: Rock magnetic properties and magnetic mineralogy of the Russell Belt microcline-sillimanite gneiss, northwest Adirondack Mountains, New York: *Journal of Geophysical Research*, v.105, n.16, p.437- 456.
- McEnroe, S.A., Harrison, R.J., Robinson, P., Golla, U., & Jercinovic, M.J., 2001.** The effect of fine-scale microstructures in titanohematite on the acquisition and stability of NRM in granulite facies metamorphic rocks from Southwest Sweden: *Journal of Geophysical Research*, v.106, n.30, p.30,523-30,546.
- McFadden, P.L. & McElhinny, M.W., 1988.** The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism: *Earth Planetary Sciences Letter*, v.87, p.161-172.
- Mc Innes, B., Farley, K.A., Sillitoe, R.H., & Kohn, B.P., 1999.** Application of Apatite (U/Th)/He Thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposits, Chile: *Economic Geology*, v.94, n.6, p.937-947.
- Miranda, C., 2002.** Comparación química de biotitas de intrusivos mineralizados y no mineralizados pertenecientes a la franja del Mioceno de Chile Central. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 48 p.
- Mücke, A., 2003.** Magnetite, ilmenite and ulvite in rocks and ore deposits: petrography, microprobe analyses and genetic implication: *Mineralogy and Petrology*, v. 77, p.215-234. DOI 10.1007/s00710-002-0216-1.
- Münchmeyer, C., 1996.** Exotic Deposits – Products of Lateral Migration of Supergene Solutions from Porphyry Copper Deposits. In: Camus et al. (Editors) *Andean Copper deposits: New Discoveries, Mineralization Styles and Metallogeny*, Society of Economic Geologists, Special Publication n.5, p.43-58.
- Muntean, J.L., & Einaudi, M.T., 2001.** Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile: *Economic Geology*, v.96, p.743–772.
- Muñoz, J.L., 1984.** F–OH and Cl–OH exchange in micas with applications to hidrothermal ore deposits. In: Bailey, S.W. (Ed.). *Micas. Reviews in Mineralogy*, v.13. Mineralogical Society of America. p.469-493.
- Musgrave, R.J., Grewar, J. & Vega, M., 2006.** Significance of remanence in Stawell goldfield aeromagnetic anomalies: *Australian Journal of Earth Sciences*, v.53, n.5, p.783-797.
- Nagata, T., 1961.** Rock magnetism. Maruzen, Tokyo (revised edition). 350 p.
- Nakamura, N, & Nagahama, H., 2001.** Changes in magnetic and fractal properties of fractured granites near the Nojima Fault, Japan: *Island Arc*, v.10, n.3-4, p.486-494. DOI:10.1046/j.1440 1738.2001.00347.x
- Natland, J.H., 2002.** Magnetic susceptibility as an index of the lithology and composition of gabbros, ODP Leg 176, Hole 735B, Southwest Indian Ridge. In: Natland, J., Dick, H., Miller, D., and Von Herzen, R. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 176: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p.1–69. DOI:10.2973/odp.proc.sr.176.008.2002
- Natland, J., Meyer, P., Dick, H. & Bloomer, S., 1991.** Magmatic oxides and sulfides in gabbroic rocks from Hole 735B and later development of the liquid line of descent. In: Proc. ODP, Sci. Results, 118, College Station, TX (Ocean Drilling Program), edited by R. P. Von Herzen, P. T. Robinson, p. 75, Texas A&M University, Texas.
- Naslund, H.R., Lledo, H., & Henríquez, F., 2003.** Age of Mineralization of the Candelaria Fe Oxide Cu-Au deposit and the Origin of the Chilean Iron Belt, based on Re-Os Isotopes-A Discussion: *Economic Geology*, v.98, p. 1047-1052.
- Neiva, A.M.R., 1993.** Geochemistry of granites and their minerals from Gerez Mountain, Northern Portugal: *Chemie der Erde (Geochemistry)*, v.53, p.227-258.
- Nockolds, S., 1947.** The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks: *American Journal of Science*, v. 245, p.401-420.
- Nyström, J.O., & Henríquez, F., 1994.** Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry: *Economic Geology*, v.89, p.820-839.
- Ojeda, J. M., Hernández, E., Ossandón, G., Enrione, A. & Mestre, A., 1980.** El pórfido cuprífero El Teniente. *Informe inédito*, Superintendencia de Geología, CODELCO Chile, 72 p.
- O'Reilly, W., 1984.** Rock and Mineral Magnetism. *Blackie (ed)*, Glasgow, 224 p.
- Ossandón, G., 1974.** Petrografía y alteración del pórfido dacítico, yacimiento El Teniente. *Memoria de Título (inédita)*, Depto de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 116 p.

- Ossandón, C. & Zentilli, M., 1997.** El distrito de Chuquicamata: Una concentración de cobre de clase mundial. In: Simposio: “Nuevos antecedentes de la geología del distrito Chuquicamata, periodo 1994-1995”, Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, v.III, p.1888-1892.
- Ossandón, G., Fréaut, R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D., & Zentilli, M., 2001.** Geology of the Chuquicamata Mine: A Progress Report. *Economic Geology*, v.96, p.249-270.
- Otofujii, Y., Uno, K., Higashi, T., Ichikawa, T., Ueno, T., Mishima, T. & Matsuda, T., 2000.** Secondary remanent magnetization carried by magnetite inclusions in silicates: A comparative study of unremagnetized and remagnetized granites: *Earth Planetary Sciences Letter*, v.180, p.271-285.
- Özdemir, Ö., Dunlop, D.J., & Moskowitz, B., 2002.** Change in remanence, coercivity and domain state at low temperature in magnetite: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.194/n. 3-4, p.343-358
- Özdemir, Ö. & Dunlop, D. J., 2006.** Magnetic domain observations on magnetite crystals in biotite and hornblende grains: *Journal of Geophysical Research*, v.111, B06103, doi:10.1029/2005JB004090.
- Parada, M.A., Roperch, P., Guiresse, C. & Ramírez, E., 2005.** Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile: *Tectonophysics*, v. 399, p. 399-420.
- Parra, J.C. & Yáñez, G. 1988.** Provincias magnéticas de Chile Central. *Revista Geológica de Chile*, v.15, n.2, p.101-117.
- Ramírez, E., Roperch, P., Palacios, C., Arriagada, C., Astudillo, N. & Parada, M.A., (in prep).** Paleomagnetism in the Mantos Blancos mine.
- Reed, M.H., 1997.** Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd edn, Hubert L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, p.303-366.
- Reyes, J., 1979.** Estudio geológico-estructural del yacimiento El Teniente. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 96 p.
- Reynolds, P., Ravenhurst, C., Zentilli, M. & Lindsay, D., 1998.** High-precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of two consecutive hydrothermal events in the Chuquicamata porphyry copper system, Chile: *Chemical Geology*, v.148, p.45-60.
- Reutter, K., Scheuber, E., & Helmcke, D., 1996.** The Precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip fault: *Tectonophysics*, v.259, p.213-228.
- Richards, J.P., Boice, A. & Pringle, M., 2001.** Geologic evolution of the Escondida area, Northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization: *Economic Geology*, v.96, p.271-305.
- Richards, J.P., 2003.** Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation: *Economic Geology*, v. 98, p. 1515-1533.
- Richards, J.P., 2005.** Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits. In: Porter, T.M. (Ed), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits-A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, v.1, p.7-25.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., & Villarroel, R., 1990.** Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S): *Revista Geológica de Chile*, v.17, p.205-214.
- Robinson, P., Pannish, T., & McEnroe, S., 2001.** Minor element chemistry of hemo-ilmenite and magnetite in cumulate rocks from the Sokndal Region, South Rogaland, Norway: *American Mineralogist*, v.86, p.1469-1476.
- Robinson, P., Harrison, R.J., McEnroe, S.A., & Hargraves, R.B., 2002.** Lamellar magnetism in the haematite-ilmenite series as an explanation for strong remanent magnetization: *Nature*, v.418 (6897), p.517-520.
- Robinson, P., Harrison, R.J., McEnroe, S., & Hargraves, R., 2004.** Nature and origin of lamellar magnetism in the hematite-ilmenite series: *American Mineralogist*, v.89, n. 5-6, p.725-747.
- Robinson, P., Heidelbach, F., Hirt, A.M., McEnroe, S.A., & Brown, L.L., 2006.** Crystallographic-magnetic correlation in single-crystal haemo-ilmenite: new evidence for lamella magnetism: *Geophysical Journal International*, v.165, n.1, p.17-31
- Rojas, J. & Lindsay, D., 1997.** Evolución estructural de Chuquicamata, su relación con la intrusión del pórfido y eventos de alteración-mineralización. In: Simposio “Nuevos antecedentes de la geología del distrito Chuquicamata, periodo 1994-1995”, Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, v.III, p.1893-1897.

- Roperch, P., Tassara, A., & Townley, B., 2001.** Discussion on “Paleomagnetism Applied to Magnetic anomaly interpretation: a new twist to the search for mineralization in northern Chile: *Mineralium Deposita*, v.36, p.195-196.
- Rosas, F., 2001.** Geología, Alteración y Mineralización del prospecto San Lorenzo: *Memoria de Título (inédito)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 90 p.
- Rose, A., 1976.** The effect of cuprous chloride complexes in the origin of redbed copper and related deposits: *Economic Geology*, v.71, p.1036–1048
- Rose, A.W. & Burt, D.M., 1979.** Hydrothermal Alteration. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2da. Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Wiley Interscience Publication, p.173-235.
- Sato, T., Nakatsuka, K., Toita, K., & Shimoizaka, J., 1967.** Study on the artificial magnetite by wet method: *J. Jap. Society Powders Metals*, v.14, p.17-25.
- Selby, D. & Nesbitt, B., 2000.** Chemical composition of biotites from the Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: Evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry: *Chemical Geology*, v. 171, p. 77-93.
- Sillitoe, R.H., 1972.** A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v.67, p.184-197.
- Sillitoe, R.H., 1973.** The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p.799-815.
- Sillitoe, R., 1981.** Regional aspects of the Andean porphyry copper belt in Chile and Argentina: *Transaction Institute of Mine and Metallurgy* (Section B: Appl. Earth. Sci.), v.90, England.
- Sillitoe, R.H. & Sawkins, F.J., 1971.** Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile: *Economic Geology*, v.66, p.1208-1041.
- Sillitoe, R.H., McKee, E.H., 1996.** Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province: *Economic Geology*, v.91, p.164-179.
- Singer, S., Rapalini, A., Calderón, M. & Hervé, F., 2005.** Study of the Sarmiento ophiolite magnetic minerals: Contribution to the reconnaissance of a metamorphic overprint. In: *Actas International Symposium on Andean Geodynamics* (ISAG 2005), Barcelona, p.673-676.
- Skewes, A., Arévalo, A., Floody, R., Zúñiga, P. & Stern, C. 2002.** The giant El Teniente breccia deposit: hypogene copper distribution and emplacement. In: *Society of Economic Geologists, Special Publication 9*, p.299-332.
- Skewes, M.A., Holmgren, C. & Stern, C.R. 2003.** The Donoso copper-rich, tourmaline-bearing breccia pipe in central Chile: petrologic, fluid inclusion and stable isotope evidence for an origin from magmatic fluids: *Mineralium Deposita*, v.38, p.2-21.
- Skewes, M.A., Arévalo, A., Floody, R., Zúñiga, P., & Stern, C., 2005.** The El Teniente Megabreccia Deposits, The worlds largest copper deposit. In: Porter, T.M. (Ed), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits-A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, v.1, p.83-113.
- Speer, J.A., 1984.** Micas in igneous rocks. In: *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, v.13, p. 299-356.
- Speer, J.A., 1987.** Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rock The hornblende + melt = biotite reaction in the Liberty Hill pluton, South Carolina: *American Mineralogist*, v.72, p.863-878.
- Spencer, K. & Lindsley, D., 1981.** A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, v. 66, p.1189-1201.
- Spröhnle, C., 1992.** Informe Geológico Sector Prospectivo. La Juanita VI Región: *Informe inédito*, CODELCO-CHILE, División El Teniente.
- Strangway, D.W., Honea, R.M., McMahon, B.E. & Larson, E.E., 1968.** The magnetic properties of naturally occurring goethite: *Geophysical Journal International*, v.15, n.4, p.345–359. doi:10.1111/j.136-246X.1968.tb00191.x
- Stern, C. & Skewes, M.A., 2005.** Origin of Giant Miocene and Pliocene Cu-Mo Deposits in Central Chile: Role of Ridge Subduction, Decreased Subduction Angle, Subduction Erosion, Crustal Thickening and Long-Lived, Batholith-Size, Open-System Magma Chambers. In: Porter, T.M. (Ed), *Super Porphyry Copper & Gold Deposits-A Global Perspective*. PGC Publishing,, Adelaide, v.1, p. 65-82.



- Superintendencia Geología, CODELCO-CHILE División El Teniente, 1997.** Mapa del yacimiento. *Inédito*.
- Superintendencia de Geología CODELCO-El Teniente, 2000.** Mapa geológico distrital, escala 1:25.000. *Inédito*.
- Symons, D., Smethurst, M. & Ashton, J.H., 2002.** Paleomagnetism of the Navan Zn-Pb Deposit, Ireland: *Economic Geology*, v.97, p.997-1012.
- Symons, D. & Arne, D., 2005.** Paleomagnetic constraints on Zn-Pb ore genesis of the Pillara Mine, Lennard Shelf, Western Australia: *Mineralium Deposita*, v.39, n.8, p.944-959.
- Tapia, J., 2005.** Alteración hidrotermal y sus efectos sobre propiedades magnéticas de las rocas en el yacimiento tipo pórfido cuprífero Los Pelambres, IV región, Chile. *Memoria de Título*, Depto. de Geología, U. de Chile. 97 p.
- Tassara, A., Roperch, P., Towley, B., Pavez, A., Sepúlveda, P., 2000.** Modificación de las propiedades magnéticas de las rocas en ambientes hidrotermales: 3 ejemplos en la franja metalogénica de la costa, norte de Chile. In: *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, v.I, p.385-389.
- Taylor, G.K., 2000.** Paleomagnetism applied to magnetic interpretation: A new twist to the search for mineralisation in northern Chile: *Mineralium Deposita*, v.35, p.377-384.
- Tischendorf, G., Förster, H.J. & Gottesmann, B., 1999.** The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: improved equation for Li<sub>2</sub>O estimation from MgO data: *Mineralogical Magazine*, v.63, p. 57-74.
- Titley, S.R., 1993.** Characteristics of porphyry copper occurrence in the American southwest. In: *Mineral deposits modeling*, GAC special paper, n.40, p. 433-464.
- Titley, S.R. & Beane, R.E., 1981.** Porphyry copper deposits. Part 1. Geologic settings, petrology, and tectogenesis: *Economic Geology*, 75th anniversary volume, p.214-235
- Titley, S.R. & Beane, R.E., 1981.** Porphyry copper deposits. Part II: Hydrothermal alteration and mineralization: *Economic Geology*, 75th anniversary volume, p.214-269.
- Tomlinson, A. & Blanco, N., 1997.** Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 1, synmineral history. In: Simposio “Nuevos antecedentes de la geología del distrito Chuquicamata, periodo 1994-1995”, *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, v.III, p.1873-1877.
- Tomlinson, A. & Blanco, N., 1997.** Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 1, postmineral history. In: Simposio “Nuevos antecedentes de la geología del distrito Chuquicamata, periodo 1994-1995”, *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, v. III, p.1878-1881.
- Tomlinson, A., Martin, M., Blanco, N., Perez de Arce, C., 2001.** U-Pb and K-Ar geochronology from the Cerro Empexa Formation, 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> Regions, Precordillera, Northern Chile: *III Symposium Sudamericano de Geología Isotópica*, Pucón, Chile. Resúmenes electrónicos extendidos.
- Tomlinson, A., Dilles, J. & Maksaev, V., 2001.** Application of apatite (U-Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile—a discusión: *Economic Geology*, v.96, p.1307-1310.
- Tomlinson, A., Blanco, N., Maksaev, V., Dilles, J., Grunder, A. & Ladino, M., 2001.** Geología de la Precordillera Andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata, Regiones I y II (20°30’-22°30’S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-01-02, 381 p.
- Tosdal, R.M., & Richards, J.P., 2001.** Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits. In: Richards, J.P., and Tosdal, R.M., ed.: *Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 157-181.
- Townley, B., Roperch, P., Oliveros, V., Tassara, A. & Arriagada, C., 2007.** Hydrothermal alteration and magnetic properties of rocks in the Carolina de Michilla stratabound copper district, northern Chile: *Mineralium Deposita*. DOI: 10.1007/s00126-007-0134-6.
- Ulrich, T. & Heinrich, C., 2001.** Geology and Alteration Geochemistry of the Porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina: *Economic Geology*, v.96, n.8, p.1719-1742.
- Valenzuela, R., 2003.** Mineralización sulfurada hipógena de cobre en el sector central del yacimiento El Teniente VI región. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 118 p.
- Vargas, R., Gustafson, L., Vukasovic, M., Tidy, E. & Skewes, M.A., 1999.** Ore breccias in the Río Blanco-Los Bronces porphyry copper deposit, Chile. In: *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (Skinner, B.; editor). Society of Economic Geologists, Special Publication, v. 7, p.281-297.

- Vega, E., & Maksaev, V., 2003.** La chimenea Braden: Nuevos antecedentes geológicos y geocronológicos. *In: Actas X Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 2003, CD-ROM, 6 p.
- Villalobos, J., 1975.** Alteración hidrotermal en las andesitas del yacimiento El Teniente, Chile: *Memoria de Título (inédita)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 125 p.
- Villegas, I., 2004.** Comparaciones geoquímicas de biotitas y secundarias en las unidades granodiorita Río Blanco, Diorita y las intrusiones porfíricas tardías del yacimiento de Cu (-Mo), Río Blanco. Chile Central. *Memoria de Título (inédita)*, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 91 p.
- Warnaars, F.W., Holgrem, C. & Barassi, S., 1985.** Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Río Blanco, Chile: *Economic Geology*, v.80, p.1544-1565.
- Williams, W. & Muxworthy, A., 2006.** Understanding viscous magnetization of multidomain magnetite: *Journal of Geophysical Research*, v.111(B2), p.1544-1565. DOI: 10.1029/2005JB003695.
- Wood, S.A., 1998.** Calculation of activity-activity and Log  $f_{O_2}$ -pH diagrams. *In: Techniques in Hydrothermal Ore Deposit Geology*, Reviews in Economic Geology, v.10, Richards, J.P. and Larson, P. (eds.), Ch.2, Society of Economic Geologists, p.81-96.
- Yavuz, F. & Öztas, T., 1997.** Bioterm-A program for evaluating and plotting microprobe analyses of biotite from barren and mineralized magmatic suites: *Computers & Geosciences*, v.23, p.897-907.
- Yavuz, F., Iskenderoglu, A. & Jiang, S.Y., 1999.** Tourmaline compositions from the Salikvan porphyry Cu-Mo deposit and vicinity, northeastern Turkey: *Canadian Mineralogist*, v. 37, n.4, p. 1007-1023.
- Yavuz, F., 2001a.** LIMICA: A program for estimating Li from electron-microprobe mica analyses and classifying trioctahedral micas in term of composition and octahedral site occupancy: *Computers & Geosciences*, v.27, p.215-227.
- Yavuz, F., Gültekin, A. & Karakaya, M., 2002.** CLASTOUR: a computer program for classification of the minerals of the tourmaline group: *Computers & Geosciences*, v.28, n.9, p.1017-1036.
- Yavuz, F., 2002.** Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I-definitions and structure of the computer program MICA+: *Computers & Geosciences*, v.29, p.1203-1213.
- Yavuz, F., Gültekin, A.H., Örgün, Y., Çelik, N., Karakaya, M.Ç. & Sasmaz, A., 2002.** Mineral chemistry of barium- and titanium-bearing biotites in cal-alkaline volcanic rocks from the Mezitler area (Baltakesir-Dursunbey), western Turkey: *Geochemical Journal*, v. 36, p. 563-580.
- Yavuz, F., 2003.** Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: Part II-Applications using the computer program MICA+: *Computer & Geosciences*, v.29, p.1215-1228.
- Yu, Y. & Tauxe, L., 2006.** Acquisition of viscous remanent magnetization: *Phys. Earth Planet. Int.*,v. 159, p.32-42.
- Zuñiga, P., 1982.** Alteración y mineralización hipógenas en el sector oeste del yacimiento El Teniente. *Memoria de Título (inédita)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Santiago. 102 p.