HAL open science

Mineralogical tracers to constrain the denudation of porphyry copper deposits on sedimentary fill on adjacent basins, Atacama desert, Chile

Héctor Orlando Pizarro Martínez

To cite this version:

Héctor Orlando Pizarro Martínez. Mineralogical tracers to constrain the denudation of porphyry copper deposits on sedimentary fill on adjacent basins, Atacama desert, Chile. Mineralogy. Université Paul Sabatier - Toulouse III; Universidad del Norte (Chili), 2019. Español. NNT : 2019TOU30105 . tel-02934619

HAL Id: tel-02934619

https://theses.hal.science/tel-02934619v1

Submitted on 9 Sep 2020

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.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Cotutelle internationale : Universidad Católica del Norte

Présentée et soutenue par:

Héctor Orlando PIZARRO MARTÍNEZ

Le 24 juillet 2019

Les traceurs minéralogiques comme indicateurs de porphyres cuprifères dans les remplissages sédimentaires des bassins adjacents, Désert d'Atacama, Chili

Ecole doctorale :
SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace
Spécialité :
Sciences de la Terre et des Planètes Solides
Unité de recherche :
GET - Geosciences Environnement Toulouse

Thèse dirigée par :
Sébastien CARRETIER et Eduardo CAMPOS

Co-encadrants de thèse : **Sonia ROUSSE**

Jury :
M. Rodrigo RIQUELME, Président (Universidad Católica del Norte)
M. Charles AUBOURG, Rapporteur et Président (Université Toulouse 3)
M. Martin REICH, Rapporteur
M. Germán AGUILAR, Examinateur
M. Sébastien CARRETIER, Directeur de thèse
M. Eduardo CAMPOS, Directeur de thèse
Mme. Sonia ROUSSE, Co-directrice de thèse
M. Rodrigo GONZÁLEZ, Invité

UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL NORTE

FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS GEOLÓGICAS

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Trazadores mineralógicos como indicadores de denudación de sistemas mineralizados tipo pórfido cuprífero en el relleno sedimentario de cuencas adyacentes, Desierto de Atacama, Chile.

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología

HÉCTOR ORLANDO PIZARRO MARTÍNEZ

Profesor guía:

Dr. Eduardo Campos.

Profesores co-guias:

Dr. Sébastien Carretier y Dra. Sonia Rousse.

Antofagasta, Julio 2019

…Con gratitud a una buena persona y un gran investigador
Peter Winterbur

Esta Tesis Doctoral ha sido financiada por:

Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONYCYT) (Chile) por medio de una beca de doctorado nacionales N° 21150393 y los proyectos de FONDECYT regular N° 1121049 y 1170992.
Institut de Recherche pour le Développement (IRD) (Francia) por medio de la beca de Allocations de recherche pour une thèse au Sud (ARTS) No. 862271K, y El proyecto Laboratoire Mixte International (LMI) Cuivre et Pediments (COPEDIM).
Mineral Deposit Research Unit (MDU) de la University of British Columbia (UBC) (Canadá) a través del proyecto Discovery Tools for Buried Copper Deposits in the Atacama Desert.
Universidad Católica del Norte a través de las becas de postgrados interna UCN y financiamiento para asistencia a cursos y congresos.

También han contribuido en esta investigación:

CODELCO – División Chuquicamata y Antofagasta Minerals facilitando el área de estudio y la toma de muestra.
International Association of Sedimentologists (IAS) con financiamiento para la asistencia a congresos.

Agradecimientos

La confección de una tesis doctoral se puede definir como una larga caminata por el desierto hacia el saber, con muchos obstáculos en el camino, sin embargo, durante esta caminata aparecen personas, lugares y acontecimientos que sirven como brújula para alcanzar la meta. Por ello quiero darles gracias a aquellas personas u organizaciones que han sido fundamental para estar en estas instancias. Pido disculpas a aquellas personas que deberían estar y no aparecen, pero ya a estas alturas no quedan neuronas.

A mis directores de tesis, Eduardo Campos, Sonia Rousse y Sébastien Carretier por ser excelentes seres humanos, por haber confiado en mí, por ser un constante apoyo y por haberme soportado durante todo este periodo de tiempo, Muchas Gracias.

A la república de Chile y Francia por entregarme manutención y fondos para hacer investigación por medio de la Comisión Nacional de Ciencias y Tecnología (CONYCYT) y Institut de recherche pour le développement (IRD), respectivamente, Muchas Gracias.

A las instituciones Universidad Católica del Norte (UCN), Université Toulouse 3 - Paul Sabatier y Géosciences Environnement Toulouse (GET) por permitirme hacer esta tesis doctoral en la modalidad de cotutela, por haber sido mi segundo hogar durante estos últimos años, y por su confortabilidad, Muchas Gracias.

Al Mineral Deposit Researh Unit (MDRU) de la University of British Columbia (UBC) (Canadá), a la Universidad de Chile y Unidad de Equipamiento Científico MAINI-UCN (Chile), al Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing (CMRC), a la Université de Pau et des Pays de l'Adour (UPS) y al Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP) (Francia) por haberme permitido realizar análisis, preparar muestras y por su excelente disposición a la hora de requerir cualquier cosa, Muchas Gracias.

A CODELCO- División Chuquicamata y Antofagasta Minerals por permite realizar esta investigación en sus propiedades mineras, por el apoyo en el trabajo logístico de terreno y toma de muestras, Muchas Gracias.

A los investigadores que se convirtieron en amigos y colegas, Eduardo Campos, Rodrigo Riquelme, Adriana Aránguiz, Felipe Aguilera, Rodrigo González, Fernando Martínez, Shoji Kojima, Sandra Fuentes, Sébastien Carretier, Sonia Rousse, Thomas Bissig et al., por sus consejos, palabras de aliento, discusión científica, cervezas, etc., Muchas Gracias.

A todos los investigadores que he tenido el privilegio de conocer en diversos centros de investigación, congresos, cursos, work-shop y otros eventos científicos y que han participado de forma activa durante mi proceso de formación, con mención especial para Farhad Bouzari (UBC), Gregoire Michel (GET), Stephanie Brichau (GET), Vincent Regard (GET), Philipe De Parseval (CMRC), María Julia Orgeira (UBA), Muchas Gracias.

A los investigadores Martín Reich y Charles Aubourg por aceptar revisar y evaluar mi tesis doctoral, quienes hicieron muy buenos comentarios y excelentes críticas hacia mi trabajo, lo cual será muy constructivo para futuras publicaciones científicas y desarrollo profesional, Muchas Gracias. También a los investigadores Rodrigo González y Germán Aguilar por aceptar ser parte del jurado de la evaluación de mi tesis, Muchas Gracias.

Al Dr. Peter Winterburn, aunque sé que en estos momentos ya no se encuentra con nosotros, quiero agradecer por permitirme participar en el proyecto Discovery Tools for Buried Copper Deposits in the Atacama Desert, por darme la posibilidad de hacer una pasantía en el MDRU, por su contribución a la discusión científica de mi tesis y sobre todo, por promover las ciencias geológicas en un rincón alejado del mundo llamado Chile. Muchas gracias por contribuir al conocimiento.

A todo el personal técnico de la UCN, GET y UBC por su disposición a colaborar y por toda la ayuda proporcionada en la preparación de muestras y el análisis de las mismas, con mención especial para Jorge García y Fernando Álvarez por su disposición y siempre buena onda, Muchas Gracias.

A todo el personal administrativo de la UCN y del GET por ayudarme con toda la burocracia que lleva consigo esta tesis con mención especial a cuatro excelentes personas, Xeomara Soto, Leonel Jofré, Carine Baritaud y Marie Claude Cathala, Muchas Gracias. Además, al personal de limpieza de ambos sitios por mantener un ambiente de trabajo limpio y confortable, Muchas Gracias.

A todos mis compañeros y amigos de la UCN, Gato, Carolina, Cristóbal, Osvaldo, Daniel, Jorge, Pía, Cinthya, Osvaldo por su compañía, apoyo, almuerzos, asados, etc. Pero sobre todo por los buenos momentos que pasamos juntos, Muchas Gracias.

A todos mis amigos y jóvenes investigadores que en algún momento me acompañaron con una cerveza negra, rubia o ambar para pasar penas y alegrías y compartieron sus emociones y escucharon las mías, ya que este selecto grupo sufre y ha sufrido igual que yo. En especial a Alberto, Ian, Juan, Pelao, Albert, Manu, Cristopher, Oso, Susana, Sho, Valeria, Lucia, Fiorella, Camila, Carlos, Steven, Melodi, Ally. A ustedes Muchas Gracias.

A mis amigos que han estado presente en gran parte de mi vida y siguen estando, por estar en las buenas y en las malas, sobre todo en las borracheras, Primo, Piction, Frejol, Ardilla, Juano, Alvaró, la banda del verdao por mencionar a algunos. Muchas Gracias.

A mi familia, en especial a mis abuelos (Abuela Berta, Tata Nino, Deissy y Turco) y tía Rosy por la preocupación que uno no tiene en sí mismo, siempre preocupados de que coma, de que duerma, de que me abrigue, de muchas cosas importantes que llenan el corazón a diario. Muchas Gracias.

A mis padres y hermano por su apoyo, cariño y amor incondicional, por estar siempre a mi disposición, por creer siempre en mí, por ser un soporte, por sus consejos, por ser ustedes. Muchas Gracias, sin ustedes esto no sería posible.

Finalmente quiero agradecer a mi persona especial, Maite Cortés, sin ella a mi lado todo esto hubiese sido mucho más difícil de lo que fue. Muchas gracias por ser mi pilar en estos 4 años, por tener la infinita paciencia, por aconsejarme a diario, por el cariño y amor incondicional que me has entregado y por aterrizarme de la tierra de Macondo cuando me perdía en mi realismo mágico, Te amo ∞. Muchas Gracias.

Merci beaucoup tout le monde…

"Es durante nuestros momentos más oscuros que debemos enfocarnos para ver la luz"

Aristóteles

Desierto florido Desierto de Atacama

A mi familia

Résumé

Les gisements de cuivre porphyrique (PCDs) sont liés au magmatisme calco-alkalins produit le long d'une marge tectonique convergente et résultent de la circulation de fluides hydrothermaux dérivés de magmas felsiques oxydés, hydratés et à faibles profondeurs. Au cours de l'évolution des systèmes magmatiques et hydrothermaux, les interactions fluide-roche génère des minéraux de l'altération hydrothermale typiques et peut également modifient ou génèrent des minéraux accessoires avec des signaux différents qui peuvent être associés à chaque étape de l'évolution du système, ce qui pourraient être distinguées par les caractéristiques physico et chimiques des minéraux accessoires hérités (zircon), des minéraux modifiés (apatites) ou des minéraux nouvellement formés (oxydes de Fe-Ti).

Dans le désert d'Atacama, les bassins hydrographiques exposés le long de l'avant-arc occidental sont remplis de dépôts de gravier provenant de l'érosion de la Cordillère de Domeyko, en réponse à la phase tectonique éocene Incaique. On peut émettre l'hypothèse que certains de ces bassins contiennent des preuves minéralogiques qui qui vient de la dénudation des systèmes minéralisés en cuivre-porphyre situés en amont. L'objectif principal de cette thèse est donc de trouver des preuves magnétiques, minérales et chimiques qui permettront de relier la dénudation des PCDs aux sédiments déposés dans les bassins adjacents. Pour tester cette relation, nous comparons les caractéristiques magnétiques des roches et pétrographique et géochimique des minéraux accessoires (zircons et apatites) dans quatre PCDs situés dans la Cordillère de Domeyko (Chuquicamata, Mirador, Esperanza et Escondida), avec les mêmes caractéristiques des sédiments remplissant un bassin proche du district minier de Centinela.

Dans ces PCDs, des caractéristiques pétrographique et géochimique distinctes des minéraux accessoires associées à la fertilité en cuivre ont été trouvés. Dans les zircons, la plus grande fertilité correspond aux signatures géochimiques : Hf > 8 750 (ppm), Eu / Eu* > 0,4, 10 000 x (Eu / Eu *) / Y> 1, (Ce / Nd) / Y> 0,01, Dy / Yb <0,3, Th / U < 1 -> 0,1), ce qui peut être lié à un état d'oxydation élevé et à une teneur élevée en eau magmatique dans le magma. Dans les apatites, les caractéristiques les plus distinctives de la fertilité en cuivre sont la couleur de luminescence verte, les valeurs élevées de Ca et la faible teneur en oligo-éléments, tels que Mg, Na, Cl, qui peuvent être liées à l'évolution des fluides hydrothermaux. Bien que le signal magnétique des PCDs soit contrôlé par la présence d'oxydes Fe-Ti d'origine hydrothermale et magmatique, il n'a pas été possible de différencier la contribution de ces deux composantes. Dans le bassin, il existe un dépôt de gravier (Tesoro) contenant un nombre important de zircons et d'apatites indicateurs de fertilité métallogénique des PCDs, qui coïncide avec une minéralisation de Cu exotique. On observe également une diminution des valeurs de susceptibilité magnétique des niveaux inférieurs aux niveaux supérieurs, qui est principalement contrôlée par la concentration en oxydes de Fe-Ti à grains grossiers d'origine détritique. La concentration la plus élevée en oxydes de fer pourrait être associée à un climat aride et à une influence tectonique, alors que la diminution de la concentration peut être liée à une tendance à l'aridification et / ou à un éloignement relatif des sources de ces oxydes.

En conclusion, les apatites et les zircons détritiques des bassins ont le potentiel de documenter la dénudation des PCDs en amont. Par conséquent, l'utilisation de minéraux indicateurs représente une technique d'exploration potentiellement efficace qui peut facilement s'appliquer à la recherche de preuves concrètes de PCD contenues dans des dépôts de gravier. D'autre part, les propriétés magnétiques des sédiments nous renseignent sur les conditions paléo-climatiques et / ou tectoniques de leur dépôt.

Resumen

Los depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs) son vinculados a magmatismo calco-alcalino producido en márgenes tectónicos convergentes y resultan de la circulación de fluidos hidrotermales derivados de magmas félsicos oxidados y ricos en agua emplazados a profundidades someras. Durante la evolución de sistemas magmáticos-hidrotermales, la interacción fluido-roca genera minerales de alteración hidrotermal típicos y también puede modificar o crear minerales accesorios con propiedades diferentes que pueden ser asociadas a cada etapa de la evolución del sistema, lo cual puede ser distinguido por las características físicas y geoquímicas de minerales accesorios heredados (circón), minerales modificados (apatitos) o la formación de nuevos minerales (óxidos de Fe-Ti).

En el Desierto de Atacama las cuencas hidrológicas expuestas a lo largo del flanco occidental del antearco son rellenadas por depósitos de gravas, los cuales fueron derivados de la erosión de la Precordillera en respuesta a la fase tectónica Eocena Incaica. Se hipotetiza que algunas de estas cuencas contienen evidencia mineralógica que proviene de la denudación de sistemas mineralizados tipo pórfido cuprífero localizados aguas arriba. Por lo tanto, el principal objetivo de esta tesis es encontrar evidencia magnética, mineralógica y química que ayuden a vincular la denudación de DPCs con deposición sedimentaria en cuencas adyacentes. Para testear esta relación, se compararon las características magnéticas de las rocas y petrográficas y geoquímicas de minerales accesorios (circones y apatitos) en cuatro DPCs localizados en la Precordillera (Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida), con las mismas características en el relleno sedimentario de una cuenca adyacente en el Distrito Minero de Centinela.

En el estudio de los DPCs, los minerales accesorios con características petrográficas y geoquímicas distintivas asociados con fertilidad metalogénica fueron identificados. En circones, la principal característica asociada a fertilidad son señales geoquímicas: Hf > 8.750 (ppm), Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce/Nd)/ Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3, Th/U < 1 - > 0,1), las cuales pueden ser vinculadas a un alto estado de oxidación y alto contenido de agua magmática en el magma. En apatitos, las características indicativas de fertilidad más relevante son el color de luminiscencia verde y altos valores de Ca y bajos contenidos de elementos trazas, tales como Ma, Na, Cl, lo cual puede ser relacionado a la evolución del fluido hidrotermal. Aunque la señal magnética es controlada por la presencia de óxidos de Fe-Ti de origen hidrotermal y magmático, sus características podrían no ser usadas para diferenciar la contribución de estos dos componentes. En el registro estratigráfico, horizontes de gravas (Tesoro) contienen un impórtate número de circones y apatitos que pueden ser utilizados como minerales indicadores de pórfido cuprífero, que coincide con la mineralización exótica de cobre y abundante contenido de clastos provenientes de zonas de alteración hidrotermal. En depósitos de gravas, las propiedades magnéticas de las rocas son principalmente controladas por la concentración de óxidos de Fe-Ti de origen detrítico, donde la alta concentración de minerales de Fe podría ser asociadas a condiciones climáticas áridas y a una rápida denudación controlada por factores tectónicos, mientras que el decline en la concentración puede ser relacionado a una tendencia climática de aridificación y/o cambios en las fuentes.

Las conclusiones más relevantes de esta investigación son, que tanto circones como apatitos tienen el potencial para registrar la denudación de DPCs en depósitos de gravas adyacentes. Por lo tanto, el uso de minerales indicadores representa una herramienta de exploración potencialmente efectiva que puede ser fácilmente aplicada para la búsqueda de evidencias concretas de DPCs contenidas en los depósitos de gravas. Por otro lado, las propiedades magnéticas de las rocas pueden ser usadas como un indicador de las condiciones climáticas y/o tectónicas en la cual los sedimentos fueron depositados.

Abstract

Porphyry copper deposits (PCDs) are linked to calk-alkaline magmatism produced in a convergent tectonic margin and resulted from the circulation of hydrothermal fluids derived from oxidized and water rich felsic magmas emplaced at shallow depths. During the evolution of the magmatic and hydrothermal systems, the fluid-rock interaction generates typical hydrothermal alteration minerals and can also modify or generates accessories minerals with different properties that can be associated at each stage of the evolution of the system, which could be distinguished by the physico and geochemical characteristics of the inherited accessory minerals (zircon), the modified minerals (apatites) or the newly formed minerals (Fe-Ti oxides).

In the Atacama Desert hydrographic basins exposed along the western forearc are filled by gravel deposits which were derived from the erosion of the Domeyko Cordillera in response to the Eocene Incaic tectonic phase. It can be hypothesized that some of these basins contain mineralogical evidences that come from the denudation of porphyry copper mineralized systems located upstream. Therefore, the main goal of this thesis is to find magnetic, mineral and chemical evidences that will help to link the denudation of PCDs with sediments deposited in adjacent basins, mainly by using heavy minerals and magnetic signals as tracers contained in the sedimentary record. To test this relationship, I compare the rock-magnetic properties and physical and geochemical characteristics of minerals (zircon and apatite) in four selected DPCs located in Domeyko Cordillera (Chuquicamata, Mirador, Esperanza and Escodida), with the same characteristics in detrital sediment filling a close basin in the Centinela Mining District.

In the studied PCDs, accessory minerals with distinctive physical and geochemical characteristics associated with metallogenic fertility were identified. In zircons, the most fertile samples correspond to these geochemical signatures: Hf > 8,750 (ppm), Eu/Eu* > 0.4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce/Nd)/ Y > 0.01, Dy/Yb < 0.3, Th/U < 1 - > 0.1), which can be linked to high oxidation state and high content of magmatic water in the magma. In apatite, the most relevant features indicating fertility are the green luminescence color and high Ca values and low content of trace elements, such as Mg, Na, Cl, which can be related to the evolution of hydrothermal fluids. Although the magnetic signal from DPCs is controlled by the presence of Fe-Ti oxides of hydrothermal and magmatic origin, their characteristics could not be used to differentiate the contribution of these two components. In the stratigraphic record there is a gravel deposit (Tesoro) which contains an important number of zircons and apatite which can be signaled as indicators of metallogenic fertility, that coincides with exotic-Cu mineralization and abundant clasts coming from different hydrothermal alteration zones related to PCDs. In the gravel deposits, a decrease in the magnetic susceptibility values from lower to upper levels is observed, which is mainly controlled by coarse-grain Fe-Ti oxides concentration of detritic origin. In the gravel deposits, rock magnetic properties are mainly controlled by Fe-Ti oxides concentration of detritic origin, where the highest concentration of Fe-minerals could be associated to arid climatic conditions and a rapid tectonically-controlled denudation, whereas the decline in concentration can be related to an aridification trend and/or sources changes.

The conclusions reached during this thesis are that both apatite and zircons have the potential to constrain the denudation of PCDs in adjacent gravel deposits. Therefore, the use of indicators minerals represents a potentially effective exploration technique that can be easily apply for the search of concrete evidences of PCDs contained in gravel deposits. On the other hand, rock magnetic properties can be used as an indicator of the climatic and/or tectonic conditions in which the sediments were deposited.

ÍNDICE

Capítulo I: Introducción 1

1.1. Planteamiento del problema 2

1.2. Hipótesis y objetivos 4

1.2.1. Hipótesis 4

1.2.2. Objetivos 5

1.3. Metodologías 6

1.3.1. Recopilación bibliográfica 6

1.3.2. Campañas de terreno y muestreo 7

1.3.3. Análisis Mineralógico 7

1.3.4. Análisis Geoquímicos 7

1.3.5. Análisis magnético 8

1.4. Organización tesis 11

1.5. Marco teórico 13

1.5.1. Definición y características de un depósito de pórfido cuprífero 13

1.5.2. Evolución del relieve Norte de Chile 21

1.5.2.2. Evolución climática Norte de Chile 25

1.5.3. Uso de minerales accesorios y/o pesados 26

1.5.4. Utilización de propiedades magnéticas de las rocas 30

1.5.5. Incertidumbres del conocimiento 32

Capítulo II: Marco Geológico 34

2.1. Contexto regional 35

2.2. Geología de los depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs) 38

2.2.1. Distrito Minero de Chuquicamata (DMCh) 38

2.2.2. Distrito Minero de Centinela (DMC) 41

2.2.3. Distrito Minero Escondida (DME) 46

2.3. Geología de las unidades sedimentarias del Distrito Minero de Centinela 52

2.3.1. Gravas Esperanza 52

2.3.2. Gravas Atravesados 54

2.3.3. Gravas Tesoro 56

2.3.4. Gravas Arrieros 57

2.3.5. Sedimentos Ratones 58

2.3.6. Depósitos aluviales recientes 58

Capítulo III: Características morfológicas y geoquímicas de circones provenientes de DPCs..... 59

Resumen 60

3.1. Introducción 61

3.2. Muestreo 63

3.3. Procedimiento analítico 63

3.4. Resultados 65

3.4.1. Características petrográficas de circones provenientes de DPCs 65

3.4.2. Características geoquímicas de circones provenientes de DPCs 69

3.5. Discusiones 75

3.5.1. Forma, temperatura y texturas cristalinas de circones provenientes de DPCs 75

3.5.2. Elemento trazas en circones como indicadores de fertilidad metalogénica 77

3.5.3. Circones indicadores de pórfidos cuprífero (PIZ) 81

3.6. Conclusiones 84

Capitulo IV: Características morfológicas y geoquímicas de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC 86

Resumen 87

4.1. Introducción 88

4.2. Muestreo 90

4.3. Procedimiento analítico 91

4.4. Resultados 93

4.4.1. Características petrográficas de circones detríticos del registro sedimentario del DMC 93

4.4.2. Características geoquímicas de circones detríticos del registro sedimentario del DMC95

4.5. Discusiones 98

4.5.1. Uso de las características petrográficas y geoquímicas de circones detríticos en sedimentos adyacentes a un DPCs 98

4.5.2. PIZ en el registro sedimentario del DMC 101

4.5.3. Evolución del registro sedimentario a partir de circones detríticos 104

4.6. Conclusiones 107

Capítulo V: Características morfológicas y geoquímicas de apatitos 109

Resumen **110**

5.1. Introducción 111

5.2. Muestreo 113

5.3. Procedimiento analítico 113

5.4. Resultados 116

5.4.1. Características petrográficas de apatitos provenientes de DPCs 116

5.4.2. Características geoquímicas de apatitos provenientes de DPCs 119

5.5. Discusiones 123

5.5.1. Variaciones de elementos trazas en apatitos de DPCs 123

5.5.2. Relación entre CL y señales geoquímicas de apatitos de DPCs 127

5.5.3. Apatitos detríticos provenientes del registro estratigráfico del DMC como un indicador de la presencia de DPCs. 132

5.6. Conclusiones 136

Capítulo VI: Propiedades magnéticas de rocas del área fuente **138**

Resumen **139**

6.1. Introducción 140

6.2. Muestreo 142

6.3. Procedimiento analítico 142

6.4. Resultados 144

6.4.1. Características microscópicas de los óxidos de Fe-Ti de rocas del área fuente 144

6.4.2. Características magnéticas de rocas del área fuente 146

6.5. Discusiones 155

6.5.1. Variaciones magnéticas producto de la circulación de fluidos hidrotermales 155

6.6. Conclusiones 162

Capítulo VII: Propiedades magnéticas de registro sedimentario del DMC **164**

Resumen **165**

7.1. Introducción 166

7.2. Muestreo 168

7.3. Procedimiento analítico 169

7.4. Resultados 171

7.4.1. Características petrográficas de óxidos de Fe-Ti del registro sedimentario del DMC . 171

7.4.2. Características magnéticas del registro sedimentario del DMC. 172

7.5. Discusiones 179

7.5.1. Variaciones magnéticas en el registro sedimentario del DMC 179

7.5.2. Origen de la señal magnética en el registro sedimentario del DMC 183

7.5.3. Relación entre las propiedades magnéticas y denudación de DPCs 188

7.6. Conclusiones 192

Capítulo VIII: Discusiones 195

8.1. Evolución magmática-hidrotermal de un depósito de pórfido cuprífero trazada a partir de minerales accesorios. 196

8.2. Denudación de un pórfido cuprífero trazado a partir de minerales accesorios contenidos en el registro estratigráfico 203

Capítulo IX: Conclusiones 211

Referencias 215

Anexos 239

11.1. Anexo A: “Propiedades magnéticas de las rocas” 240

11.2. Anexo B: “Descripción litológicas muestras de depósitos de pórfidos cupríferos” 256

11.3. Anexo C: “Material complementario circones del área fuente” 263

11.4. Anexo D: “Material complementario circones detríticos” 272

11.5. Anexo E: “Metodologías apatitos detríticos” 281

11.6. Anexo F: “Material complementario apatitos” 284

11.7. Anexo G: “Material complementario propiedades magnéticas del área fuente” 293

11.8. Anexo H: “Material complementario propiedades magnéticas del registro sedimentario” 295

11.9. Anexo I: PAPER “The origin of the magnetic record in Eocene-Miocene coarse-grained sediments deposited in hyper-arid/arid conditions: Examples from the Atacama Desert” 307

ÍNDICE FIGURAS

Figura 1.1 Hipótesis.. 5

Figura 1.2 Modelo de Elevación Digital (DEM, siglas en inglés) entre los ~22ºS y ~25ºS que muestra las principales unidades fisiográficas.. 13

Figura 1.3 Perfil esquemático de la zona de subducción asociada a la evolución magmática-hidrotermal de un depósito de pórfido cuprífero. 16

Figura 1.4 Perfil esquemático de la zonación hidrotermal clásica de un depósito de pórfidos cupríferos. 21

Figura 1.5 Perfil de enriquecimiento supérgeno de un depósito de pórfido cuprífero. 24

Figura 1.6 Representación esquemática de un depósito exótico de cobre y su posición relativa a depósito de pórfido cuprífero expuesto. 28

Figura 2.1 . Mapa esquemático de la Cordillera de Domeyko y del Sistema de Fallas de Domeyko (SDF). 37

Figura 2.2 Mapa geológico del Distrito de Chuquicamata. 40

Figura 2.3 Alteraciones hidrotermales del depósito Chuquicamata. 43

Figura 2.4 Mapa geológico del Distrito Minero Centinela. 46

Figura 2.5 Geología y alteraciones hidrotermales del DPC de Esperanza. 48

Figura 2.6 Mapa geológico del Distrito Minero Escondida. 50

Figura 2.7 Geología y alteraciones hidrotermales del DPC Escondida. 51

Figura 2.8 Registro estratigráfico esquemático del Eoceno medio al Mioceno inferior del registro sedimentario del Distrito Minero de Centinela. 55

Figura 3.1 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) representativas de circones provenientes de los DPCs. 67

Figura 3.2 Histogramas de relación de aspecto de los circones provenientes de DPCs. 68

Figura 3.3 Morfología de circones provenientes de DPCs, esquemáticamente ilustrados en el diagrama de clasificación tipológica de Pupin (1980). 69

Figura 3.4 Contenido de Hf (ppm) versus temperatura de cristalización de los circones. 72

Figura 3.5 Patrones de ETR normalizados por condrito de circones provenientes de DPCs 73

Figura 3.6 (Ce/Nd)/Y versus anomalía de Eu (Eu/Eu*). 74

Figura 3.7 Dy/Yb versus Th/U. 77

Figura 3.8 a) Índice A (Al/Na+K) vs Temperatura. b) Contenido de Hf (ppm) versus temperatura de cristalización de los circones. 81

Figura 3.9 Elementos trazas medidos en circones provenientes de DPCs y rocas intrusivas estériles. 83

Figura 4.1 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) representativas de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC. 94

Figura 4.2 Escalas de redondez y esfericidad en base a granos de circones detríticos representativos del DMC. 95

Figura 4.3 Histogramas redondez, histograma esfericidad (largo/ancho) y porcentaje de granos fracturados de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC. 96

Figura 4.4 Morfología de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC, ilustrados de forma esquemática en el diagrama de clasificación tipológica de Pupin (1980). 97

Figura 4.5 Patrones de ETR normalizados por condrito de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC. 99

Figura 4.6 (Ce/Nd)/Y versus anomalía de Eu (Eu/Eu*). 101

Figura 4.7 Señales geoquímicas de circones detríticos provenientes del DMC comparado a los valores geoquímicos de circones provenientes de DPCs 103

Figura 4.8 Concentraciones de Hf (ppm) versus valores de la razón de Eu/Eu* de circones detríticos del DMC que muestra la correlación entre cristales con morfologías externas caracterizadas por el desarrollo de prismas de los tipos {110} y PIZ. 105

Figura 4.9 Correlación entre la sección estratigráfica del DMC, composición de clastos, porcentaje de ocurrencia de circones detríticos. 106

Figura 5.1 Imágenes de microscopio electrónico de barrido (SEM, siglas en inglés) de apatitos representativos de cada alteración hidrotermal desarrollada en los DPCs. 117

Figura 5.2 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) representativas de apatitos de cada alteración hidrotermal desarrolladas en los DPCs. 118

Figura 5.3 a) Contenido de Ca (pfu) versus Mn (ppm) y b) contenido de Sr/Y vs contenido de Mn (ppm) en los apatitos provenientes de los 4 DPCs. 120

Figura 5.4 Contenido de Ca (pfu) versus de Na (pfu) en apatitos de alteraciones hidrotermales desarrollados en DPCs. 121

Figura 5.5 Patrones de elementos de tierras raras normalizados por condrito en apatitos de alteraciones hidrotermales desarrollados en DPCs. 128

Figura 5.6 Contenido de Ca (pfu) versus Na (pfu) en apatitos de diferentes colores de luminiscencia tomados en diferentes alteraciones hidrotermales asociadas a los distintos DPCs estudiados.. . 131

Figura 5.7 Correlación entre la sección estratigráfica del DMC, CL y señales geoquímicas de apatitos detríticos.. 133

Figura 5.8 Señales geoquímicas de apatitos detríticos provenientes del DMC comparado a los valores geoquímicos de apatitos provenientes de los DPCs 135

Figura 6.1 Imágenes representativas de los óxidos de Fe-Ti presentes en los intrusivos estériles de los alrededores de Chuquicamata. 144

Figura 6.2 Imágenes representativas de los óxidos de Fe-Ti presentes en zonas de alteración hidrotermal de los depósitos de pórfidos cupríferos. 146

Figura 6.3 Valores de susceptibilidad magnética de baja frecuencia (χlf) de los intrusivos estériles en los alrededores de Chuquicamata. 147

Figura 6.4 Valores de susceptibilidad magnética de baja frecuencia (χlf) de zonas de alteración hidrotermal presentes en los depósitos de pórfidos cupríferos. 148

Figura 6.5 Temperaturas de Curie (Tc) de muestras provenientes de intrusivos estériles de los alrededores de Chuquicamata. 150

Figura 6.6 Temperaturas de Curie (Tc) de muestras provenientes de zonas de alteración hidrotermal presentes en los depósitos de pórfidos cupríferos. 152

Figura 6.7 Ciclos de histéresis de muestras provenientes de intrusivos estériles de los alrededores de Chuquicamata.. 153

Figura 6.8 Ciclos de histéresis de muestras provenientes de zonas de alteración hidrotermal presentes en los depósitos de pórfidos cupríferos. 155

Figura 6.9 Razones de histéresis ploteados en el diagrama de Day (Day et al., 1977) modificado por Dunlop (2002a; 2002b) de muestras provenientes de intrusivos sin mineralización y de los DPCs. 159

Figura 6.10 Análisis estadístico de curvas de adquisición IRM de muestras representativas de intrusivos sin mineralización y de los DPCs. 161

Figura 7.1 Imágenes de microscopio electrónico de barrido (siglas en inglés SEM) de la mineralogía magnética de las submuestras de la Fracción Fa del registro sedimentario del DMC. 173

Figura 7.2 Susceptibilidad magnética de baja frecuencia (χ; 470 Hz) versus susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia (χfd%).. 174

Figura 7.3 Temperaturas de Curie (Tc) de submuestras de la Fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. 176

Figura 7.4 Ciclos de histéresis de submuestras de la Fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. 178

Figura 7.5 Razones de histéresis ploteados en el diagrama de Day (Day et al., 1977) modificado por Dunlop (2002a; 2002b) de submuestras de la fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. 181

Figura 7.6 Curvas de desmagnetización AF y curvas de magnetización ARM confeccionadas a partir de submuestras de la Fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. 183

Figura 7.7 Análisis estadístico de curvas de adquisición IRM de submuestras de la fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. 186

Figura 7.8 Secuencia sedimentaria esquemática del registro sedimentario del DMC con sus parámetros magnéticos. 191

Figura 8.1 Perfil esquemático de la evolución magmática hidrotermal de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero asociado con la cristalización de minerales accesorios. 202

Figura 8.2 Perfiles paleogeográficos esquemáticos de la evolución del paisaje durante el Cenozoico tardío del Distrito Minero de Centinela asociado con la presencia de minerales indicadores de fertilidad metalogénica 209

ÍNDICE TABLAS

Tabla 1.1 Cuadro resumen comparativo entre certezas e incertidumbres en relación a las metodologías implementadas en esta tesis. 33

Tabla 2.1 Características litológicas, edad de la roca, edad mineralización, roca de caja, roca precursora y minerales de alteración para los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida.. 53

Tabla 3.1 Características petrográficas de los circones provenientes de depósitos Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida.. 71

Tabla 3.2 Valores estadísticos de las mediciones geoquímicos medidas en circones provenientes de los depósitos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida. 80

Tabla 4.1 Características petrográficas de los circones detríticos provenientes del DMC. 98

Tabla 4.2 Valores estadísticos de las mediciones geoquímicos medidas en circones detríticos provenientes del registro estratigráfico del DMC. 100

Tabla 5.1 Valores estadísticos de EMPA en apatitos provenientes de los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y la Escondida. 125

Tabla 5.2 Valores estadísticos de LA-ICP-MS realizados en apatitos provenientes de los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y la Escondida. 129

Tabla 6.1 Valores estadísticos de los valores de susceptibilidad magnética y parámetros de histéresis medidos en muestras de intrusivos estériles y de los DPCs. 157

Tabla 7.1 Valores estadísticos de los parámetros magnéticos medidos en el registro sedimentario del DMC. 191

***Capítulo I*: Introducción**

1.1. Planteamiento del problema

Los sistemas mineralizados tipo pórfidos cuprífero corresponde a importantes depósitos minerales, los que en su conjunto cubren alrededor del 70%, 50% y 20% de la demanda mundial de cobre, molibdeno y oro, respectivamente (Sillitoe, 2010). Estos depósitos se localizan esencialmente en arcos continentales y oceánicos de edad terciaria y cuaternaria, en particular alrededor del cinturón Circum Pacífico, aunque también existen registros en cinturones más antiguos (Sillitoe, 2010; Chiaradia et al., 2012; Sun et al., 2015). Este tipo de depósitos se caracterizan por presentar un gran tonelaje, baja ley mineral, donde la mena ocurre tanto en vetas (*stockworks*) como de manera diseminada en grandes volúmenes de rocas alteradas hidrotermalmente (10 a 100 km^3) centrada en *stocks* porfídicos (e.g. Titley, 1966; Lowell y Guilbert, 1970), y los que además pueden ser asociados a depósitos de skarn y epitermales de metales preciosos de sulfidización alta e intermedia. La formación de depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs) depende de muchos factores, entre los más importantes destacan, la composición y propiedades fisicoquímicas del magma parental, estilo estructural y características del fluido hidrotermal y roca de caja (Gustafson y Hunt, 1975; Gustafson, 1978; Einaudi, 1982a). Recientes revisiones de estas características son proporcionadas por, Hedenquist y Richards (1998), Tosdal y Richards (2001), Camus (2003), Cooke et al. (2005), Seedorff et al., (2005), Sillitoe (2010), Richards (2011), Wilkinson (2013), Sun et al., (2017).

En el Norte de Chile, los depósitos de pórfidos cupríferos se encuentran vinculados a la actividad magmática tipo calcoalcalina desarrollada en ambientes tectónicos de naturaleza convergente (Sillitoe, 1972; Cooke et al., 2005). Estos depósitos se originan asociados a plutones parentales de composición intermedias a ácidas que se emplazan a profundidades relativamente someras, entre 5 y 10 km (Dilles y Einaudi, 1992; Richards, 2003, 2011). Generalmente, es aceptado, que estos magmas presentan un alto estado de oxidación (FMQ +1 a +2; Richard, 2015), alto contenido de agua magmática ($\geq$ 4% en peso de H_2O) y un importante contenido de S y metales, (Richards, 2003; 2011; Richards et al., 2012; Loucks, 2014). A partir de estas intrusiones se generan *stocks* porfídicos, los que se emplazan en niveles someros de la corteza (1–5 km de profundidad; Dilles, 1987; Richards, 2003; Sillitoe, 2010), y representan una "válvula de escape" de la cámara magmática subyacente. Este proceso va acompañado por la cristalización del magma y descenso de la presión y la temperatura, lo que produce que una solución acuosa se separé de la fase fundida

(Hedenquist y Lowenstern, 1994; Richards, 2011), dando origen a fluidos hidrotermales que migran a niveles someros (Sillitoe, 2010; Richards, 2011; Kouzmanov y Pokrovski, 2012). La interacción fluido hidrotermal-roca de caja genera zonas de alteración hidrotermal distinguidas por la formación de minerales típicos (Lowell y Guilbert, 1970; Rose, 1970; Beane y Titley, 1981; Beane y Bornar, 1995). Además, esta interacción puede modificar y/o crear minerales accesorios (Celis et al., 2014; Riveros et al., 2014; Bouzari et al., 2016). De esta forma cada etapa de la evolución magmática-hidrotermal en la formación de un DPC puede ser distinguida a partir de características petrográficas y geoquímicas de minerales accesorios heredados (circón), minerales modificados (apatitos) o la formación de nuevos minerales (óxidos de Fe-ti) (e.g. Lu et al., 2016; Bouzari et al., 2016; Astudillo et al., 2008).

El Desierto de Atacama está compuesto por numerosas cuencas hidrográficas rellenadas principalmente por depósitos de flujos de gravas provenientes del Este de la erosión de Precordillera o Cordillera de Domeyko (Mortimer, 1973; Blanco, 2008). El relleno comienza durante la fase tectónica Incaica Eocena-Oligocena (Maksaev, 1990) bajo condiciones climáticas áridas (Blanco, 2008; Riquelme et al., 2018), lo cual genera un importante flujo de sedimentos y además genera el alzamiento y denudación de sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos, donde la interacción entre sulfuros de Fe-Cu hipógenos con aguas meteóricas puede generar la formación de enriquecimiento supérgeno en estos depósitos (Chávez, 2000). Incluso en cuencas adyacentes se pueden formar depósitos exóticos de cobre, como resultado de la migración lateral de fluidos meteóricos enriquecidos en iones metálicos (Münchmeyer, 1996; Fernández-Mort, 2018). Además, la erosión de los DPCs puede contribuir con clastos provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal y con minerales accesorios al relleno sedimentario (Riquelme et al., 2018; Fernadez-Mort et al., 2018; Pizarro et al., 2019). Durante el Mioceno, la transición hacia condiciones climáticas hiperáridas y migración de la deformación hacia el Este, generan un bajo flujo sedimentario, preservación de los horizontes de enriquecimiento supérgeno y depósitos exóticos de cobre y además favorecen la conservación de señales mineralógicas, geoquímicas y magnéticas en los sedimentos (Pizarro et al., 2019). De esta manera el conocimiento sobre las características petrográficas y geoquímicas de minerales accesorios (e.g. Ballard, 2002; Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016; Lu et al., 2016), y de señales magnéticas (Astudillo et al., 2008; 2010; Riveros et al., 2014; Clark, 2014; Tapia et al., 2016) en sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos, integrado con el estudio de estas mismas propiedades en la fracción fina de la matriz de estratos sedimentarios que

rellenan cuencas adyacentes a estos depósitos metalíferos, puede ser fundamental para comprender la relación que existe entre la denudación de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero (fuente) y los depósitos sedimentarios adyacentes (cuenca), resumiendo la hipótesis en la compresión de una relación *source to sink* (Fig. 1.1). Adicionalmente, esta comprensión podría sustentar un enfoque económico, debido a que varios trabajos han centralizados sus esfuerzos en la aplicación de técnicas de exploración geoquímica en áreas cubiertas por gravas, especialmente en relación con depósitos de Cu (e.g. Cameron et al., 2004; Townley et al., 2003; Palacios et al., 2005; Brown et al., 2019), y han tenido un éxito relativo. En este contexto, han sido documentadas las características petrográficas y señales geoquímicas de varios minerales accesorios asociados con cuerpos mineralizados, tales como circones, magnetitas, entre otros, sin embargo, su uso ha sido pobremente testeado en depósitos sedimentarios adyacentes (e.g. Pisiak et al., 2017).

Para testear la relación entre la denudación de un cuerpo mineralizado y sedimentos adyacentes a través de señales mineralógicas presentes en el registro estratigráfico, esta investigación se ha focalizado en el estudio de las características petrográfica y medición de señales geoquímicas en apatitos y circones, además de la obtención de propiedades magnéticas tanto en rocas provenientes de áreas fuentes, como del registro sedimentario de cuencas adyacentes. Los lugares seleccionados para el desarrollo de esta investigación se localizan en la cordillera de Domeyko y corresponden a: 1) Distrito Minero Chuquicamata (DMCh), donde se recolectaron muestras del yacimiento Chuquicamata (Pórfido Este) y también de intrusivos estériles localizados en los alrededores de este depósito, 2) Distrito Minero Centinela (DMC), en este caso, las muestras provienen de los depósitos tipo pórfido cuprífero de Mirador (Pórfido Granodiorítico Principal) y Esperanza (Pórfido Granodiorítico Principal) y del registro sedimentario del Distrito, y 3) Distrito Minero Escondida (DME), en este sitio, las muestras fueron obtenidas del pórfido cuprífero Escondida (Fig. 1.2).

1.2. Hipótesis y objetivos

1.2.1. Hipótesis

En esta tesis doctoral se hipotetiza que el estudio de las características petrográficas y geoquímicas de minerales pesados y señales magnéticas de los sedimentos del registro estratigráfico de cuencas adyacentes a sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos,

tienen el potencial para comprender la denudación de estos sistemas, y también, conducir a la identificación de áreas prospectivas para la mineralización porfídica de cobre (Fig. 1.1).

1.2.2. Objetivos

Objetivo General

El objetivo general de este estudio es trazar la presencia de depósitos de pórfidos cupríferos en registros sedimentarios adyacentes mediante la exploración de características mineralógicas (petrográficas, geoquímicas y magnéticas) tanto el área fuente como en la matriz de los sedimentos

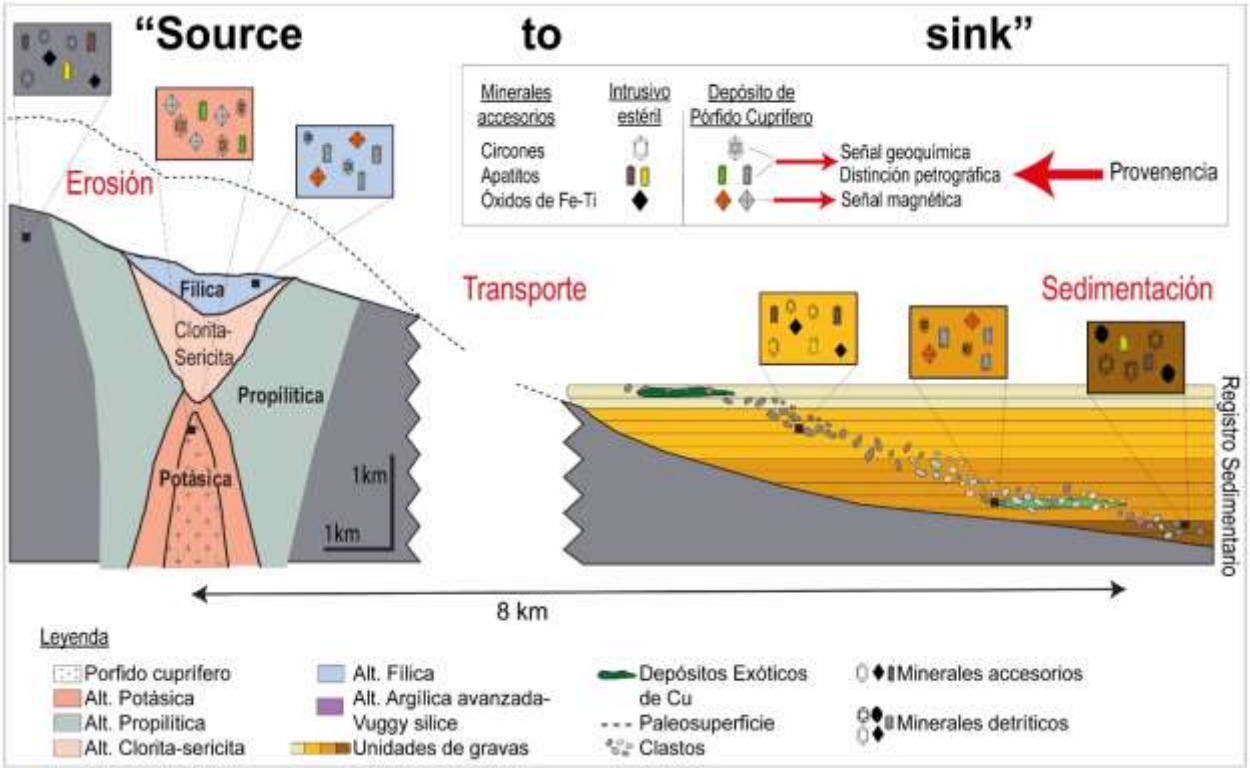


Figura 1.1 Hipótesis. Evolución de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero y el relleno de una cuenca sedimentaria adyacente. La erosión del depósito de pórfido cuprífero se registra en las gravas adyacentes por medio de fragmentos clásticos y minerales accesorios provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal.

Objetivos Específicos

1) Investigar las características petrográficas y señales geoquímicas de circones como un mineral indicador de pórfido cuprífero en el registro sedimentario.

2) Investigar las características petrográficas y señales geoquímicas de apatitos como un mineral indicador de pórfido cuprífero en el registro sedimentario.

3) Investigar las propiedades magnéticas de los sedimentos como un indicador de la denudación de depósitos de pórfidos cupríferos.

1.3. Metodologías

Para testear la hipótesis de esta investigación, las metodologías fueron focalizadas en la caracterización petrográfica y la medición de señales geoquímica de apatitos y circones, además de la obtención de propiedades magnéticas de rocas provenientes de sistemas mineralizados tipo pórfido cuprífero y de un registro sedimentario de una cuenca adyacente. El área de estudio se localiza en la Cordillera de Domeyko (o Precordillera) de la Región de Antofagasta en el Norte de Chile, entre los 22°S y 24°S, a una altura de ~ 2.800 m.s.n.m (Fig. 1.2). Los sitios de estudios para desarrollar esta investigación corresponden a: 1) Distrito Minero Chuquicamata (DMCh), donde las muestras fueron recolectadas del Pórfido Granodiorítico Este del Complejo Intrusivo Chuquicamata. Además, en este distrito se tomaron muestras de plutones estériles para la medición de propiedades magnéticas de los alrededores del yacimiento provenientes del Complejo Cerros Chuquicamata, Granodiorita Este, Complejo los Picos y Complejo Fortuna. 2) Distrito Minero Centinela (DMC), en este caso, los circones y apatitos y señales magnéticas fueron obtenidas de muestras provenientes del Pórfido Granodiorítico Principal del yacimiento Mirador y Pórfido Granodiorítico Principal del yacimiento Esperanza. Además, se obtuvieron muestras de las unidades del registro sedimentario del Distrito, las cuales fueron previamente estudiadas (Riquelme et al., 2018). 3) Distrito Minero Escondida (DME), en este sitio, solamente se tomaron muestras provenientes Stock granodiorítico-monzodiorítico Escondida del depósito de Escondida. Las siguientes metodologías y técnicas son consideradas las más relevantes para los propósitos de este estudio.

1.3.1. Recopilación bibliográfica

La recopilación de información bibliográfica para esta investigación se centralizó en; a) los principales aspectos geológicos de las rocas del área fuente y del registro sedimentario (marco geológico, capítulo 2), b) las características petrográficas y geoquímicas de minerales accesorios en depósitos de pórfidos cupríferos, y c) propiedades magnéticas de las rocas (Anexo A).

1.3.2. Campañas de terreno y muestreo

Un total de ~ 45 días de terreno fueron necesarios para definir sitios de interés para llevar a cabo este estudio y realizar la toma de muestras, donde el muestreo se realizó en el área fuente y en el registro sedimentario. Las campañas de terreno fueron realizadas en el DMCh (10 días) y DMC (20 días), mientras que las muestras provenientes del DME fueron recolectadas a partir de los rechazos de las muestras utilizadas por Rivero et al., (2014). El muestreo y la preparación de las muestras es detallado desde el capítulo 3 al 7.

1.3.3. Análisis Mineralógico

Microscopio óptico convencional. Secciones delgadas fueron descritas mediante un microscopio óptica de luz polarizada transmitida y reflejada para corroborar las asociaciones mineralógicas presente en las muestras provenientes de las diferentes zonas de alteración hidrotermal presentes en cada uno de los depósitos (Anexo B). Briquetas confeccionadas con minerales accesorios fueron utilizadas para observar y describir las características petrográficas de apatitos, circones y magnetitas provenientes de rocas del área fuente y el registro sedimentario.

Microscopio electrónico de barrido (SEM, siglas en inglés). Briquetas confeccionadas con granos de apatitos provenientes del área fuente y granos de magnetita del registro sedimentario fueron observadas a través de un SEM acoplado a un espectrómetro de dispersión de energía (EDS, siglas en inglés) para definir morfologías, tamaños, textura y la composición semicualitativa de los granos y además, obtener imágenes de alta resolución.

Análisis de catodoluminiscencia. Estudio de catodoluminiscencia fueron realizados sobre cristales de circones y apatitos provenientes tanto de los depósitos de pórfidos cupríferos como del registro sedimentario del DMC, estos con el objetivo de observar colores de luminiscencia, morfologías externas y estructuras internas, además de obtener imágenes microscópicas de alta resolución.

1.3.4. Análisis Geoquímicos

Microsonda electrónica de Barrido (EMPA, siglas en inglés). Los análisis de EMPA fueron realizados sobre granos de circones y apatitos seleccionados de muestras provenientes de los depósitos de pórfidos cupríferos y del registro sedimentario del DMC. Esta técnica no destructiva permite el análisis químico cualitativo y cuantitativo de sustancias sólidas a escala micrométrica. Su principio de funcionamiento consiste en la excitación de la

superficie de la muestra (previamente pulida) mediante un haz de electrones, acelerados entre 15 y 35 keV y focalizados en un diámetro que oscila entre 1 y 10 µm. Los rayos X característicos generados en la muestra son detectados por espectrómetros dispersores de longitud de onda. Para efecto de este estudio, mediciones *insitu* fueron realizadas bajo un voltaje de excitación de 15 keV y focalizadas en un diámetro que osciló entre 4 y 10 µm, donde las concentraciones geoquímicas de elementos mayores y menores fueron proporcionadas en porcentajes de óxido de cada elemento. Todo esto con el objetivo de obtener la concentración de elementos mayores y menores de estos minerales.

Espectrometría de masas por ablación láser con fuente de plasma de acoplamiento (LA-ICP-MS, siglas en inglés). Los análisis de LA-ICP-MS fueron realizados en los mismos sitios en los cuales se realizaron los análisis EMPA mencionados anteriormente, es decir, en los mismos apatitos y circones provenientes de los DPCs y de los sedimentos de DMC. Esta técnica permite la determinación del contenido en elementos químicos a nivel de trazas. Su principio de funcionamiento consiste en que un potente rayo láser de nanosegundos elimina el material de la superficie de la muestra, donde la interacción entre el láser y la superficie de la muestra provoca el calentamiento, la evaporación y la ionización del material de la muestra. Esto, genera una columna de partículas e iones, los cuales se transporta a través de un flujo constante de gas, argón y/o helio, a un ICP-MS. El material de la muestra se ioniza posteriormente en un plasma acoplado por inducción, y sus especies atómicas se transportan como iones, y se separan y analizan en función de su relación masa-carga a lo largo del tiempo. Por lo tanto, LA-ICP-MS puede proporcionar composiciones de elementos principales y traza en una muestra hasta los límites de detección de 10 partes por billón (ppb). Para efecto de este estudio, las mediciones fueron realizadas por medio de un láser con diámetro de 34 µm y con un tiempo de ablación de entre 40 y 60 s con flujo de gas de He, donde las concentraciones de elementos mayores y trazas fueron proporcionadas en partes por millón (ppm) de cada elemento. Todo esto con el objetivo de obtener la concentración de elementos mayores y trazas de estos minerales

1.3.5. Análisis magnético

Susceptibilidad magnética másica (χ). Valores de χ fueron obtenidos en todas las muestras de este estudio previo a cualquier análisis de tipo destructivo o que afecte los parámetros magnéticos originales. La susceptibilidad magnética corresponde a la capacidad de una sustancia para adquirir magnetización (M) bajo un campo magnético inducido (H) (Tauxe,

1998; 2005; Lanza y Meloni, 2006; Dearing, 1999; Evans y Heller, 2003). El valor de χ está dado por la concentración de componentes ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos.

Susceptibilidad magnética es la dependiente de la frecuencia ($\chi_{fd\%}$). Este parámetro se calculó en todas las muestras utilizadas en este trabajo y corresponde a la diferencia observada en la susceptibilidad magnética cuando esta es medida en dos frecuencias diferentes, baja frecuencia (χ_{Lf}) y alta frecuencia (χ_{Hf}) y se calcula de la siguiente forma; $\chi_{fd\%}$: $((\chi_{Lf} - \chi_{Hf})/ \chi_{Lf})$ x100 (Dearing et al., 1996). $\chi_{fd\%}$ es particularmente útil para detectar la presencia de partículas muy pequeñas, partículas superparamagenticas (SP) (Dearing et al., 1996a, 1996b; Evans y Heller, 2003).

Experimentos termomagnéticos (temperatura de Curie). Estos experimentos se realizaron en muestras del área fuente y del registro sedimentario, que presentaban señales magnéticas distintivas. Las temperaturas de Curie se miden aplicando un gran campo y una temperatura que va variando en intervalos de tiempo regulares, y se mide la respuesta magnética de la muestra en función de la temperatura (susceptibilidad magnética versus temperatura) (Tauxe, 1998). Esta técnica permite estimar de forma directa la composición de los minerales magnéticos presentes en la muestra a través de su Temperatura de Curie.

Ciclos de histéresis. Experimentos de histéresis fueron realizados en todas las muestras provenientes del área fuente y a lo largo del registro sedimentario del DMC. Estos experimentos miden la magnetización (M) de una muestra bajo la aplicación de un campo constante (H), donde la saturación del campo alcanza 1 T. La visualización gráfica nos permite distinguir entre comportamientos diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos. Además, el procesamiento de esta curva nos permite obtener información magnética importante a partir de los parámetros de saturación magnética (M_s), remanencia magnética (M_r), fuerza de coercividad (H_c) y fuerza de coercividad remanente (H_{cr}). Además, es posible obtener la susceptibilidad magnética de bajo campo (χ_{lofi}), la susceptibilidad magnética de alto campo (χ_{hifi}) y la susceptibilidad magnética de los minerales ferrimagnéticos (χ_{ferri}), la cual corresponde la diferencia entre las dos susceptibilidades (χ_{ferri}: χ_{lofi} - χ_{hifi}). Estos parámetros dependen de la concentración, de la composición y del tamaño de dominio magnético (Tauxe, 1998).

Adicionalmente, la relación entre las razones de magnetización y de coercividad nos permite discriminar, a través del diagrama teórico de Day Plot (cf. Dunlop, 2002a), entre

diferentes tamaños de dominio magnéticos, correspondientes a: multidominio (MD), pseudodominio simple (PSD), dominio simple (SD) y partículas superparamagneticas (PSD).

Magnetización Remanente Isotermal (IRM, siglas en inglés). Los experimentos de IRM se realizaron en muestras del área fuente y a lo largo del perfil del registro estratigráfico del DMC. La inducción magnética se realiza por medio de un campo magnético intenso directo (H), cuyos valores alcanza hasta 1 T. Estos estudios se basan 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, por medio de la saturación de remanencia magnética (SIRM), campo magnético de saturación (Hsat) y la forma de la curva de magnetización adquirida (M v/s H). El análisis estadístico de los valores de IRM, estimado a partir de las rutinas de Kruiver et al. (2001), entregan información adicional acerca del número de componentes magnéticos presentes en la muestra e información sobre el tamaño de grano de los dominios magnéticos.

Adicionalmente, a partir de lo experimentos de IRM en los sedimentos se calculó la S-ratio, la cual consiste en la saturación de una muestra siguiendo la dirección SIRM y exponer esto a un campo inverso (típicamente igual a 0,3 T). La ratio-S se obtiene a través de la división de del campo externo por SIRM (S-ratio: $(1\text{-}IRM_{-0.3T}/IRM_{1T})/ 2$; Kruiver et al., 2001). El principal propósito es proporcionar una medida de la cantidad relativa de remanencia de alta coercividad (dura) a remanencia de baja coercividad (blanda). En muchos casos, esto proporciona una estimación rápida de la importancia relativa de los minerales antiferromagnéticos (minerales magnéticos duros, tales como hematita y goethita) versus ferrimagnéticos (minerales magnéticos blando, tales como magnetita y maghemita). Valores próximos a 1 indican que la remanencia es dominada por minerales magnéticos blandos, mientras que, si estos valores son próximos a 0, la remanencia es dominada por minerales magnéticos duros.

Magnetización remanente anhisteretica (ARM, siglas en inglés). Los experimentos de ARM solo se realizaron a lo largo del perfil sedimentario. La ARM constituye otra de las formas de como las muestras pueden adquirir una magnetización remanente. A diferencia del IRM, los experimentos se realizan en presencia de un campo magnético alterno (AF) y bajo la presencia de un campo magnético estacionario (Ho). El campo magnético alterno alcanza hasta los 100 mT, mientras que Ho es 5 órdenes de magnitud menor y es igual a 50

µm (Ho representa la magnitud del campo magnético de la tierra). El efecto del campo magnético Ho es sobreimpuesto al del campo AF, el cual cumple el rol de relajar el sistema y reorientar los momentos magnéticos dipolares permanentes en forma aleatoria. A partir de la división de los valores de ARM por Ho, se obtiene la susceptibilidad de ARM (χ_{ARM}). Ambos parámetros, ARM y χ_{ARM}, son excelentes indicadores de la presencia de granos SD (e.g., Maher y Taylor, 1988) debido al hecho que los granos MD generalmente tienen coercividades extremadamente bajas y no pueden retener ningún ARM significativo.

Curvas de ARM y desmagnetización AF. La curva de adquisición ARM y desmagnetización AF provienen del registro sedimentario del DMC. Estos experimentos solo se realizaron en algunas muestras con señales magnéticas distintivas. Las curvas de adquisición ARM, al igual que en el caso anterior, se obtienen bajo un campo estacionario Hc, pero bajos diferentes campos AF (2, 5, 7, 12, 17, 25, 30, 40, 50, 80 y 100 (mT)), mientras que la desmagnetización solo se realizar bajo la presencia de campos alternos, similares a los utilizados por las curvas de ARM. A partir de los valores y forma de estas curvas, principalmente, es posible inferir variaciones del tamaño de dominio magnético de los componentes presentes en las muestras (Tauxe, 1998).

1.4. Organización tesis

Con el propósito de presentar estructuradamente todos los aspectos relevantes de esta investigación, la presente tesis doctoral ha sido organizada en 9 capítulos:

El **Capítulo 1** corresponde al capítulo de introducción, y en él se presentan el planteamiento del problema, la hipótesis, los objetivos y las metodologías a utilizar en este trabajo. Adicionalmente se entregan antecedentes teóricos relevantes necesarios para la compresión de esta investigación.

El **Capítulo 2** corresponde al marco geológico, el cual presenta una revisión general y actualizada de la geología de los depósitos de pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida y del registro sedimentario del Distrito Minero de Centinela.

El **Capítulo 3** reporta las características petrográficas y geoquímicas de circones provenientes de los depósitos de pórfidos cupríferos con el objetivo de evaluar y validar el uso de estas características como trazadores de fertilidad metalogénica.

El **Capítulo 4** presenta las características petrográficas y geoquímicas de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC con el objetivo de evaluar este mineral como un indicador de la presencia de DPCs en sedimentos adyacentes.

El **Capítulo 5** reportan las características petrográficas y geoquímicas de apatitos provenientes de los depósitos de pórfido cuprífero con el fin de validar a este mineral como un indicador de este tipo de depósitos. Adicionalmente este capítulo presenta un testeo preliminar de apatitos detríticos del registro sedimentario del DMC con el objetivo de evaluar este mineral como un indicador de la presencia de DPCs.

El **Capítulo 6** reportan las propiedades magnéticas y características microscópicas de óxidos Fe-Ti de los depósitos de pórfidos cupríferos aquí estudiados y de cuerpos intrusivos sin mineralización localizados en los alrededores del yacimiento Chuquicamata. Esto con el propósito de aislar una señal magnética de DPCs distintiva de rocas intrusivas estériles de composiciones litológicas similares y así validar el uso de señales magnéticas como un registrador del tipo e intensidad de la alteración hidrotermal.

El **Capítulo 7** presenta las propiedades magnéticas acoplada a observaciones mineralógicas de óxidos de Fe-Ti provenientes de cuatro secuencias sedimentarias de origen fluvio-aluvial del Distrito Minero Centinela con el objetivo de desentrañar el origen de la señal magnética provenientes de la matiz de los sedimentos de grano grueso depositadas en una región árida-hiperárida y así, evaluarla como un indicador de la denudación de depósitos de pórfidos cupríferos y validar su uso como un indicador de las condiciones climáticas y/o tectónicas en la cual los sedimentos fueron depositados.

El **Capítulo 8** presenta una síntesis general acerca de la evolución magmática-hidrotermal de un depósito de pórfido cuprífero trazada a partir de minerales accesorios y discute el uso de las propiedades magnéticas y características petrográficas y geoquímicas de minerales detríticos contenidos en los sedimentos como trazadores de la denudación de un DPC.

Finalmente, el **Capítulo 9** contiene las conclusiones generales obtenidas de esta investigación.

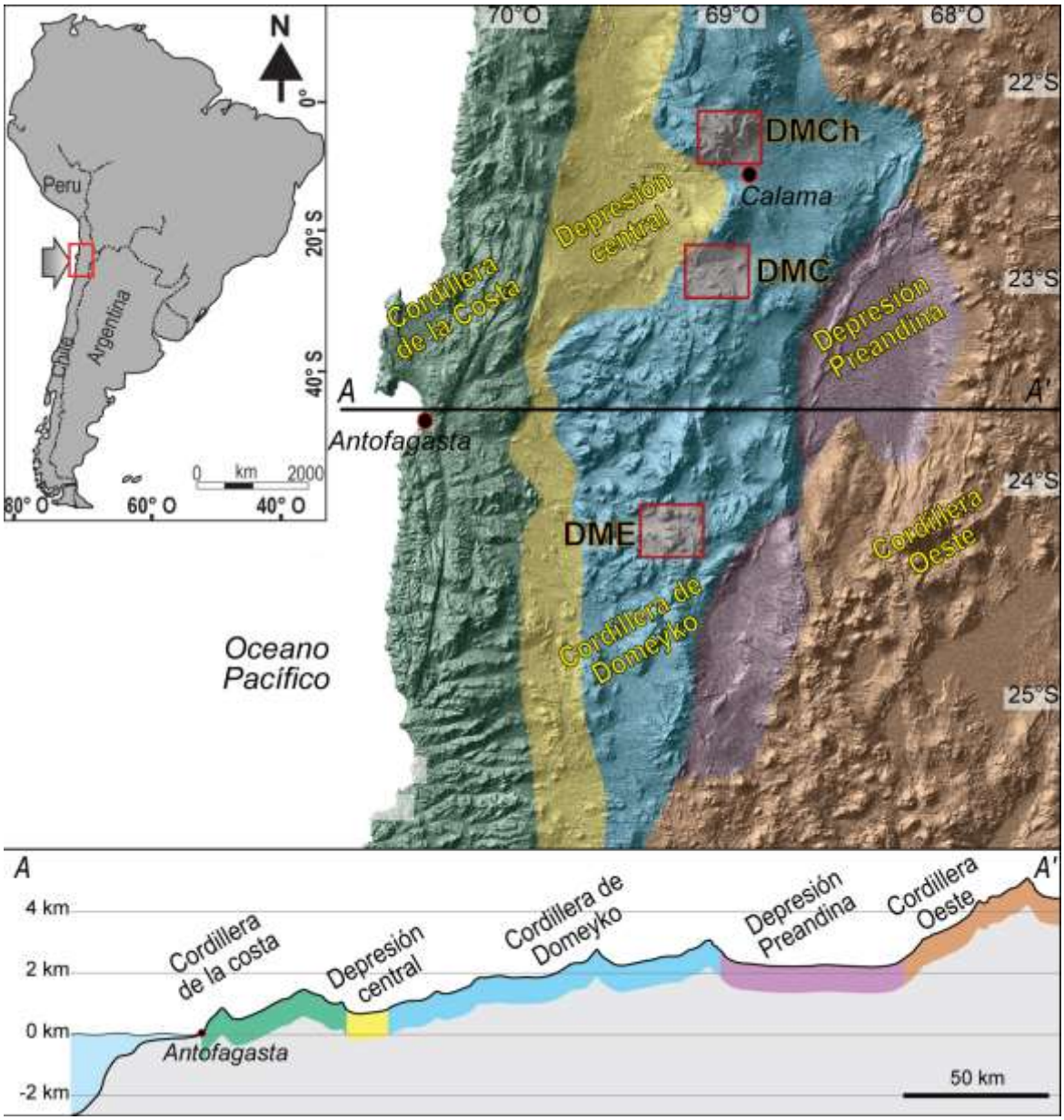


Figura 1.2 Modelo de Elevación Digital (DEM, siglas en inglés) entre los ~22ºS y ~25ºS que muestra las principales unidades fisiográficas. Los cuadros rojos muestran los sitios de estudios de esta tesis de investigación, los cuales corresponden al, Distrito Minero de Chuquicamata (DMCh), Distrito Minero de Centinela (CMD) y el Distrito Minero de Escondida (DME). La línea AA' marca la posición del perfil topográfico representativo de la segunda región (Tomado de Fernández-Mort (2019)).

1.5. Marco teórico

1.5.1. Definición y características de un depósito de pórfido cuprífero

1.5.1.1. Formación de un depósito de pórfido cuprífero

Los magmas formadores de depósitos de pórfidos cupríferos son generados en la cuña mantélica debido al metasomatismo en la loza oceánica subductada, los cuales por

medio de flotabilidad ascienden hasta establecerse en la base de la corteza suprayacente producto del contraste de densidad (Fig. 1.3) (Richards, 2003; Fumagalli y Poli, 2005). Debido a que estos magmas presentan un alto estado de oxidación, el azufre está presente preferentemente como sulfato, y los elementos calcófilos, tales como el Cu, Mo y Au son incompatibles (es decir ellos son retenidos en el fundido) (e.g. Spooner, 1993; Richards, 1995; 2003). El inicio de la cristalización en estos magmas, liberan calor, lo cual causa la fusión parcial de las rocas de la corteza inferior, lo que genera mezcla entre estos magmas y conduce a una evolución magmática, en la zona de MASH o "zona caliente" (Fig. 1.3), generando magmas intermedios a félsicos, híbridos, ricos en metales y elementos volátiles, con una densidad menor que las rocas circundantes (Huppert y Sparks; 1988; Richards, 2003), lo que permiten su ascenso a través de la corteza (Tosdal y Richards, 2001). El ascenso de los magmas es impulsado principalmente por la fuerza de flotabilidad y este fenómeno es principalmente controlado por estructuras, principalmente del tipo strike-slip paralelas al orógeno y translitosféricas, las cuales sirven como un control primario en el emplazamiento del magma en muchos arcos volcánicos de todo el mundo (Vigneresse y Tikoff, 1999; Richards, 2003). Un mecanismo de retroalimentación comenzara a operar, por lo que las fallas preexistentes facilitan el ascenso del magma y el calor liberado debilita aún más la corteza y focaliza la deformación, donde ajustes estructurales, ofrecen grandes extensiones de bajo *stress* durante deformación transpresional (Richards, 2003, Sillitoe, 2010). Tales sitios representan conductos verticales de permeabilidad relativamente alta, por lo que los magmas ascenderán preferentemente por ellos. Por lo tanto, grandes complejos plutónicos de la corteza superior pueden localizarse dentro de estos ajustes estructurales, suministrado un volumen suficiente de magma para generar arcos magmáticos fértiles evolucionado (Fig. 1.3) (Richards, 2003; 2011; 2013; Sillitoe 2010). Posteriormente, el fraccionamiento magmático, recarga y la exsolución de volátiles conducen al desarrollo de sistemas magmático-hidrotermales formadores de depósitos de pórfidos cupríferos y/o epitermales próximos a la superficie (Fig. 1.3).

El ascenso del magma experimenta una progresiva caída de la presión y aumento de la cristalización de minerales anhidridos, lo cual reduce significativamente la solubilidad del agua en la masa fundida y produce la saturación en H_2O del fundido (Burnham, 1979). Esto genera que el agua se separe del magma, generando una fase volátil monofásica acuosa, lo cual va acompañado por fracturamiento de la roca, precipitación de metales, separación de fases, enfriamiento, mezcla e interacción con la roca hospedante (e.g. Heinrich, 2007;

Richards, 2011; Kouzmanov y Pokrovski, 2012). La fase monofásica acuosa es de densidad intermedia, presenta una baja salinidad (2-16% en peso de NaCl), contienen una fase liquida y una fase de vapor en igual proporciones. Esta fase contiene cantidades significativas de CO_2 y cantidades menores de SO_2 (± H_2S) y otros gases menores (H_2, N_2); Además de cantidades variables de HCl, NaCl, KCl y cloruros metálicos cuya concentración depende de la profundidad de exsolución y de la composición del magma parental (Candela, 1989; Hedenquist, et al., 1998; Einaudi et al., 2003). Esta fase se separa en una fase rica en vapor y en otra hipersalina producto de la desgasificación de magma en un amplio rango de temperatura (800 - ~ 300 °C) (Richards, 2011; Kouzmanov y Pokrovski, 2012). La fase rica en vapor (> 60–65 % en vol) es de baja densidad y salinidad, alta en SO_2 y HCl, y baja en NaCl, además, trasporta la mayoría de los metales (Au, Cu, Mo, Zn, Pb, Ag) y es la responsable de la alteración argílica avanzada temprana (e.g. Seo et al., 2012; Sillitoe et al., 2010; Kouzmanov y Pokrovski, 2012). La fase hipersalina líquida corresponde a una fase de alta densidad y salinidad (26-80% en peso de NaCl), por lo cual contiene altas concentraciones de sales disueltas, generalmente NaCl > KCl > $FeCl_2$, además presenta bajos contenidos de SO_2 y HCl y el contenido de metales es moderado (White, 1990; Seo et al., 2012). Esta fase junto con fluidos monofásicos, son responsable de la alteración potásica y de la mineralización en profundidad (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010; Kouzmanov y Pokrovski, 2012). Adicionalmente en zonas más periférica de los intrusivos porfídicos las salmueras cloruradas-sódicas de Ph neutro-alcalinos forman la alteración propilítica, en respuesta al descenso de la temperatura (425° - 250° C) y a la disminución gradual de la razón K+/H+. (Meyer y Hemley, 1967). Posteriormente, producto del aumento de la solidificación del magma, todo el sistema se enfría progresivamente, y la roca puede fracturarse de manera frágil. Bajo estas condiciones una fase acuosa de salinidad baja a intermedia (0,2 - 20% en peso de NaCl) generada en un rango de temperaturas relativamente bajas (450 - 150 °C), puede formar la alteración sericita-clorita y fílica y mineralización asociada. Este mismo liquido también casusa la mineralización de las partes periféricas del sistema, incluyendo los litocaps supreyacentes (Hedenquist et al. 1998). El progresivo decline termal del sistema combinado con la erosión de la paleosuperficie *synmineral* resulta en una característica sobreimposición (efecto *telescoping*) parcial o total de las alteraciones y mineralización más jóvenes sobre más antiguas, lo cual va en paralelo con la solidificación del reservorio de magma saturado en volátiles subyacente (Burnham, 1979; Fournier, 1999; Sillitoe, 2010).

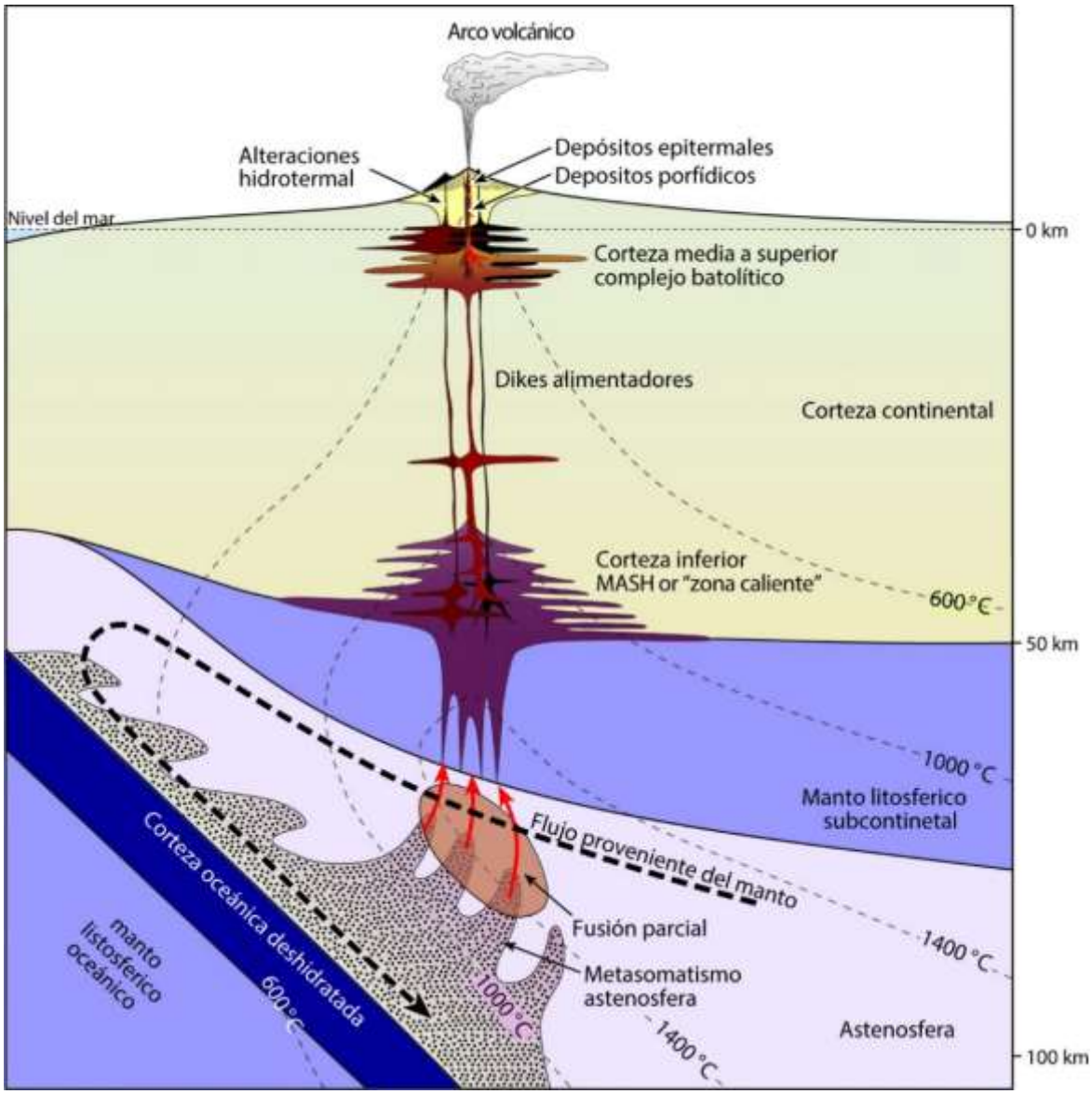


Figura 1.3 Perfil esquemático de la zona de subducción asociada a la evolución magmática-hidrotermal de un depósito de pórfido cuprífero. El perfil muestra el desarrollo de un MASH o "zona caliente" en la base de la corteza donde los magmas del arco basáltico se acumulan en su nivel de flotación neutra, se diferencian e interactúan con las rocas de la corteza inferior y se funden. Los magmas andesíticos evolucionados, menos densos, se elevan hacia la corteza media-alta por medio de zonas estructurales debilitadas, donde se asientan en su nuevo nivel de flotación neutra para formar complejos batolíticos. A partir de estos complejos fluidos magmáticos exsueltos ascienden, se enfrían e interactúan con las rocas cercanas a la superficie para formar depósitos de pórfidos cupríferos y/o epitermales a niveles someros. Modificado de Richard (2003, 2005,2011).

1.5.1.1. Alteración hidrotermal

Los depósitos de pórfidos cupríferos están compuestos por sistemas magmáticos hidrotermal que involucran grandes volúmenes de rocas alteradas (~ 10 – 100 km^3) resultantes de la extensa circulación de fluidos hidrotermales a niveles corticales someros (Beane y Titley, 1981; Beane y Bodnar, 1995; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Las

diferentes asociaciones mineralógicas resultantes de los procesos de interacción fluido hidrotermal-roca dependen fundamentalmente de las condiciones físicas y químicas impuestas por los fluidos, de la composición mineralógica original de la roca de caja y de la razón fluido/roca (Reed, 1997). La alteración hidrotermal implica modificaciones químicas, reemplazos y/o disolución de los minerales primarios, además nuevos minerales comúnmente precipitan directamente desde los fluidos hidrotermales (e.g. cuarzo, sulfuros de Fe, Fe-Cu, Mo), los que conforman las clásicas "zonas de alteración" (Fig. 1.4) (Rose, 1970; Beane y Titley, 1981; Beane y Bodnar; 1995, Sillitoe, 2010). A continuación, se describen los principales tipos de alteración hidrotermal observados comúnmente en las rocas que conforman un pórfido cuprífero.

Alteración potásica: En zonas proximales a las intrusiones porfídicas y en la roca de caja, como consecuencia de los episodios hidrotermales tardimagmáticos, se desarrollan asociaciones mineralógicas caracterizadas por la ocurrencia de feldespato potásico, biotita y magnetita (Fig. 1.4) (Lowell y Guilbert, 1970). Esta asociación mineralógica, denominada alteración potásica, se forma a partir de fluidos hipersalinos acuosos y/o monofásicos ricos en Na, K y Fe y con pH neutros a alcalinos con temperaturas que varían entre 450° y 650° C aproximadamente (Titley y Beane, 1981; Ulrich et al., 2001; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Por lo general, la mineralización típica de esta alteración corresponde a calcopirita y bornita con menor pirita.

Alteración propilítica: Simultáneamente al desarrollo de la alteración potásica, pero en zonas periféricas de las intrusiones porfídicas, se forma clorita, epidota y calcita, los cuales en conjunto constituyen la zona de alteración propilítica (Fig. 1.4) (Lowell y Guilbert, 1970). El desarrollo de la alteración propilítica ha sido interpretada como una respuesta mineralógica a la disminución de la temperatura de los fluidos hidrotermales hacia un rango aproximado entre 250° y 425° C y a la disminución gradual de la razón K^+/H^+ (Beane y Titley, 1981). Evidencias isotópicas sugieren además que el desarrollo de la alteración propilítica requiere la incorporación de fluidos de origen meteórico en el sistema hidrotermal (Norman et al., 1991). Esta alteración puede presentar cantidades importantes de pirita y menores concentraciones de galena y esfalerita, además de magnetita, maghemita y hematita.

Alteración fílica: Este tipo de alteración aflora en partes menos profundas del sistema (Fig. 1.4) e implica la destrucción parcial o total de feldespatos primarios y su reemplazo por

sericita y cuarzo como consecuencia de procesos de hidrólisis en presencia de fluidos hidrotermales ácidos, proceso que también involucra la desestabilización de magnetita en favor de la formación de pirita y rutilo (Beane y Bodnar, 1995). Los fluidos relacionados a la alteración fílica presentan salinidades moderadas a bajas, normalmente menores a 15% NaCl eq. y temperaturas variables entre 200° y 350°C aproximadamente (Ulrich et al., 2001), lo cual implica que la formación de esta asociación mineralógica responde esencialmente al enfriamiento y acidificación de los sistemas hidrotermales (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Por lo general, esta alteración se encuentra sobreimpuesta a las otras alteraciones y oblitera parcial o totalmente las asociaciones mineralógicas formadas previamente (Beane y Titley, 1981; Sillitoe; 2010). El sulfuro más común de esta alteración es la pirita y puede presentar cantidades menores de sulfuros de As, Cu y Mo.

Alteración clorita-sericita: Esta alteración puede extenderse en gran volumen en las partes menos profundas de algunos depósitos de pórfidos cupríferos donde se sobreimpone a la alteración potásica (Fig. 1.4) (Sillitoe, 2010). Esta alteración es una variante de alteración hidrolítica más débil respecto a la alteración fílica y se caracteriza por la ocurrencia de clorita y sericita/illita (Hedenquist et al., 1998). Esta alteración se genera por la circulación de fluidos oxidados y ácidos de densidad y salinidad moderada de baja temperatura < ~350 °C ricos en metales (Sillitoe, 2010). En algunos depósitos, puede contener importantes cantidades de Cu (e.g. Cerro Colorado, norte de Chile; Bouzari y Clark, 2006). Además, la presencia de martita, hematita y especularita son típicas de esta alteración (Sillitoe, 2010).

Alteración argílica avanzada: En zonas distales a las intrusiones porfídicas y en la roca de caja (Fig. 1.4), como consecuencia del escape de una fase rica en vapor de baja presión que no alcanza la superficie, se desarrollan asociaciones mineralógicas caracterizadas por la ocurrencia de arcillas, tales como dickita, pirofilita y alunita (Lowell y Guilbert, 1970; White y Hedenquist, 1995; Einaudi et al., 1993). Esta asociación mineralógica, denominada alteración argílica avanzada, se forma a partir de condesados extremadamente ácidos (pH<4) con temperaturas moderadas aproximadamente ~ 400° C (Corbett y Leach, 1998). Las diferentes asociaciones mineralógicas que conforman las zonas de alteración argílica avanzada frecuentemente forman texturas moteadas, habitualmente inmersas en rocas intensamente silicificadas (Padilla-Garza et al., 2001; Sillitoe, 2010). En esta alteración es común la presencia de pirita, enargita, covelina y concentraciones de Au y Ag (Sillitoe, 2010).

Un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero, también puede contener otro tipo de alteraciones hidrotermales, tales como la alteración calco-sódica, argílica intermedia y/o silicificación, las cuales no han sido descritas anteriormente debido a que no han sido muestreadas en esta investigación. Para mayor detalle revisar, Lowell y Guilbert (1970), Beane y Bodnar (1995), Seedorff et al. (2005), Sillitoe (2010), Richards (2011).

1.5.1.2. Mineralización hipógena

La mineralización en este tipo de depósitos, por lo general, corresponde a sulfuros de Cu-Fe ± Mo y puede contener concentraciones menores de Au, donde la mineralización es de baja ley y se presenta en enrejados de vetillas (stockwork) y de forma diseminada, en las intrusiones porfídicas y/o en roca de caja (Gustafson y Hunt, 1975; Seedorff et al., 2005). Gran parte de los metales transportados precipitan como una consecuencia del descenso de la temperatura, variaciones del pH y cambios en el estado de oxidación de los fluidos hidrotermales (Corbett y Leach, 1998; Reed y Palandri, 2006). La disminución de la temperatura provoca la disminución de la solubilidad del Cu y Fe (Heinrich et al., 2005), producto de la desestabilización de los complejos metálicos, lo cual genera la liberación de iones metálicos y su posterior unión a los sulfuros acuosos (Reed y Palandri, 2006). La disminución de la temperatura en los fluidos hidrotermales ocurre por interacción con la roca de caja, mezcla con fluidos meteóricos y/o cristalización gradual de los magmas a partir de los cuales los fluidos son exsueltos (Shinohara y Hedenquist, 1997; Sillitoe, 2010). Por otra parte, en zonas más distales a las intrusiones porfídicas, producto de la ebullición de la fase rica en vapor se genera la segregación selectiva de componentes químicos tales como CO_2 y H_2S, lo cual va acompañado por el aumento del pH y el estado de oxidación en fluidos acuosos, lo que promueve la precipitación de metales como sulfuros hipógenos, tales como pirita, enargita, covelina, con concentraciones de Au y Ag (Drummond y Ohmoto, 1985; Sillitoe, 2010).

1.5.1.3. Enriquecimiento supérgena y formación de un depósito exótico de cobre

Los depósitos de pórfidos cupríferos expuesto a condiciones climáticas semiáridas – áridas con una precipitación media anual (PMA) > 40 mm/año (Rech et al., 2006), y posteriormente en condiciones climáticas hiperáridas (PMA < 10 mm/año; Rech et al., 2006; Jordan et al., 2014), pueden generar enriquecimiento supérgeno producto de modificación de la mineralización hipógena de Cu, la cual se sobreimpone a la alteración hidrotermal y mineralización hipógena (Chávez, 2000). En este caso la removilización del cobre y eventual

formación de mineralización supérgena, se relaciona a la circulación de aguas meteóricas, cuyas condiciones altamente oxidantes destruyen los sulfuros primarios de Fe-Cu, combinado con el azufre liberado y originando ácido sulfúrico, principal responsable de la fuerte lixiviación de las rocas (Chávez, 2000; Sillitoe et al., 2005). En la parte superior del sistema, la interacción de sulfuros de Fe y Fe-Cu con aguas meteórica tiende a formar una cobertura de óxidos e hidróxidos de hierro (hematita, goethita, jarosita, etc.), minerales que son estables bajos las nuevas condiciones fisicoquímicas (Fig. 1.5). El cobre en solución migra en forma de sulfatos solubles, estables en condiciones oxidantes y acidas. La neutralización de las soluciones acidas, por reacción con los minerales de la roca huésped provoca la precipitación de minerales oxidados de Cu, en una secuencia de estabilidad dependiente del pH y el estado de oxidación (Eh) del fluido, de esta manera minerales tales como la crisocola, malaquita, atacamita, copper pitch y wad, son formados (Fig. 1.5) (Chavez, 2000; Fernández-Mort et al., 2018). 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 de Cu, tipo covelina y calcosina, esta zona se denomina nivel de enriquecimiento secundario (Fig. 1.4). Finalmente, en la zona más profunda donde no hay reacciones con aguas meteóricas, tenemos la zona de sulfuros primarios, zona compuesta principalmente por pirita, calcopirita, y en ocasiones bornita (Fig. 1.5).

Los depósitos exóticos de Cu se forman en cuencas adyacentes a los depósitos de pórfidos cupríferos debido a la migración lateral de fluidos generados por la interacción entre aguas meteóricas y sulfuros de Cu hipógenos (Fig. 1.6) (Münchmeyer, 1996). Lo cual genera la precipitación de minerales oxidados que contienen Cu, correspondientes a silicatos (e.g. crisocola, copperwad, copperpitch), sulfatos (e.g. antlerira, chalcantita), carbonatos (e.g. malaquita) y haluros (e.g. atacamita) de cobre en la matriz de las gravas o en fracturas de rocas adyacentes. Se ha determinado empíricamente que los iones metálicos disueltos se puedan transportar, hasta incluso distancias de 8 km de la fuente dependiendo de las condiciones de Eh y pH de la solución y de la capacidad de neutralización de las gravas y suelos por donde circulan las soluciones (Fig. 1.6) (Clark et al. 1990; Münchmeyer 1996; Chavez 2000; Sillitoe 2005). Estas observaciones consideran que la alteración y zona de mineralización de los depósitos exóticos, depende principalmente de la composición de la roca hospedante y de la relación Cu/S en el depósito primario, y la evolución del pH en la solución. Además, las condiciones climáticas del Desierto de Atacama favorecerían la

evapoconcentración de Cu, lo cual jugaría un rol principal en la formación de este tipo de depósitos (Fernández-Mort et al., 2018). La presencia de gravas mineralizadas truncadas y clastos mineralizados retrabajados indican que la mineralización exótica puede ser contemporánea con la deposición de gravas (Fernández-Mort et al., 2018).

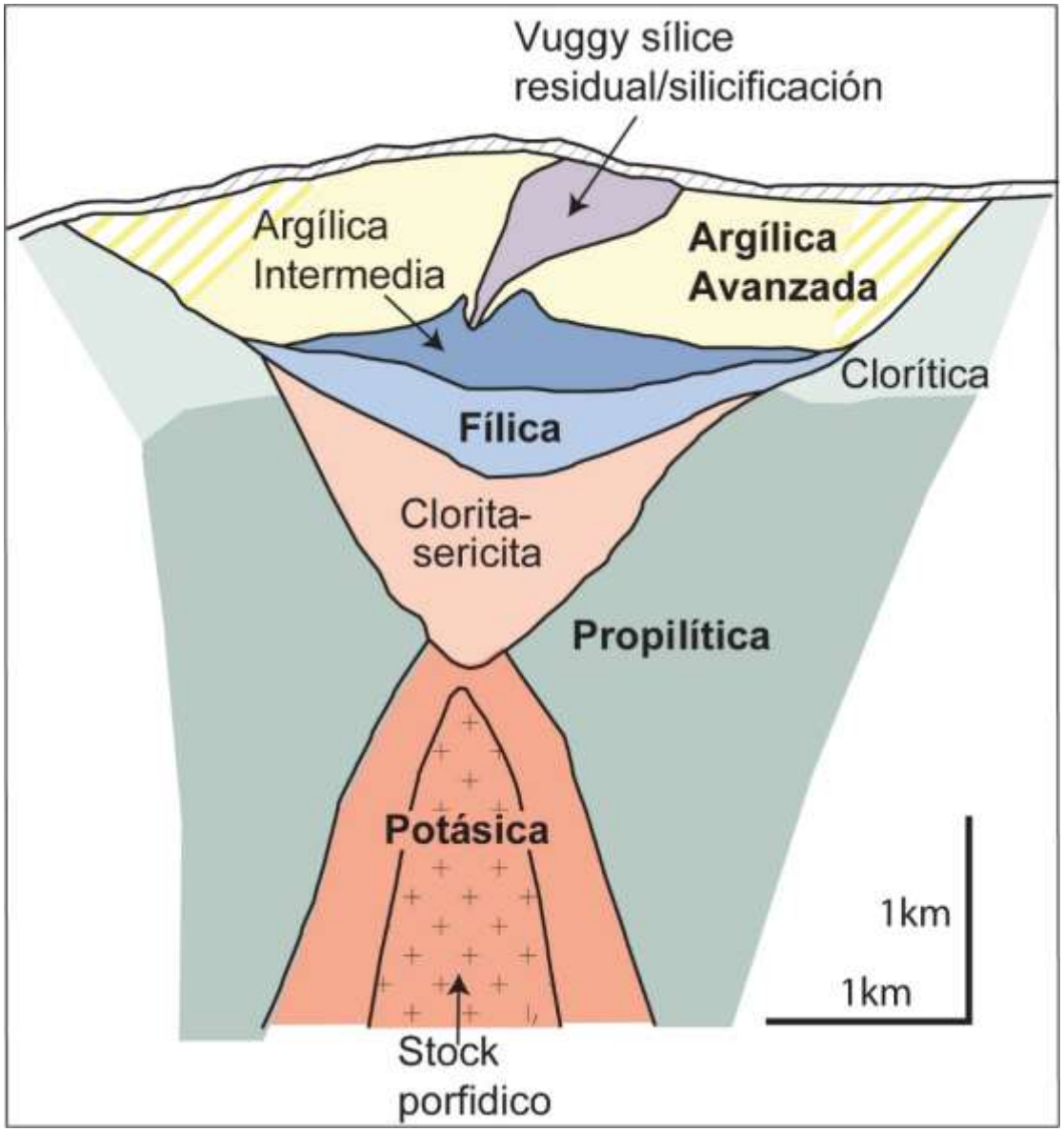


Figura 1.4 Perfil esquemático de la zonación hidrotermal clásica de un depósito de pórfidos cupríferos. Modificado de Sillitoe (2010). Fuentes: Rose, 1970; Lowell y Guilbert, 1970; Beane y Titley, 1981; Beane y Bodnar; 1995, Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010; Richards, 2011.

1.5.2. Evolución del relieve Norte de Chile

Los procesos geomorfológicos que forman el relieve son el resultado de la interacción entre procesos endógenos (e.g. tectónica) y exógenos (e.g. clima), donde la transferencia de material en la superficie de los continentes resulta de la interacción entre

estos procesos (Molnar y England, 1990). Así, el crecimiento de los relieves depende principalmente de la intensidad de los procesos tectónicos, mientras que la redistribución de material depende de la erosión y el transporte sedimentario, los que es controlado principalmente por la tectónica, modulados por el clima. Como resultado, las superficies continentales se caracterizan por una amplia variedad de topografías, que están relacionadas con contextos tectónicos y/o climáticos (Molnar y England, 1990). Algunos entornos climáticos generan topografías específicas, como ambientes glaciares o desérticos. Por su parte, la tectónica define globalmente la presencia o ausencia de relieve, por ejemplo, la aparición de una cordillera es determinada por un contexto tectónico específico.

En la región de antearco del Norte de Chile, entre los 18°S – 27 °S, cinco unidades fisiográficas longitudinales orientadas N-S pueden ser diferenciadas, de Oeste a Este estas unidades corresponden a Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera o Cordillera de Domeyko, Depresiones Preandinas y Cordillera Occidental (Fig. 1.2). El registro geológico que aflora en estas unidades incluye desde rocas Paleozoicas hasta depósitos Holocenos (ver Capitulo 2). Estas unidades fisiográficas principalmente son el producto de la subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana y reflejan la migración hacia el este del arco magmático desde el Mesozoico (Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Ramos, 2012), cuya evolución geomorfológica resultan principalmente de la interacción entre tectónica y clima (Maksaev, 1990; Maksaev y Zentilli, 1999; Riquelme et al., 2007, Riquelme et al., 2018). En la Cordillera de Domeyko (unidad fisiográfica donde se desarrolla la investigación), el ciclo de evolución geomorfológica comienza con un alzamiento y finaliza con la pedimentación (e.g. Riquelme et al., 2007, Riquelme et al., 2018), cuyo desarrollo en ambientes áridos puede jugar un rol importante en la evolución de depósitos de pórfido de cobre (Mortimer, 1973; Alpers & Brimhall, 1988; Bouzari & Clark, 2002; Bissig y Riquelme, 2010; Riquelme et al., 2018). El destechamiento ocurre a diferentes velocidades a través de un periodo de tiempo, el cual puede abarcar más de 10 Ma de año después del periodo de alzamiento de roca principal. En ambientes, tales como el del Desierto de Atacama, este periodo corresponde al tiempo de respuesta de la erosión de la montaña, la cual conduce a la formación de una superficie de relieve de suave pendiente (< 10°), la cual comúnmente es conocida como pediplano (e.g. Mortimer, 1973; Riquelme et al., 2007; Rodriguez et al., 2013). La pediplanización resulta de la remoción denudacional y desgaste cerca del nivel de base, actuando durante un periodo de larga estabilidad tectónica

al final del ciclo de erosión de Davis (Strudley & Murray, 2007; Dohrenwend & Parsons, 2009).

1.5.2.1. Evolución tectónica Norte de Chile

La Cordillera de Domeyko presenta diferentes periodos de alzamiento entre el Cretácico Tardío y el Oligoceno (Reiners et al., 2015; Sánchez et al., 2018; Henríquez et al., 2019), las cuales están asociadas a importantes eventos tectónicos registrados en el Norte de Chile, correspondientes a las fases K-T (Cretácico tardío) e Incaica (Eoceno medio – Oligoceno temprano), las cuales van asociadas al emplazamiento de cuerpos intrusivos (Maksaev & Zentilli, 1999; Reiners et al., 2015; Sánchez et al., 2018). El Ultimo evento tectónico, corresponde a un alzamiento de roca principal y va acompañada de un importante episodio de erosión y denudación de la precordillera que ocurre durante e inmediatamente después del emplazamiento Eoceno medio-tardío de depósitos de pórfido cuprífero (Maksaev & Zentilli, 1999), cuya erosión resulta entre 2,5 y 3,3 km de material sedimentario (Henríquez et al., 2019), el cual cubre gran parte de la depresión central, precordillera y cuencas preandinas (e.g. Mpodozis et al., 2005; Riquelme et al., 2007; 2018; Nalpas et al., 2008; Blanco, 2008). Ningún movimiento tectónico significativo posterior ha sido registrado en las principales fallas Incaicas, lo cual concuerda con una lenta exhumación de cuerpos plutónicos (Sánchez et al., 2018). A partir del Oligoceno tardío, el foco de empuje se desplazó hacia el este hasta el borde occidental de la Cordillera Occidental (e,g, Amilibia et al., 2008).

El Distrito Minero de Centinela (DMC), proporciona un acceso completo al registro sedimentario Eoceno- Mioceno, el cual corresponde a depósitos de gravas y hospedan mineralización exótica de cobre. Además, en él se expone varios DPCs afectados por enriquecimiento supérgeno, en el cual la edad de mineralización hipógena ha sido bien constreñida (Perelló et al., 2010; Mpodozis & Cornejo, 2012, Tapia, 2019). Los depósitos de gravas del DMC proporcionan un registro de los episodios tectónicos, la geomorfología y condiciones paleoclimáticas en la cuales fueron depositadas (Riquelme et al., 2018). A partir de datos termocronológicos en el DMC dos episodios de alzamiento de roca principal pueden ser reconocidos, donde el evento más tardío coincide con el destechamiento de los depósitos de cobre porfídico, mientras que el enriquecimiento supérgeno y la formación de mineralización exótica de cobre estaría asociado a una lenta tasa de denudación y un bajo relieve, posterior a la fase tectónica Incaica (Sánchez et al., 2018), cuya conservación estaría

restringida a la fase de pedimentación (Riquelme et al., 2018). Además, en la zona la mayor acumulación detrítica (< 100 m), coincide con el tiempo relativamente de rápida exhumación y denudación (e.g. Maksaev & Zentilli, 1999; Sánchez et al., 2018). Mientras que un transporte limitado de detritos siliciclásticos en pendientes y sistemas de canales, resulta en una menor acumulación en las cuencas sedimentarias (< 100 m), lo cual coincide con un periodo de erosión extremadamente lento (Alpers y Brimhall, 1988; Maksaev y Zentilli, 1999). Además, la erosión relativamente lenta coincide con una inactividad tectónica y con la formación de superficies de pedimentación.

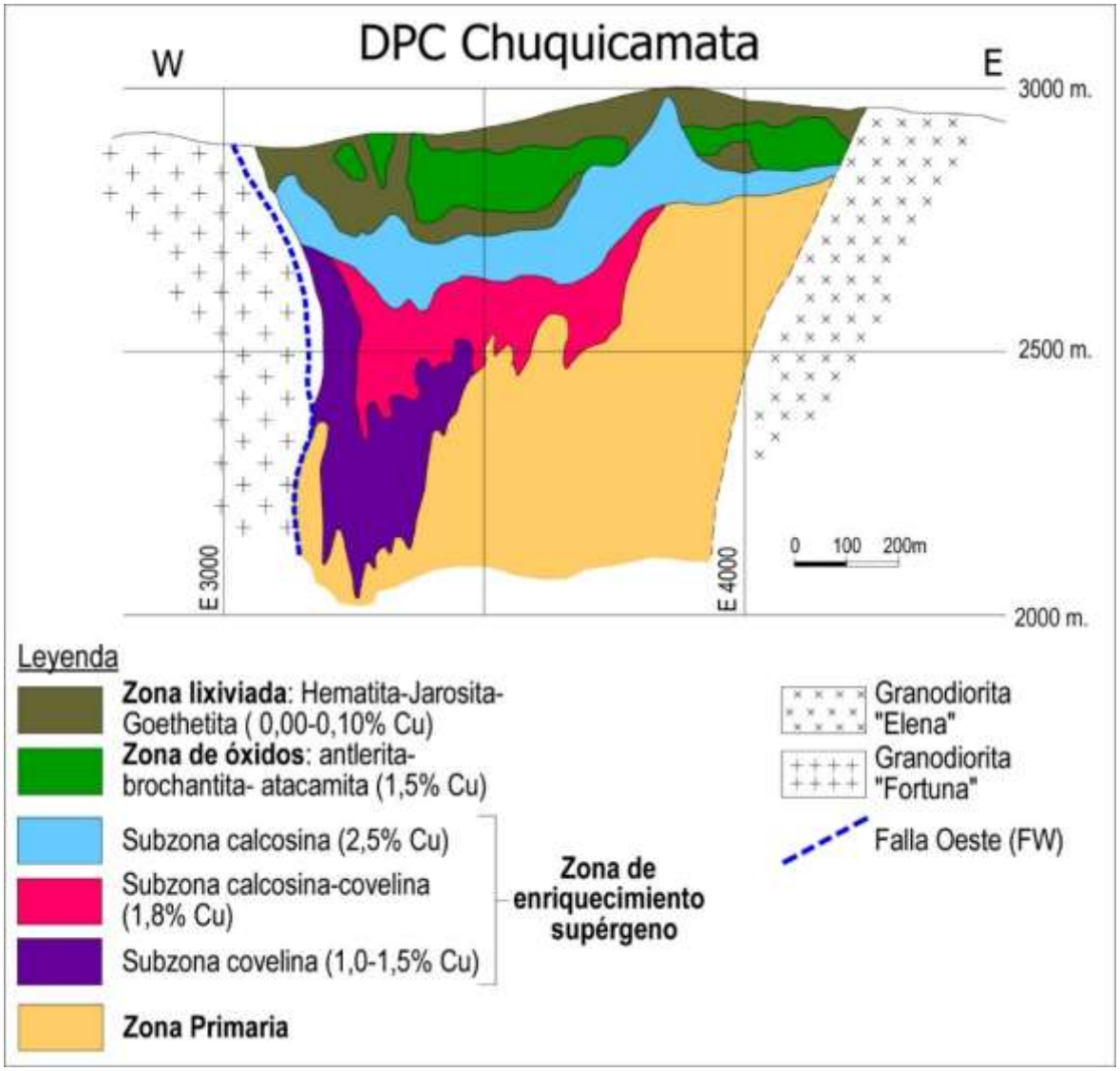


Figura 1.5 Perfil de enriquecimiento supérgeno de un depósito de pórfido cuprífero. Ejemplo depósito de pórfido cuprífero de Chuquicamata. Modificada de Camus (2003).

1.5.2.2. Evolución climática Norte de Chile

El clima tiene una relación directa e indirecta con la alteración de las rocas, la erosión y el transporte de sedimentos. La relación directa es a través de la intensidad y la frecuencia de precipitación (lluvia y nieve), lo cual condiciona principalmente la meteorización física y química de los sustratos rocosos, la que puede aumentar a causa del viento (erosión eólica) y glaciación. La relación indirecta es el control del clima sobre la vegetación, que influye en la erosión y el transporte en las laderas (Riquelme, 2003). En este contexto, el Desierto de Atacama, en la actualidad, corresponde al lugar más seco de la Tierra (Jordan et al., 2014). Las condiciones áridas han prevalecido al menos desde el Mesozoico, en base a la presencia de depósitos evaporíticos de edad Triásico tardío – Jurásico tardío (Suarez y Bell, 1987; Clark, 2006; Hartley y Rice, 2005). Datos paleomagnéticos indican que esta área no ha sufrido movimientos latitudinales significativos desde el Jurásico (Somoza y Tomlinson, 2002), favoreciendo por un largo tiempo las condiciones climáticas áridas debido a la estabilidad de la subsidencia atmosférica anticiclónica subtropical en esta área desde este periodo de tiempo (Hartley et al., 2005). El inicio de la hiperaridez se relaciona con el establecimiento de la sombra de lluvia andina asociada con el alzamiento de la Cordillera Andes (Rech et al., 2006, 2010; Oerter et al., 2016) y/o la surgencia de una corriente ancestral de Humbolt (Shackleton y Kennett, 1975; Alpers y Brimhall, 1988). Una variedad de metodologías ha sido aplicada para dilucidar la historia climática Cenozoica del Norte de Chile y así definir el tiempo de inicio de la hiperaridez en el Desierto de Atacama. Tales metodologías incluyen (a) el uso de núclidos cosmogénicos (Dunai et al., 2005; Evenstar et al., 2009; Placzek et al. 2010), (b) datación de sedimentos fluvio- lacustres y formación de evaporitas (Hartley y Chong, 2002; Hartley, 2003), (c) datación de minerales supérgenos en sistemas de pórfidos cupríferos (Alpers y Brimhall, 1988; Sillitoe y McKee, 1996), (d) análisis de relieve y paleosuelos (Rech et al., 2006; 2019; Jordan et al., 2014), y (e) estudios isotópicos de $\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$ en paleosuelos, y en niveles de carbonatos lacustres y palustres (Rech et al., 2010; Oerter et al., 2016; Fernández-Mort et al., 2018; Sun et al., 2018). Estos estudios indicarían que la hiperaridez comenzaría entre los 25 y 3 Ma (Dunai et al., 2005; Hartley y Chong, 2002; Hartley, 2003), aunque la mayoría de los estudios sitúan el inicio de estas condiciones antes de los 10 Ma, probablemente durante el Mioceno Medio. Algunos de los estudios realizados, no descartan que las condiciones hiperáridas vayan acompañado por intervalos de mayor humedad durante periodos de tiempo, desde Ka hasta Ma (Sáez et al., 2012; Jordan et al., 2014).

El enriquecimiento supérgeno de los DPCs y la formación de niveles exóticos de cobre en el DMC se ve favorecido por condiciones climáticas áridas, las cuales coinciden con una mayor acumulación detrítica, presencia de asociaciones de facies dominadas por flujos canalizados (Riquelme et al., 2018) y paleosuelos ricos en carbonatos (Rech et al., 2006; Oerter et al., 2016; Pizarro et al., 2019). Mientras, que un transporte limitado de detritos siliciclásticos en pendientes y sistemas de canales, resulta en una menor acumulación en las cuencas sedimentarias, lo cual coincide con un el inicio de condiciones climáticas hiperaridas (Arancibia et al., 2009; Jordan et al., 2010; 2014), lo que se ve reflejado en facies sedimentarias de flujo de detritos (Riquelme et al., 2018) y paleosuelos ricos en sulfato (Rech et al., 2006; Sun et al., 2018; Pizarro et al., 2019). Además, coincide con el inicio de la pedimentación (Riquelme et al., 2018).

1.5.3. Uso de minerales accesorios y/o pesados

En estudios geoquímicos regionales que coleccionan minerales accesorios resistentes o pesados (RIM, siglas en inglés) en muestras de sedimentos han sido exitosamente utilizada para indicar la ubicación de pipas de kimberliticas en la exploración de diamantes (e.g. Averill, 2001; Belousova et al., 2002). Sin embargo, pese al éxito de estas, solo en raras ocasiones se han utilizados como herramienta de investigación y exploración, para otros tipos de depósitos, incluyendo depósitos de pórfidos cupríferos. Estos minerales pueden ser una valiosa herramienta en la exploración en regiones donde el lecho de roca es limitado, como, por ejemplo, exploración en búsqueda de depósitos de pórfido Cu ± Mo ± Au en la franja metalogénica Eocena-Oligocena del norte de Chile y/o en la flanja metalogénica Mioceno Superior del Centro de Chile. En ambos lugares es un desafío la búsqueda de estos depósitos debido a la extensa cobertura de gravas e ignimbritas en el norte y de sedimento glaciar en el centro. Estudios realizados en diferentes depósitos de pórfidos cupríferos alrededor del mundo han asociado características morfológicas y señales geoquímicas de RIM con este tipo de depósitos y proponen al circón, apatito, rutilo, titanita y magnetita como potenciales minerales indicadores de pórfido cuprífero (PIM, siglas en inglés) (Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012; Riveros et al., 2014; Shen et al., 2015; Mao et al., 2016; Bouzari et al., 2016; 2011; Pisiak et al., 2016; Lu et al., 2016). Un PIM idealmente debe cumplir los siguientes prerequisitos: (1) Amplia ocurrencia en rocas relacionadas con o dentro del depósito, (2) composición química sensible al ambiente de cristalización, (3) resistencia a la meteorización física y química, y (4) fácil identificación y separación de su

roca huésped o sedimento. En consideración de estos criterios, tanto el circón como el apatito califican como buenos indicadores.

1.5.3.1. Circón

El circón ($ZrSiO_4$) es un mineral accesorio común que está presente en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, en las rocas ígneas particularmente en las de composición intermedias a félsicas (e.g. Hoskin & Schaltegger, 2003). Este mineral presenta un sistema cristalográfico tetragonal (e.g. Corfu et al., 2003) y se caracteriza por presentar; tendencia a incorporar elementos trazas (incluyendo los radionúclidos), alta durabilidad química y física, y notable resistencia al reequilibrio difusivo a alta temperatura (Watson, 1996; Watson & Cherniak, 1997). Además, su dureza y pobre clivaje lo convierten en un importante mineral detrítico en sedimentos, comúnmente sobrevive a más de un ciclo de meteorización y sedimentación (Lu et al., 2016). Cationes tetravalentes de tamaño apropiados, tales como el Hf, Th y U sustituyen fácilmente al Zr, al igual que los elementos trivalentes de elementos de tierras raras pesados (ETRP), aunque el mecanismo exacto de compensación de carga es incierto (Hanchar et al., 2001). Por el contrario, los elementos de tierras raras ligeros (ETRL) están fuertemente excluidos por el circón, a excepción del Ce que normalmente exhibe una concentración normaliza por condrito superior a la de los elementos adyacentes, mientras que tiende a presentar una anomalía negativa de Eu. En ambos casos, este comportamiento puede tener una relación con el estado de oxidación del magma (Ballard et al., 2002; Dilles et al., 2015).

El circón ha sido principalmente utilizado como un geocronometro debido a su decaimiento radioactivo desde uranio a plomo (e.g. Williams, 1992), además ha sido utilizado para estudios termocronológicos, donde variaciones de la razón (Th-U)/He han sido usadas para interpretar exhumación-denudación de cuerpos plutónicos (Tagami et al., 2005; Sánchez et al., 2017). También, su contenido de Ti se ha utilizado como una herramienta de termometría, para estimar la temperatura de cristalización del magma (Watson y Harrison, 2005; Ferry y Watson, 2007). Además, las variaciones geoquímicas dentro del grano, tales como Y y ETR, han sido utilizadas para la reconstrucción de la historia magmática y evaluación de tipos de magmas (Hanchar et al., 2007) y variaciones isotópicas de Hf y O obtenidos en este mineral proporcionan una poderosa herramienta para estudios de evolución de corteza (Valley, 2003). También, diferencias morfologías en los granos de circón son asociadas variaciones en la fuente y evolución del magma parental, donde estas morfologías

dependen de la composición química, ambiente geológico y temperatura de cristalización del magma (e.g. Pupin, 1980; Wang & Kienast, 1999; Corfu et al., 2003; Belousova et al., 2005).

En este contexto diferentes señales geoquímicas obtenidas de circones han sido utilizadas para diferenciar entre intrusivos generadores de depósitos de pórfidos cupríferos, de aquellos intrusivos sin mineralización (e.g. Ballard et al., 2002; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016). En particular, la magnitud de la anomalía positiva de Ce y negativa de Eu en circón, complementado con otras razones geoquímicas, pueden registrar el estado de oxidación y contenido de agua del magma a partir del cual se formó el circón (e.g. Ballard et al., 2002, Muñoz et al., 2012; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016). Donde un alto estado de oxidación y alto contenido de agua son necesarios para la formación de un depósito de pórfido cuprífero (Richard, 2003; 2011). Dataciones U-Pb de circones detríticos han sido ampliamente utilizados en estudios de proveniencia, los cuales han sido complementados con variaciones geoquímicas (Hoskin and Ireland, 2000) y morfología de los granos (Gärtner et al., 2014; Zoleikhaei et al., 2016; Shaanan et al., 2018). Adicionalmente la historia de denudación de cuerpos plutónicos ha sido determinada a través de termocronología en circones detríticos (e.g. Bernet et al., 2004).

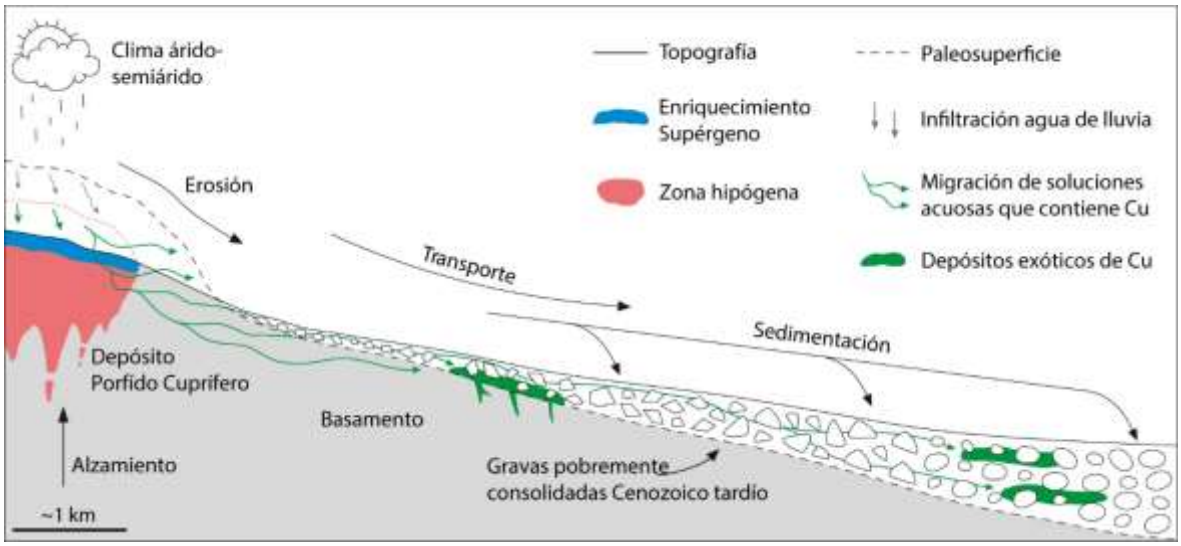


Figura 1.6 Representación esquemática de un depósito exótico de cobre y su posición relativa a depósito de pórfido cuprífero expuesto. La escala vertical es exagerada para representar mejor los niveles exóticos de cobre. Tomado de Fernández-Mort et al., (2018). Fuentes: Münchmeyer, (1996), Sillitoe (2005).

1.5.3.2. Apatito

Los minerales del grupo del apatito pertenecen al super grupo apatito (Pasero et al., 2010; Hughes y Rakovan, 2015) con una formula química de $M1_2M2_3(TO_4)_3X$. Presenta un

marco atómico hexagonal robusto basado en dos sitios catiónicos metálicos distintos (M1, M2), un sitio catiónico tetraedral (T) y una columna de aniones a lo largo de 4 bordes de celda unitaria (X). Estos sitios catiónicos y aniónicos pueden, entre ellos, incorporar más de la mitad de los elementos de la tabla periódica, dando lugar al "super grupo apatitos" que contiene más de 40 especies minerales (Pan y Fleet, 2002; Pasero et al., 2010; Hughes y Rakovan, 2015). Los minerales más comunes entre los minerales del grupo del apatito son fluorapatito, clorapatito y hydroxiapatito. En este trabajo, el nombre "apatito" hará referencia a los tres apatitos de fosfatos de calcio y a la solución solida entre ellos, con la formula general $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$. Debido a que la estructura del apatito es altamente tolerante a la distorsión estructural y sustituciones químicas, este mineral puede incorporar un amplio rango de metales de transición, ETR y aniones en su estructura (Pan y Fleet, 2002). El apatito puede presentar sustituciones simples, tales como, Sr^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, $Mg^{2+} \leftrightarrow Ca^{2+}$; As^{5+}, $V^{5+} \leftrightarrow P^{5+}$; Cl^- y $OH^- \leftrightarrow F^-$, y/o sustituciones complejas, tales como: $Na^+ + S^{6+} \leftrightarrow Ca^{2+} + P^{5+}$; $ETR^{3+} + Na^+ \leftrightarrow 2Ca^{2+}$; $S^{6+} + Si^{4+} \leftrightarrow 2P^{5+}$; $ETR^{3+} + Si^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+} + P^{5+}$; $Ca^{2+} + Zr^{4+} \leftrightarrow 2ETR^{3+}$; $Th^{4+} \leftrightarrow 2Ca^{2+}$; $Th^{4+} + Si^{4+} \leftrightarrow ETR^{3+} + P^{5+}$; $Ca^{2+} + Th^{4+} \leftrightarrow 2ETR^{3+}$, entre otras (Ronsbo, 1989; Elliot, 1994; Casillas et al., 1995; Sha y Chappell, 1999; Waychunas, 2002; Pan y Fleet, 2002; Hughes y Rakovan, 2015).

La gran variabilidad de elementos geoquímicos en apatitos, debido a intercambios catiónicos y aniónicos, han utilizado las variaciones petrográficas, isotópicas y geoquímicas, para estimar edades de rocas a partir de dataciones radiométricas (McInnes et al., 1999; Farley y Stockli, 2002; Harrison et al., 2002), denudación-exhumación de cuerpos intrusivos a partir de dataciones de trazas de fisión (e.g. Gleadow et al., 2002; Hasebe et al., 2004), cálculo de la composición halógenos (F, Cl y H_2O) para estimar la saturación de volátiles de en el magma (e.g. Boyce y Hervig, 2009), variaciones en el contenido y composición de elementos trazas, tales como Mn, Sr, ETR, Th, Y, Ce, Eu, y Gd, para indicar evolución composicional y estado de oxidación del magma del cual precipitan (e.g. Belousova et al., 2001, 2002; Cao et al., 2012; Piccoli y Candela, 2001; Sha y Chappell, 1999) y cálculo de la temperatura de cristalización de apatitos (e.g. Sallet, 2000). Además, se ha demostrado que este mineral es una herramienta útil para evaluar procesos post-magmáticos, como metamorfismo (Harlov, 2015) y evolución de fluidos hidrotermales en la formación de yacimientos (Williams y Cesbron, 1977; Streck y Dilles, 1998; Bouzari et al., 2016). Además, de ser relativamente resistente a la meteorización (Bouzari et al., 2016). En este contexto, las características petrográficas, como color de luminiscencia y variaciones

texturales y señales geoquímicas, como variabilidad de elementos trazas han sido utilizadas para diferenciar entre apatitos provenientes de rocas estériles y depósitos de mena (Cao et al., 2012; Bouzari et al., 2016) y diferenciar entre distintos depósitos de menas (Pan et al., 2016; Mao et al., 2016). El reconocimiento de tales evidencias puede potencialmente proporcionar un método rápido y eficaz para la exploración mineral, particularmente en áreas meteorizadas o cubiertas por sedimentos.

1.5.4. Utilización de propiedades magnéticas de las rocas

El magnetismo de rocas es un tratamiento integral del magnetismo de partículas finas y las propiedades magnéticas de las rocas (Dunlop y Ozdemir, 1997). Tiene utilidades en diversos campos tales como el geomagnetismo, tectónica, oceanografía, volcanología, paleontología y sedimentología (Tauxe, 1998; 2005). Aunque potencialmente las aplicaciones son variadas, las técnicas fundamentales son remarcadamente uniforme. Cualquier interpretación en cualquier contexto del uso de propiedades magnéticas de las rocas dependerá de la concentración, composición y tamaño de grano magnético (Dunlop y Ozdemir, 1997). El Anexo A presenta un resumen con los principales aspectos del magnetismo de rocas.

1.5.4.1. Señales magnéticas relacionadas a un sistema pórfido cuprífero

La interacción fluido-roca relacionada a la circulación de fluidos hidrotermales puede modificar fuertemente las propiedades fisicoquímicas de la roca contenedora en un depósito de pórfido cuprífero (Lowell y Guilbert, 1970; Sillitoe, 2010). Estos procesos también modifican la composición y textura de minerales ferromagnéticos, que pueden ser cuantificados utilizando técnicas de propiedades magnéticas de las rocas. Los óxidos de Fe-Ti (e.g. magnetita), principales portadores magnéticos de las rocas (Dunlop y Özdemir 1997), son algunos de los minerales principalmente modificados producto de la intensa y larga duración de la interacción fluido hidrotermal - roca durante la formación de un pórfido cuprífero (e.g. Clark et al., 1992; Astudillo 2008; 2010; Rivero et al., 2014). Además, diferentes estudios han demostrado que la estabilidad de óxidos de Fe-Ti es muy sensible a la evolución química y física de estos sistemas hidrotermales; por ejemplo, cantidades significativas de magnetita pueden ser creadas durante estados de alteración potásica (Meyer, 1965; Arancibia y Clark, 1996; Riveros et al., 2014), mientras la circulación de fluidos ácidos asociados con alteración fílica tiende a destruir esta fase mineral (Beane y Bornar, 1995) y a formar rutilo – hematita (Astudillo et al., 2008). Consecuentemente, la

formación, destrucción, o modificación del tamaño de grano de óxidos de Fe-Ti por fluidos hidrotermales puede generar señales magnéticas específicas y altamente distintivas para cada zona de alteración dentro de estos depósitos de mena (Clark, 1997; Clark y Schmidt, 2001; Townley et al., 2007; Astudillo et al., 2008; 2010; Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016). Esto ha sido testeado en diferentes depósitos de pórfidos cupríferos mediante el uso de herramientas magnéticas simples, tales como susceptibilidad magnética (χ), susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura, parámetros de histéresis magnéticas, entre otros. De esta manera es posible establecer, que el portador magnético principal en rocas con alteración selectivas (alteración potásica y clorítica) corresponde a magnetitas de origen magmático e hidrotermal de tamaño multidominio, mientras que el portador magnético en rocas con alteraciones pervasivas (alteración fílica y argílica) corresponde principalmente a óxidos de Ti y hematitas de origen hidrotermal de tamaño de grano SD/SP formadas a partir de la destrucción de minerales de Fe-Ti formados previamente (e.g. Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014).

1.5.4.2. Señales magnéticas en el registro sedimentario

Las propiedades magnéticas en registros sedimentarios de origen continental han sido ampliamente utilizadas como una herramienta para comprender las condiciones climática/ambientales, tales como tasa de precipitación, historia de aridificación (e.g., Maher y Thompson, 1999; Evans y Heller, 2003; Xie et al., 2009; Zhang et al., 2015). Estos han sido centrados históricamente en sedimentos de grano fino, tales como sedimentos palustres, lacustres y/o paleosuelos derivados de depósitos de *loess* desarrollados en condiciones climáticas húmedas y templadas en una precipitación media anual (PMA) entre 200 y 1.000 mm/a (e.g. Wang et al., 2006; Orgeira et al., 2008; Maher et al., 2016). El uso de propiedades magnéticas en depósitos continentales de grano grueso de ambientes desérticos (PMA < 200 mm/a) han sido poco investigadas. En este contexto, Pizarro et al. (2019), testea el origen del registro magnético en paleosuelos y un depósito de *wetland* desarrollados en sedimentos de grano grueso depositados en condiciones áridas/hiperáridas y sus principales conclusiones son que la señal magnética es controlada principalmente por la concentración de minerales que contienen Fe de tamaño de dominio magnético MD/PSD de origen detrítico, el impacto de los procesos pedogenéticos sobre la señal magnética en paleosuelos desarrollados en condiciones climáticas desérticas (PMA < 50 mm/a) en sedimentos de grano grueso es despreciable al compararlo con paleosuelos desarrollados en depósitos de grano fino durante climas húmedos (PMA > 200 mm/a) y finalmente, las variaciones en la

concentración de minerales ferromagnéticos seria producto de cambios en la fuente de los sedimentos y/o variación en las condiciones tectónicas y/o climáticas durante la deposición.

El estudio de propiedades magnéticas en el registro sedimentario de cuenca adyacentes a depósitos de pórfidos cupríferos no ha sido estudiado, a pesar de que señales magnéticas distintivas pueden ser aisladas a partir de diferentes zonas de alteración hidrotermal de un depósito de pórfido cuprífero (e.g. Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014). Esta herramienta puede ser particularmente útil en un rango amplio de materiales sedimentarios, tales como sedimentos de origen aluvial y/o glaciar, particularmente cuando los minerales característicos de la alteración hidrotermales se transforman a otros minerales, tales como micas o arcillas, producto de meteorización física o química, y óxidos de Fe-Ti tienden a persistir después de la meteorización (Pisiak et al., 2016; Pizarro et al., 2019). En este contexto, estudios de proveniencia han utilizado señales geoquímicas de óxidos de Fe-Ti para determinar origen de los sedimentos (Grigsby, 1990; Razjigaeva y Naumova, 1992; Yang et al., 2009). Donde medición de elementos trazas en magnetitas hidrotermal depositadas en sedimentos de origen glaciar en la provincia metalogénica de British Columbia han sido utilizadas para vectorizar la exploración de DPCs, lo cual indica que los óxidos de Fe-Ti tiene el potencial de ser un eficaz indicador de pórfido cuprífero (Pisiak et al., 2017). Solo algunos estudios han testeado el uso de señales magnéticas alojadas en sedimentos como indicadores de depósitos de mena (Gomez-García et al., 2015). Así, el estudio de las propiedades magnéticas en secuencias de gravas adyacentes a depósitos de pórfidos cupríferos puede proporcionar una herramienta de detección relativamente rápida para evaluar la existencia de alteración hidrotermal en las proximidades y seleccionar áreas prometedoras para la prospección minera.

1.5.5. Incertidumbres del conocimiento

A continuación, se presentan un cuadro comparativo (Tabla 1.1) entre las certezas de las metodologías aplicadas versus las incertidumbres con respecto a estas mismas metodologías, las que serán evaluadas en esta tesis doctoral con el objetivo de comprender la relación que existe entre la denudación de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero, subsecuente producción de sedimentos, y su depositación en cuencas adyacentes.

Metodología aplicadas	**Certezas:**	**Incertidumbre (o poco investigado):**
Circón	• Es una herramienta útil para diferenciar entre intrusivos generadores de depósitos de pórfidos de aquellos intrusivos sin mineralización (Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016).	• Si es posible su utilización como un mineral indicador de pórfidos cupríferos en el registro sedimentarios de cuencas adyacentes.
Apatito	• Es una herramienta útil para evaluar la evolución de fluidos hidrotermales en la formación de yacimientos (Williams y Cesbron, 1977; Streck y Dilles, 1998; Bouzari et al., 2016). • Es una herramienta útil para diferenciar entre depósitos de mena de aquellos intrusivos sin mineralización (Cao et al., 2012; Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016).	• Si es una herramienta útil para diferenciar entre depósitos de pórfidos cupríferos de aquellos cuerpos intrusivos sin mineralización (Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016). • Si es posible su utilización como un mineral indicador de pórfidos cupríferos en el registro sedimentarios de cuencas adyacentes.
Propiedades magnéticas	• Es una herramienta útil para diferenciar entre diferentes zonas de alteración hidrotermal dentro de un DPCs (Clark, 1997; Clark y Schmidt, 2001; Astudillo et al., 2008; 2010; Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016). • Es una herramienta útil para comprender las condiciones climática/ambientales en las cuales se depositan los sedimentos de grano fino (limo) bajo un PMA entre 200 y 1.000 mm/a.	• Si es posible su utilización como una herramienta para diferenciar entre depósitos de pórfido cuprífero de aquellos cuerpos intrusivos sin mineralización de litologías similares (Astudillo et al., 2008; 2010; Riveros et al., 2014). • El alcance de su utilización en secuencias sedimentarias de grano grueso (gravas) depositados bajo una PMA < 200 mm/a (Pizarro et al., 2019). • Si es posible aislar una señal magnética en depósitos de gravas adyacentes que indiquen la denudación de depósitos de pórfidos cupríferos.
Se sabe que la aplicación de estas herramientas pueden ser útiles como indicadores de fertilidad metalogénica asociadas a DPCs, sin embargo, no sabe si son útiles como indicadores de la denudación de pórfidos cupríferos en el registro sedimentarios de cuencas adyacentes.		

Tabla 1.1 Cuadro resumen comparativo entre certezas e incertidumbres en relación a las metodologías implementadas en esta tesis. PMA (precipitación media anual); DPC (Depósito de pórfido cuprífero).

***Capítulo II*: Marco Geológico**

2.1. Contexto regional

El Norte de Chile contiene una de las provincias metalogénicas más fértiles a nivel mundial, la que está conformada por diferentes franjas metalogénicas de sistemas mineralizados tipo pórfidos de Cu ± Mo ± Au, definidas principalmente por la edad de emplazamiento de estos depósitos (e.g. Camus, 2003; Sillitoe, 2010). En particular, la franja metalogénica Eocena – Oligocena inferior (44-33 Ma) coincide con una de las cinco unidades fisiográficas-morfotectónicas reconocidas en el Norte de Chile, denominada Cordillera de Domeyko o Precordillera (Fig. 1.2 y 2.1), la cual presenta una extensión superior a 1000 km de largo y contiene algunos de los más importantes yacimientos de cobre del mundo (Fig. 2.1) (Sillitoe, 2010; Camus, 2003; Sillitoe y Perelló, 2005).

La Cordillera de Domeyko está conformada en su mayoría por Complejos Intrusivos-Metamórficos de edad Paleozoica (e.g. Complejo Metamórfico Limón Verde; Tomlinson y Blanco, 2007) y por rocas volcánicas Carboníferas Superior a Triásicas (e.g. Formación Collahuasi; Formación La Tabla; Tomlinson y Blanco, 2007; Richards et al., 2001) coetánea con el emplazamiento de plutones graníticos que forman parte del cinturón magmático construido a lo largo del margen de Gondwana (e.g. Bahlburg y Hervé, 1997). Después del fin del magmatismo Triásico, acompañado por extensión regional y *rifting*, un nuevo arco magmático fue construido al Oeste del arco magmático Paleozoico, a lo largo de la actual Cordillera de la Costa en el Norte de Chile (Fig. 1.2; Mpodozis y Ramos, 1989, 2008). El magmatismo permaneció y continuo hasta el Cretácico inferior, y durante este periodo condiciones tectónicas extensionales/transtensional llevaron a la interconexión de una serie de cuencas de tras-arco al Este del arco Jurásico, las que fueron rellenadas por sedimentos marinos y continentales en una gran cuenca sedimentaria de tras arco (e.g. Grupo Caracoles, Formación El Profeta, Formación Santa Ana; Blanco, 2008; Mpodozis y Ramos, 1989, 2008). El cambio de un régimen extensional-transtensional a uno compresivo a principios del Cretácico Inferior, genero la inversión de la cuenca de tras-arco y la formación de una proto-Cordillera de Domeyko (Mpodozis y Ramos, 1989; Tomlinson et al., 2001). Este episodio de deformación ocurre principalmente por el avance hacia el oeste de la placa sudamericana (Somoza y Zaffarana, 2008). Seguido de la finalización del magmatismo en la Cordillera de la Costa y cambios de las condiciones tectónicas desde extensionales (asociadas a subducción tipo Mariana) a un régimen compresivo asociado a subducción tipo chilena por somerización del *slab* (Martinod et al., 2010).

Luego del cambio en el tipo de subducción, el frente magmático migró hacia el Este, permaneciendo relativamente estacionario hasta el Eoceno, periodo durante el cual se depositaron extensas secuencias volcánicas, incluyendo flujos ignimbriticos eruptados de complejos volcánicos tipo caladeras (e.g. Formación Cinchado, Formación Augusta Victoria; Perelló et al., 2004; Maksaev et al., 1991). Adicionalmente, contemporáneo a este evento se produce el emplazamiento de numerosos cuerpos intrusivos, algunos de los cuales se asocian a cuerpos mineralizados, en un régimen de stress neutral en un arco levemente extensional construido sobre una corteza relativamente delgada (Mpodozis y Cornejo, 2012), conformando una franja metalogénica de yacimientos de cobre de edad Paleoceno-Eoceno inferior (Camus, 2003; Sillitoe y Perelló, 2005). Luego del evento tectónico Incaico, el frente magmático migra levemente hacia el Este en el Eoceno, causando la flexión del orógeno andino y la formación de la oroclino boliviano (Arriagada et al., 2008). Este episodio fue acompañado por alzamiento y erosión (Maksaev y Zentilli, 1999) y el desarrollo de la franja metalogénica de DPCs Eocena media - Oligocena (Fig. 2.1) (Sillitoe y Perelló, 2005). El emplazamiento de estos DPCs coincide con un cese en el volcanismo y con la reactivación del Sistema de Fallas Domeyko (SFD; Mpodozis et al., 1993a).

El SFD corresponde a una zona de deformación paralela a la cordillera de Domeyko, se localiza entre los 20° y 27° S, presenta una longitud mayor a 1.000 km y un ancho que varía entre 40 a 60 km. Está zona está compuesta por una compleja matriz de fallas inversas, normales y de rumbo, junto con pliegues de piel delgada y gruesa (Mpodozis y Cornejo, 2012). La cuales evolucionan de fallas normales a lo largo de la parte oriental de la cuenca mesozoica de trasarco a fallas inversas durante los eventos Cretácico Superior e Incaico (Amilibia et al., 2008). Este sistema juega un rol importante en el desplazamiento de intrusiones asociadas con los DPCs del Eoceno medio al Oligoceno inferior, los cuales son emplazados, en general, durante un régimen tectónico transpresional y/o compresivo (Mpodozis y Cornejo, 2012), teniendo en consideración que los sistemas estructurales de cada DPC son ligeramente diferentes (Sillitoe y Perelló, 2005). Estos episodios de deformación fueron acompañados por la deposición de extensas y gruesas secuencias de gravas que rellenan cuencas hidrográficas adyacentes a la Cordillera de Domeyko (e.g. Formación Calama, Formación Pampa; May et al., 1999; Marinovic et al., 1995). Luego del cese del magmatismo, durante el Oligoceno, el frente magmático se desplazó hacia el Este hasta la actual Zona Volcánica Central (Mpodozis y Cornejo, 2012).

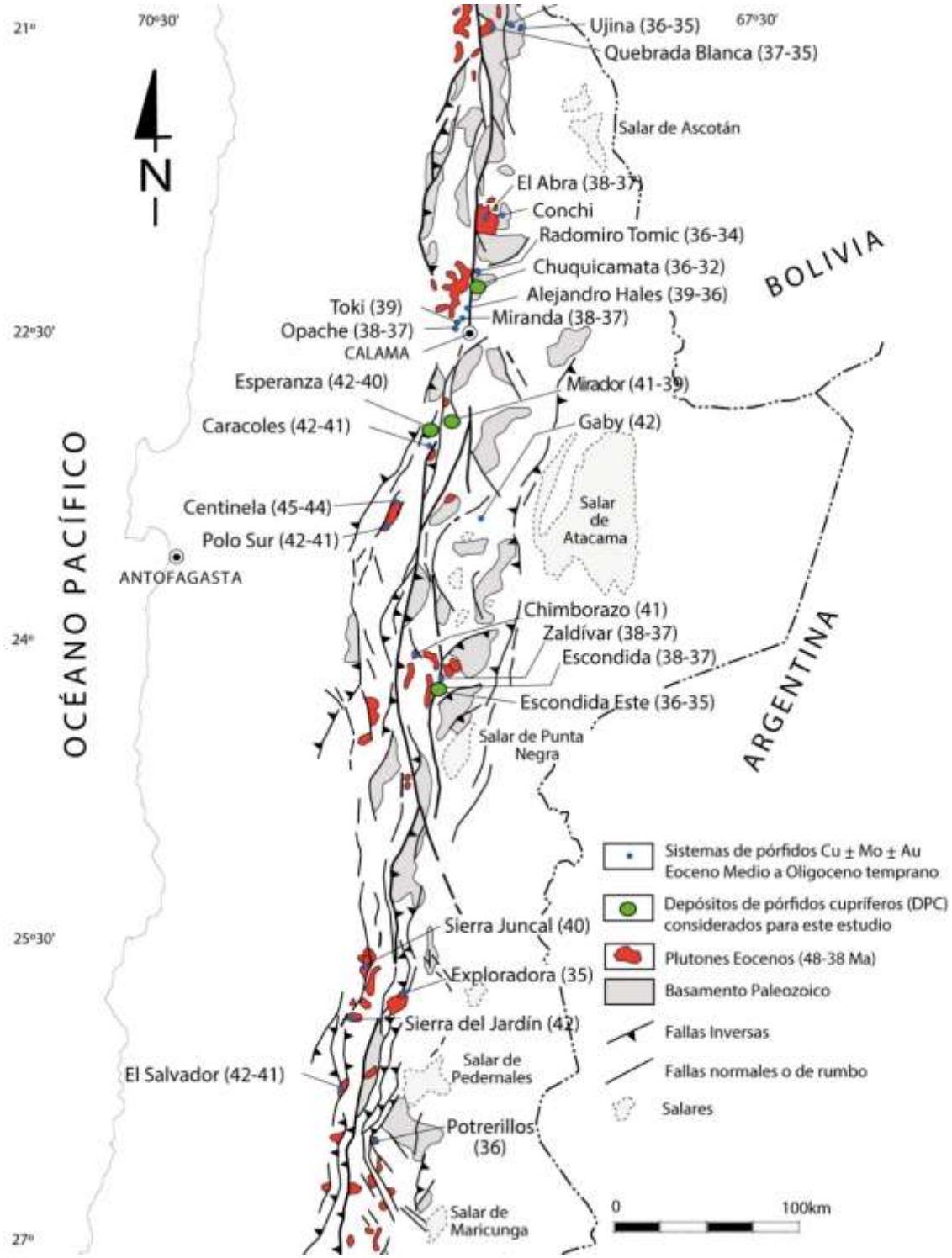


Figura 2.1 . Mapa esquemático de la Cordillera de Domeyko y del Sistema de Fallas de Domeyko (SDF). El mapa muestra las principales trazas de fallas, exposición de basamento Paleozoico, clúster de rocas plutónicas Eocenas y la ubicación y edad de los depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs) en la franja metalogénica Eocena-Oligocena inferior. Modificado de Mpodozis y Cornejo, (2012). En verde los DPCs considerados en este estudio.

2.2. Geología de los depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs)

2.2.1. Distrito Minero de Chuquicamata (DMCh)

El distrito de Chuquicamata se localiza a 15 km al N de la Ciudad de Calama, a una elevación de 2.800 m.s.n.m. Está compuesto por los depósitos de Chuquicamata, Radomiro Tomic, Ministros Hales y los yacimientos del Cluster Toki (Toki, Genoveva, Quetena, Mirya y Opache), además del depósito de cobre exótico Mina Sur (Fig. 2.2) (e.g. Rivera et al., 2012: Barra et al., 2013). Estos depósitos se formaron entre los 43 y 31 Ma (Tabla 2.1; Ballard et al., 2001; Ossandón et al., 2001; Campbell et al., 2006). En este distrito, las intrusiones relacionadas con los DPCs fueron emplazadas de forma syntectónica a lo largo de un desplazamiento extensional en un sistema de fallas de desplazamiento *strike-slip* dextral activo (Lindsay et al., 1995). Siendo la característica estructural más importante la falla Oeste (parte del SFD; Dilles et al., 1997), la cual divide el distrito en un dominio Este y un dominio Oeste.

Las rocas más antiguas en el distrito de Chuquicamata corresponden a los esquistos del Complejo Metamórfico Limón Verde que afloran en el bloque occidental del distrito y una serie de intrusivos Paleozoico tardío, los que son agrupados en el Complejo Plutónico Cerros Chuquicamata (Tomlinson y Blanco, 2007; Tomlinson et al. 2012). Durante el Triásico intuyen la Granodiorita Elena y la Granodiorita Este, las cuales son coetáneas con el emplazamiento de una secuencia volcano-sedimentaria de edad Pérmica – Triásica correspondiente al Grupo Collahuasi (Tomlinson et al., 2001). En el bloque occidental del distrito sobre el basamento paleozoico metamórfico y el Grupo Collahuasi se deposita una secuencia Jurásica compuestas principalmente por rocas sedimentarias marinas, pertenecientes al grupo Caracoles. Durante el Cretácico Inferior, sobre esta secuencia se depositaron sedimentos continentales asociados a la Formación Cerritos Bayos y rocas volcano-sedimentarias asignadas a la Formación Quebrada Mala e Icanche, las que fueron intruidas por el Complejo Intrusivo Montecristo (62.7 ± 0,5 Ma; Campbell et al., 2006). En el Eoceno-Oligoceno se genera el Complejo Monzodioritico Los Picos de edad Eocena Media (43,7 a 41,5 Ma; Campbell et al., 2006), el cual es intruido por el Complejo Granodiorítico Fortuna, compuesto por 4 unidades correspondientes a: Granodiorita Antena (39,3 ± 0,4 Ma, Dilles et al., 1997), Granodiorita Fiesta (36.9 – 39.9, Dilles et al., 1997; Campbell et al., 2006), Granodiorita San Lorenzo (38,2 ± 0,8; Campbell et al., 2006) y el Pórfido Tetera (Dilles et al., 1997; Ossandón et al., 2001). Ambos complejos afloran en el

bloque occidental y se asocian a la génesis del clúster Toki. El Complejo Intrusivo Chuquicamata aflora en el bloque oriental y está compuesto por 4 unidades porfídicas, emplazadas entre los 35,2 ± 0,1 y 34,0 ± 0,3 Ma, correspondientes al Pórfido Este, Pórfido Oeste, Pórfido Banco y Pórfido Fino y se asocia a la génesis de los yacimientos de Chuquicamata, Radomiro Tomic y Ministro Hales (Ballard et al., 2002).

Unidades sedimentarias clásticas continentales con intercalaciones de cenizas e ignimbritas syn y post mineralización se encuentran ampliamente distribuidas en el distrito. Estas unidades rellenan la cuenca de Calama, y corresponden a la Formación Calama (syn-mineralización, Eoceno-Oligoceno) y el Grupo El Loa (post-mineralización, Mioceno Inferior-Plioceno; Blanco, 2008).

2.2.1.1. Geología del DPC Chuquicamata

El Complejo Intrusivo Chuquicamata (CIC) corresponde a la roca hospedante de la mineralización de Cu-Mo y se describe como un mega-dique orientado N-NE de 14 km de largo por 1,5 km de ancho, se extiende desde el sur de la mina de Chuquicamata hasta el norte del yacimiento de Radomiro Tomic, siendo sus rocas de caja la Granodiorita Helena y el Grupo Collahuasi (Rivera et al., 2012). La unidad más grande y antigua del complejo corresponde al pórfido Este (35,2 ± 0,4 y 34,6 ± 0,3 Ma; Ballard et al., 2001; Tabla 2.1), el cual es de composición granodiorítica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y esfeno en una masa de grano grueso a fino de cuarzo y feldespato. Además, es la principalmente unidad portadora de la mineralización de Cu - Mo (0,1 a 0,7 % de Cu y de 300 a 500 ppm de Mo). Este pórfido es cortado por cuerpos más pequeños que también pertenecen al CIC, los cuales corresponden al pórfido Oeste de composición granodiorítica de 34,1 ± 0,3 Ma, pórfido Banco de composición monzogranítica de 34,0 ± 0,3 Ma (Ballard et al., 2001) y pórfido Fino de composición granodiorítica.

El Complejo Intrusivo Chuquicamata es afectado con intensidad variable por diferentes tipos de alteraciones hidrotermales (Fig. 2.3), donde la alteración Potásica de Fondo se caracteriza por alteración de hornblenda a biotita hidrotermal, esfeno a rutilo y destrucción de magnetita magmática, los feldespatos pueden estar frescos o alterados ligeramente a feldespato potásico hidrotermal o plagioclasas sódicas (Ossandón et al., 2001; Rivera et al., 2012), y presenta una edad en biotita hidrotermal de 34 a 35 Ma (Zentelli et al., 1995). Las leyes de Cu asociadas a esta alteración son relativamente bajas (0,2 a 0,5 % de Cu) y los principales minerales de cobre son asociados a bornita y/o calcopirita, los cuales

se presentan en fracturas o en forma diseminada. Las plagioclasas pueden estar alteradas a sericita o argilizadas debido a la sobreimposición de alteración fílica (o cuarzo-sericita), que además puede introducir pirita al sistema (Rivera et al., 2012).

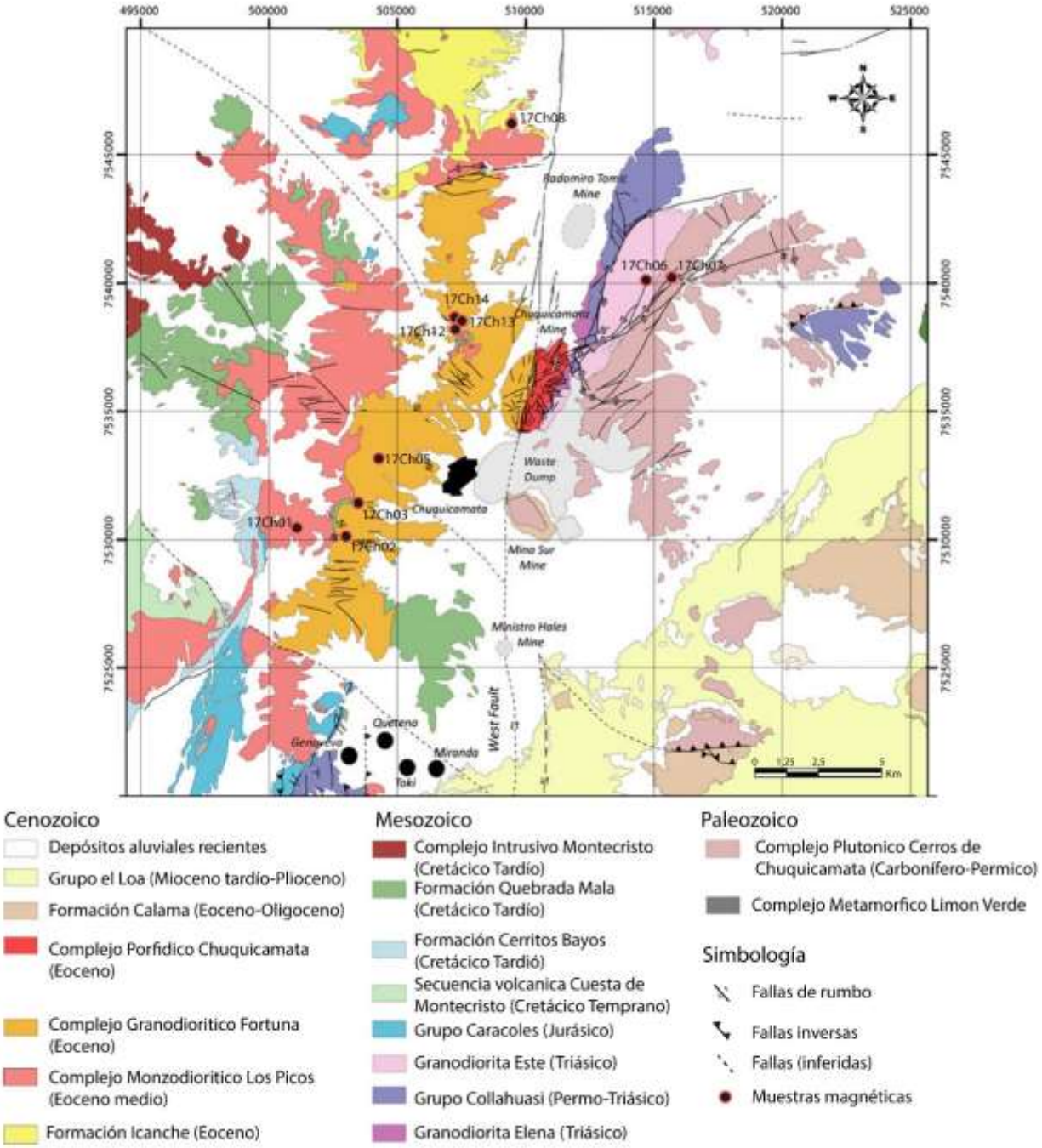


Figura 2.2 Mapa geológico del Distrito de Chuquicamata. Muestra la ubicación de los principales depósitos minerales presentes en el área. Modificado de Barra et al., (2012). Adicionalmente se indican los lugares donde se muestrearon las diferentes unidades plutónicas en los alrededores del pórfido Chuquicamata.

La alteración propilítica, se caracteriza por la presencia de clorita formada a partir de biotita y hornblenda no botitizada y se observa en la periferia de la alteración potásica de fondo (Álvarez y Aracena, 1985). Puede contener magnetita magmática relicta, vetas o brechas que contienen hematita, menores cantidades de pirita y calcopirita.

La alteración fílica (sericita-cuarzo-pirita), es de carácter tardío y se presenta como halos a lo largo de vetas de pirita (vetillas tipo D, Gustafson y Hunt, 1975), las cuales cortan las vetas y alteraciones tempranas (Ossandón et al., 2001), presenta una edad de 32 a 31 Ma (dataciones en sericita y pirita; Zentelli et al., 1995; Mathur et al., 2000). Las vetillas tipo D comúnmente contienen sulfuros de Cu (calcopirita, covelina, etc) junto con pirita, también pueden contener anhidrita (Ossandón et al., 2001; Rivera et al., 2012). Dentro de las zonas con alteración fílica pervasiva se encuentran sectores con alta ley de Cu (Rivera et al., 2012).

El perfil de mineralización supérgena contiene en profundidad un horizonte grueso de calcosina-covelina, y un importante nivel de óxidos en la parte superior (Fig. 1.5). Asociado a los procesos supérgenos y debido a la migración lateral de soluciones ricas en cobre se origina un depósito exótico de cobre, conocido como Mina Sur. A partir de dataciones K/Ar en alunita, la edad calculada para el enriquecimiento supérgeno es entre 15 y 19 Ma (Sillitoe y MaKee, 1996).

2.2.2. Distrito Minero de Centinela (DMC)

El DMC se localiza al sur del Distrito de Chuquicamata, 40 km al SSW de la ciudad de Calama a una altura variable entre 2.000 y 2.400 m.s.n.m. (Fig. 2.1). Corresponde a un clúster de pórfidos cupríferos Eoceno medio – Oligoceno, donde se observan depósitos de menor tamaño en comparación con los depósitos de Chuquicamata y Escondida, lo cual puede estar relacionado al tiempo de formación. El clúster está conformado por los DPCs de Mirador, Esperanza, Esperanza Sur, Encuentro, Penacho Blanco y Polo Sur (Fig. 2.4) (Perelló et al., 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012). Además, en el distrito se han identificado depósitos con mineralización exótica de cobre, tales como los depósitos de El Tesoro y Tesoro NE (Munchmeyer, 1996; Riquelme et al., 2018; Fernández-Mort et al., 2018) (Fig. 2.4). Los intrusivos asociados a DPCs se emplazaron de manera syn-tectónica a lo largo de un set de fallas sub-paralelas con tendencia NNE e inclinadas al E. Estas fallas, oblicuas e inversas, permitieron el emplazamiento de diques y controlaron la circulación de fluidos hidrotermales que generaron la mineralización. Las fallas pertenecen al SFD, y sus

estructuras limítrofes corresponden a las fallas Sierra Limón verde y Centinela (Fig. 2.4) (Perelló et al., 2004; 2010).

La geología del DMC se caracteriza por un basamento conformado principalmente por rocas metamórficas e intrusivas de edad Neoproterozoico a Paleozoicas pertenecientes al Complejo Intrusivo - Metamórfico Limón verde (290 a 270 Ma) (Marinovic & Garcıa, 1999; Basso & Mpodozis, 2012). Sobre estas unidades se depositan rocas volcánicas y sedimentarias de edad Triásico Superior a Jurásico Inferior (210 a 200 Ma) correspondientes a los Estratos Las Loma y rocas evaporíticas y marinas calcáreas Jurásicas a Cretácicas Superior del Grupo Caracoles (Marinovic y Lahsen, 1984; Perelló et al., 2004; 2010). Estas unidades son intuidas por *stocks* gábricos y dioríticos del Cretácico Inferior (122 a 116 Ma; Cornejo y Mpodozis, 2012) y son sobreyacidas discordantemente por lavas y brechas andesíticas de la formación Quebrada Mala de edad Cretácico superior (78 a 66 Ma; Marinovic y García, 1999), la cuales son coetáneas a un grupo de pórfidos dioríticos a riolíticos y domos de flujo de 70 a 66 Ma (Mpodozis y Cornejo, 2012). Durante el Cenozoico, el volcanismo genero flujos de lava basáltica a andesítica e ignimbritas y domos riolíticos de edad Paleocena a Eoceno Inferior correspondiente a la Formación Cinchado (Mpodozis y Cornejo, 2012). Estas rocas volcánicas derivaron de estratovolcanes y pequeñas calderas de colapso activas entre el Paleoceno (64 Ma) y el Eoceno Inferior (53 Ma). Durante este intervalo, un conjunto de intrusivos epizonales compuestos por dioritas cuarcíferas a monzodioritas (60 Ma) y granodioritas (58-57 Ma) e intrusiones porfídicas andesítica a dioríticas se emplazaron en las unidades mesozoicas y edificios volcánicos paleógenos (Mpodozis y Cornejo, 2012; Sánchez et al., 2018). La mineralización asociada a intrusiones tipo pórfidos cupríferos se originó en el DMC entre 45 y 39 Ma (Perelló et al., 2010; Mpodozis y Cornejo, 2012). Los pórfidos corresponden principalmente a diques dacíticos de hornblenda-biotita emplazados junto a *stocks* estériles dioríticos. Gran parte del distrito se encuentra cubierto por sedimentos de grano grueso semiconsolidados, pre-syn y post mineralización cuprífera que rellenan la Cuenca Centinela y son correlacionables con sedimentos que rellena otras cuencas similares, tales como la Formación Calama, Grupo el Loa, Formación Tambores, Formación Pampa de Mulas (Blanco y Tomlinson, 2002).

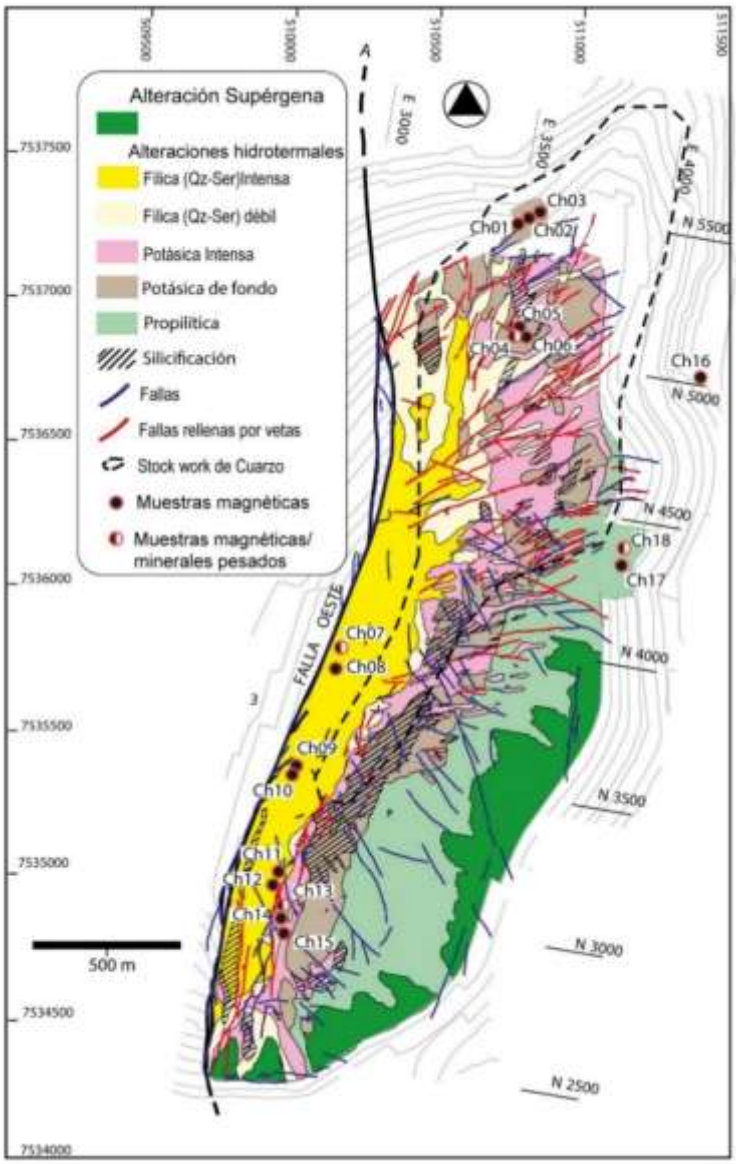


Figura 2.3 Alteraciones hidrotermales del depósito Chuquicamata. Mapa confeccionado a partir de Ossandón et al., (2001) y Rivera et al., (2012). También se indican los sitios de muestreo en el depósito.

2.2.2.1. Geología del DPC Mirador

Existe escasa información publicada del DPC Mirador, la síntesis presentada en este trabajo se basa en los trabajos de Mora et al., (2009), Perelló et al., (2010) y Tapia, (2019). La mineralización cuprífera en Mirador se asocia a un conjunto de diques de composición granodiorítica con tendencia NO de ~300 m de ancho por ~600 m de largo (Perelló et al., 2010). Originados en 2 pulsos intrusivos, los cuales se emplazan a través de un sistema de fallas NO con buzamiento hacia el NE y se encuentran cubiertos por a los menos 90 m de gravas Miocenas post mineral. Bajo la secuencia de gravas también se reconoce una secuencia de rocas evaporitas posiblemente correlacionables con el Grupo Caracoles (Mora

et al., 2009). El pórfido principal presenta una edad de 40,6 ± 1,1 y 41,6 ± 2,4 Ma (Datos internos de Antofagasta Minerals; Tabla 2.1), el cual es intruido por un pórfido tardío de la misma composición y de edad 39,62± 0,85 Ma (Datos internos de Antofagasta Minerals; Tabla 2.1). La roca de caja de estos cuerpos porfídicos corresponde a un intrusivo granodiorítico de edad de 45,5 ±1,1 Ma (Ar/Ar en biotita; Mora et al., 2009). Es posible diferenciar estas intrusiones por su textura, mineralización y asociación hidrotermal que los acompaña. La roca de caja de los pórfidos presenta halos de contacto metamórfico que generan localmente mineralización tipo skarn de granate.

La principal alteración hidrotermal que afecta a los pórfidos corresponde a alteración potásica, la cual consiste en feldespato-K y biotita, además de anhidrita. La ocurrencia de calcopirita y bornita esta principalmente controlada por la presencia de vetillas de cuarzo tipo A y B. Una zona con alteración del tipo clorita-sericita-cuarzo se sobreimpone a la alteración potásica, la cual es acompañada de calcopirita y pirita diseminada en la roca caja o en vetillas de cuarzo. Localmente, controlada por estructuras, se sobreimpone una alteración fílica débil o clorita-sericita caracterizada por la presencia de cuarzo-sericita-pirita (Mora et al., 2009; Perelló et al., 2010).

La zonación supérgena en el DPC de Mirador, incluye una zona parcialmente lixiviada, con remanentes de óxidos de Cu-Mn y otra oxidada con brocantita, crisocola, *copper wad* y *copper pitch*, que grada hacia sulfuros con enriquecimiento secundario débil y localmente moderado con patinas de covelina y calcosina sobre pirita y calcopirita (Mora et al., 2009). En la parte superior de la zona de oxidación, inmediatamente bajo la cobertura de gravas, se desarrolla una zona con mineralización exótica representada por crisocola, *copper wad* y antofagastita (Mora et al., 2009). El enriquecimiento supérgena en este sector ha sido datado a partir de K-Ar en criptomelano en 21,9 ± 1,2 Ma (Riquelme et al., 2018).

2.2.2.2. Geología del DPC Esperanza

El depósito de Cu-Au (Mo) de Esperanza está conformado por un conjunto de diques de tendencia NE de composición granodiorítica, con forma irregular y que presenta un ancho entre 8 y 60 m por 400 m de largo, en profundidad esas dimensiones aumentan a 300 por 600 m (Perelló et al., 2004). Los diques se encuentran emplazados en una secuencia estratificada correspondiente a la Formación Quebrada Mala y están conformado por una etapa temprana y otra tardía, ambas presentan la misma composición y solo varían levemente en la textura, siendo la fase temprana de textura más fina (Fig. 2.5). Además, también varían

en la intensidad de la alteración hidrotermal y el contenido de vetillas de cuarzo. La intrusión porfídica más temprana es caracterizada por alteración potásica más intensa y por vetillas de cuarzo-magnetita, mientras que la fase tardía se caracteriza por importante presencia de cuerpos de brecha (Perelló et al., 2004; 2010).

La zona de alteración hidrotermal para este DPC es concordante con el modelo clásico de Lowell y Guilbert (1970) (Fig. 2.5). Presenta un núcleo potásico datado en 41,3± 0,3 Ma (Tabla 2.1) y centrado en el pórfido temprano y las andesitas de la Formación Quebrada Mala (Perelló et al., 2004). Está conformada por transformaciones parciales o totales de minerales primarios a feldespato K, biotita y cuarzo con abundante magnetita hidrotermal, anhidrita, y apatito subordinado. Esta alteración se intensifica en profundidad y presenta las mayores leyes de cobre asociadas a la ocurrencia de bornita y calcopirita con menor pirita y calcosina, presentes en vetillas tipo A y B y halos de vetillas (Perelló et al., 2004). La mineralización de molibdenita se presenta principalmente como un constituyente menor de las vetillas de cuarzo tipo B.

La alteración potásica grada lateralmente a una alteración argílica intermedia, la cual está dominada por cuarzo-clorita-sericita verdosa, además contiene illita y esmectita. Donde la clorita, esmectita e illita se forma a partir de biotita y la sericita a partir de feldespato K. Esta alteración se asocia a vetillas tipo D, con suturas centrales de calcopirita y pirita, mientras que los halos están conformados por los minerales de alteración ya mencionados. Estas vetillas pueden presentar martita formada a partir de magnetita.

La alteración fílica se sobreimpone ligeramente a las alteraciones descrita anteriormente, y se hospeda principalmente en las rocas andesíticas destruyendo la textura original de la roca. En esta alteración los sulfuros de cobre están ausentes, la pirita se presenta en suturar de vetillas tipo D con halos de composición cuarzo-sericita. Finalmente, la alteración propilítica se presenta en los márgenes de la alteración fílica y argílica avanzada (Fig. 2.5), y está conformada por epidota, clorita, calcita y pirita.

La mineralización supérgena se distribuye en los primeros 200 metros bajo la superficie y es dominada por una capa oxidada constituida por atacamita, con cantidades menores de crisocola, brocantita, sampleita y algunos sulfatos y fosfatos de cobre. Entre esta capa oxidada y el techo de sulfuros primarios se encuentra una capa mixta delgada de entre 10 y 20 m de espesor conformada por cobre nativo, cuprita y sulfuros secundarios correspondientes a calcosina y covelina (Perelló et al., 2004).

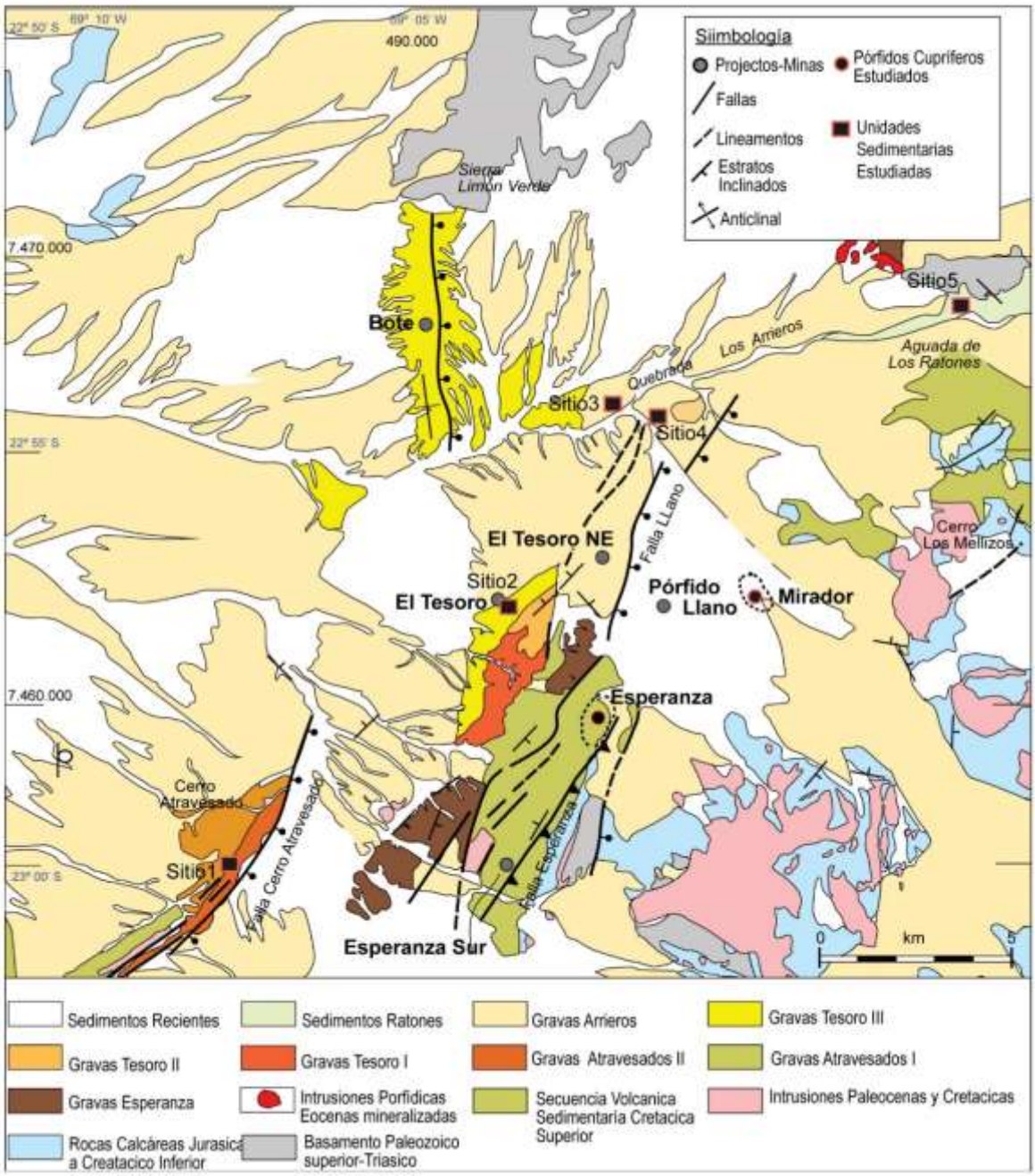


Figura 2.4 Mapa geológico del Distrito Minero Centinela. Muestra la distribución de las distintas unidades litológicas y sedimentarias que afloran el distrito, además de los principales DPCs y depósitos exóticos de cobre presentes en el área. También se indican los sitios de muestreo en las diferentes unidades estratigráficas del distrito. Modificado de Riquelme et al., (2018)

2.2.3. Distrito Minero Escondida (DME)

El Distrito Minero Escondida se ubica a 170 km al SE de la ciudad de Antofagasta y tiene una elevación de ~ 3.000 m.s.n.m. En el distrito se observa la existencia de varios de DPCs, correspondientes a: Escondida, Escondida Este, Pampa Escondida, Escondida Norte, Zaldivar, Backer, Pinta Verde y Chimborazo (Fig. 2.6) (Hervé et al., 2012). Estos DPCs

fueron principalmente emplazados en un régimen transpresivo dextral de rumbo-N asociado al SFD (Hervé et al., 2012). El emplazamiento de la mayoría de estos depósitos ocurre a través de la falla Panedero-Portezuelo, la principal estructura inversa con un buzamiento de 65°, perteneciente al SFD (Hervé et al., 2012). Las rocas más antiguas en el distrito corresponden a rocas volcánicas de la Formación La Tabla, las que son coetáneas con intrusivos dioríticos a graníticos del Paleozoico superior a Triásico superior (300 a 282 Ma; Richards et al., 1999). Posterior al cese del magmatismo Triásico, se depositan sobre el basamento una gruesa secuencia de carbonatos marinos y rocas siliciclásticas continentales de edad Jurásico y Cretácico Inferior, correspondientes a las Formaciones El Profeta y Santa Ana, respectivamente (Padilla-Garza et al., 2001). Ambas formaciones asociadas a la cuenca de trasarco de la Cordillera de la Costa (arco Jurásico, Mpodozis y Ramos, 1990). Estas unidades son intruidas por plutones gábricos, dioríticos y monzodioríticos del Cretácico superior (~ 77-72 Ma; Hervé et al., 2012). Durante el volcanismo extensivo del Paleoceno superior-Oligoceno inferior se depositan en el área rocas volcánicas calco-alcalinas de la Formación Agusta Victoria, contemporáneas con el emplazamiento de plutones de edad Eoceno medio (43 -41 Ma), correspondientes a dioritas y monzodioritas, los cuales son precursores al emplazamiento de pórfidos cupríferos (Richards et al., 2001). Las intrusiones relacionadas con la mineralización del clúster Escondida son pórfidos granodioríticos-monzoníticos de edad Eoceno medio a superior (38 a 34 Ma), con la excepción del depósito Chimborazo que presenta edades de 43 a 41 Ma. La última intrusión en el distrito corresponde al pórfido riolítico en Escondida Este, datado en 34 Ma (Hervé et al., 2012).

En el distrito se reconoce una secuencia de sedimentos siliciclasticos intercalados con rocas volcánicas de edad Eocena (38,0 ± 2,1 y 37,7 ± 0,6 Ma) correspondiente a los Estratos de San Carlos, los cuales serían depositados coetáneos y posterior al emplazamiento de los DPCs del distrito (Urzúa, 2009). Esta unidad se correlaciona con la formación Calama (Urzúa, 2009) y posiblemente con las gravas Esperanza - Atravesados (Riquelme et al., 2018). Depósitos de gravas semiconsolidadas de edad Oligoceno Inferior a Mioceno medio correspondientes a la Formación Pampa de Mulas, son la unidad más joven reconocida en el distrito y sobre la cual se desarrolla una superficie de pedimentación (Marinovic et al., 1995; Urzúa, 2009). Las gravas depositadas próximas a los DPCs contiene abundantes clastos con mineralización hidrotermal, principalmente argílica avanzada (Hervé et al., 2012).

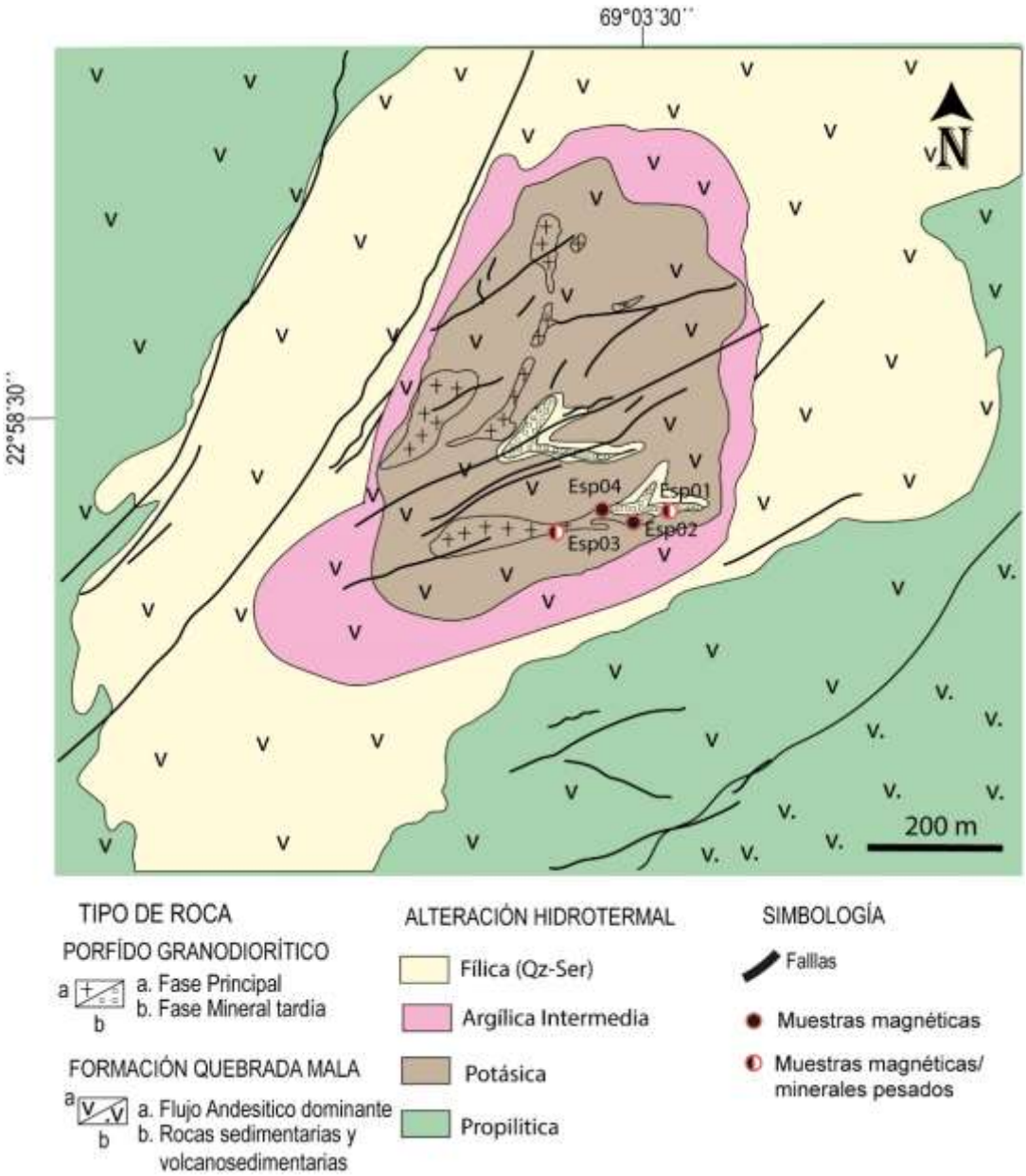


Figura 2.5 Geología y alteraciones hidrotermales del DPC de Esperanza. Modificado de Perelló et al., (2004). También son mostrados los lugares de muestreo dentro de las diferentes alteraciones hidrotermales dentro del DPC.

2.2.3.1. Geología del DPC Escondida.

El yacimiento Escondida se asocia a un stock porfídico de composición granodiorítica-monzonítica de forma elíptica, elongado en dirección NW con un largo de 4,5 km por 2,5 km de ancho (Fig. 2.7), conocido como el *Stock* Escondida (Padilla-Garza et al., 2001; Hervé et al., 2012). Este *stock* presenta una edad de 38 – 37Ma (Tabla 2.1; Richards et al., 1999; Padilla et al., 2004), intruye a la formación Agusta Victoria y es intruido en profundidad por una granodiorita biotítica de edad 35,4 ± 07 Ma, la cual se asociada a mineralización hipógena de baja ley (Fig. 2.7) (Hervé et al., 2012). El *stock* y la

mineralización son cortados hacia el oeste por un domo riolítico biotítico estéril rico en cuarzo datado en 37,5 ± 06 Ma (Fig. 2.7) (Padilla-Garza et al., 2001; Hervé et al., 2012). Al este de la falla Panadero, se encuentran el depósito de Escondida Este, el cual se aloja en la Formación La Tabla y corresponde a un pórfido granodiorítico. Cuerpos de brecha magmática-hidrotermal representan una pequeña porción del depósito de Escondida y contienen las mayores leyes de cobre hipógeno y supérgeno (Veliz 2004).

El DPC Escondida está conformado por diferentes alteraciones hidrotermales, las cuales afectan tanto a las fases porfídicas como a la caja. La alteración Potásica principalmente aflora en la parte oeste del depósito, como pequeños parches relictos debido a la intensa sobreimposición de la alteración fílica y argílica avanzada (Fig. 2.7). La alteración potásica en el pórfido granodiorítico temprano se presenta como un ligero a moderado reemplazamiento de plagioclasas por feldespato K, principalmente como delgados halos de alteración a lo largo de vetas, mientras que la alteración potásica en las rocas de caja muestra una intensa biotitización de fenocristales de hornblenda y masa fundamental. Calcopirita y bornita son los principales sulfuros hipógenos asociados a la alteración potásica. El pórfido granodiorítico intermineral presenta una débil alteración potásica y vetilleo, y un alto contenido de clorita y remanentes de feldespato K hidrotermal, donde decrece la ley de cobre (pirita > calcopirita; Hervé et al., 2012).

En los alrededores del depósito se observa una alteración propilítica (Fig. 2.7), compuesto de epidota y menores cantidades de clorita y montmorillonita, en el cual la pirita es el sulfuro más abundante (Padilla-Garza et al., 2001). Las alteraciones clorita-sericita-cuarzo y fílica se sobreimponen a las alteraciones previamente descritas (Fig. 2.7), lo cual resulta en un incremento de los sulfuros de Cu-Fe. Además, introducen molibdenita en del sistema (Padilla-Garza et al., 2001). En la alteración clorita-sericita, es posible encontrar calcopirita por sobre pirita, mientras que en la alteración fílica, predomina la pirita por sobre la calcopirita. En todas las alteraciones descritas existe la presencia de vetillas de cuarzo tipo A y B. La alteración argílica avanzada es controlada principalmente por fallas y afecta tanto a la roca de caja como a todo el depósito (Fig. 2.7). Su mineralogía corresponde a: pirofilita, alunita y cuarzo y sulfuros de alta sulfuración, tales como, bornita, calcopirita, pirita, calcosina-digenita, covelina, enargita, esfalerita, tenantita, y galena, los cuales se precipitan en vetas bandeadas (Padilla-Garza et al., 2001).

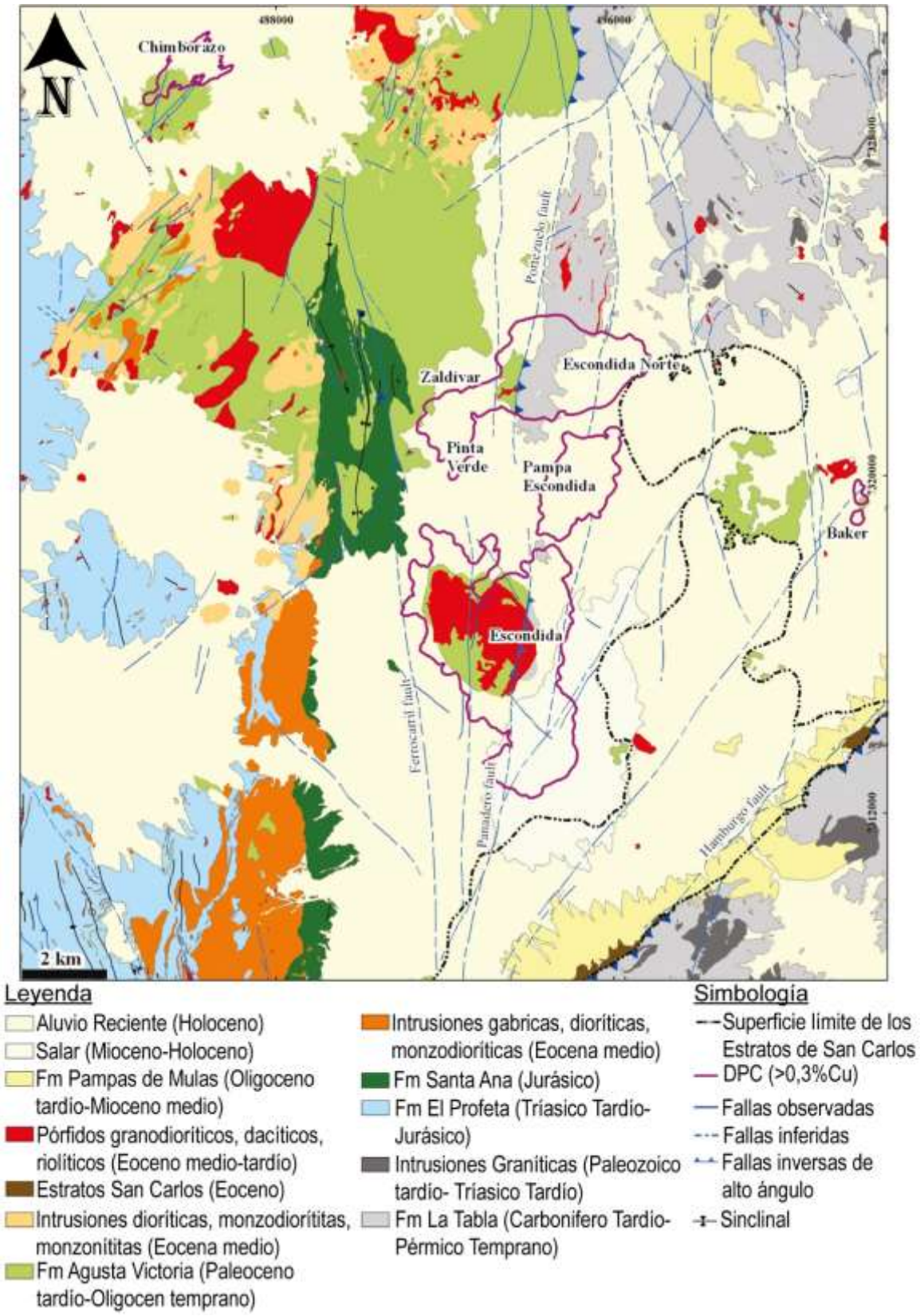


Figura 2.6 Mapa geológico del Distrito Minero Escondida. Muestra la distribución de las distintas unidades litológicas y principales depósitos minerales. Modificado de Hervé et al., (2012).

En el DPC Escondida se observa un perfil de enriquecimiento supérgeno bien desarrollado, compuesto en su parte superior por una capa lixiviada hematítica de cerca de ~ 200 m de espesor. Seguido por una capa de minerales oxidados de cobre, donde las especies principales son brocantita y antlerita, principalmente intensa en la zona potásica y clorita-sericita de la formación Agusta Victoria. La zona oxida es subyacida por una zona mixta, donde se observa abundante cobre nativo y cuprita. En profundidad, debido a la alta permeabilidad y altas leyes de cobre hipógeno del depósito, es posible encontrar una importante zona de enriquecimiento (Padilla-Garza., et al., 2001), dominado por calcosina en su parte superior y covelina en su parte inferior. El evento de enriquecimiento supérgeno datado por medio de alunita supérgena entrega un rango de edad que entre 18 y 14 Ma (Alpers y Brimhall 1988).

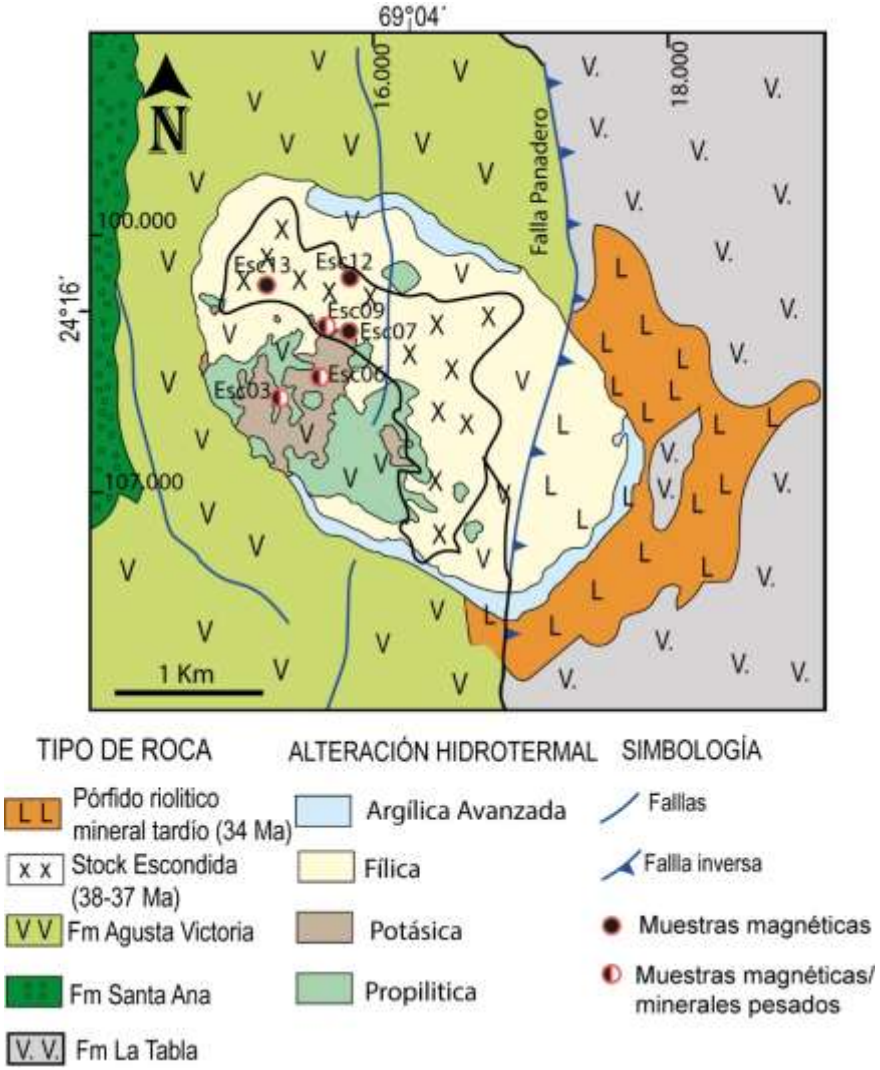


Figura 2.7 Geología y alteraciones hidrotermales del DPC Escondida. Recopilación de Ossandón et al., 2001; Hervé et al., 2012; Riveros et al., 2014. Adicionalmente son mostrados los lugares de muestreo en el DPC.

Una descripción de las características litológicas y de alteración hidrotermal observadas en cada una de las muestras tomadas en las distintas zonas de alteración hidrotermal reconocidas en los depósitos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida es presentada en el Anexo B. Esta descripción representa una revisión comparativa respecto de la información documentada para cada DPC.

2.3. Geología de las unidades sedimentarias del Distrito Minero de Centinela

En el DMC se reconocen sedimentos de grano grueso de origen aluvial y fluvial, los cuales se depositan en una depresión topográfica localizada en la vertiente occidental de la Precordillera (Fig. 2.4), localizada entre los ~2000 a 2600 m.s.n.m y cubre un área de ~ 2000 km^2. Su basamento se compone principalmente por rocas de origen Paleozoico y Mesozoico. La exhumación y denudación de la Precordillera, incluyendo los DPCs localizados en el límite oriental del distrito producto de la fase tectónica Incaica resulta en la acumulación de aproximadamente 800 m de depósitos de gravas con intercalaciones en la base de niveles de rocas volcánicas y evaporitas desde el Eoceno medio al Mioceno, similar a aquellos depósitos expuestos en diferentes cuencas hidrográficas localizadas a lo largo de la Precordillera (e.g., Formación Calama, Grupo el Loa, Estratos de San Carlos, Formación Pampa de Mulas; Blanco, 2008; Riquelme et al., 2018). El relleno sedimentario del DMC está conformado por distintas unidades estratigráficas referenciadas sobre la base de su contenido y asociación de facies, espesor sedimentario, composición de clastos, contenido de paleosuelos y ambiente deposicional, las cuales en orden ascendente corresponden a: gravas Esperanza, gravas Atravesados, gravas Tesoro, gravas Arrieros y sedimentos Ratones (Tapia et al., 2012; Riquelme et al., 2018; Fernández-Mort et al., 2018; Pizarro et al., 2019; Muñoz et al., en prep.). Sobre las gravas Arrieros se depositaron discordantemente sedimentos aluviales actuales (post 10 Ma). A continuación, se presenta una síntesis de las unidades mencionadas previamente, la cual se basa en el trabajo de Riquelme et al. (2018), complementada con descripciones y datos provenientes de Fernández-Mort et al., (2018), Pizarro et al., (2019) y Muñoz et al., (en Prep.).

2.3.1. Gravas Esperanza

Las gravas Esperanza presentan colores rojizos a marrones y un espesor superior a 500 m. Están conformada por gravas horizontales por lo general bien redondeadas e imbricadas con menores intercalaciones de arenas, fangos y gravas masivas y con

abundantes intercalaciones de capas volcánicas (Fig. 2.8). Los niveles volcánicos intercalados son pobremente consolidados, de composición riolítica y dacítica y cantidades subordinadas de ignimbritas. Los estratos de esta unidad afloran esencialmente en el área de Esperanza Sur y entre las minas Esperanza y Tesoro NE y se encuentra principalmente plegados producto de la deformación Incaica. En esta unidad se definen dos poblaciones de edades a partir de circones detríticos, una Eocena media (43 a 48 Ma) vinculada a la erosión de rocas volcánicas contemporáneamente con la secuencia de Esperanza y una Carbonífera-Pérmica (270 a 319 Ma) resultante de la erosión del basamento Paleozoico Superior, Sierra Agua Dulce y Sierra Limón Verde. La edad deposición de las gravas Esperanza se estimada aproximadamente alrededor de los 42 Ma. Las características sedimentarias de las rocas e intercalaciones de capas volcánicas sugieren la deposición de flujos en canales desconfiados a pobremente confinados depositados coetáneos con la actividad volcánica.

DPC	Litología	Edad de Intrusión (Ma)	Edad de Mineralización (Ma)	Roca de Caja	Roca precursora	Minerales de Alteración
Chuquicamata	Pórfido Granodiorítico Este	35,2±0,4, U-Pb/circón [2]	33,4±0,4: Ar-Ar/feld,K [5], 34,9 ±0,17, Re-Os/ molibdenita [4,5], 31,1±0,2, Ar-Ar/Sericita [5]	Granodiorita Elena, Grupo Collahuasi [1]	Complejo Intrusivo Fortuna [1,3]	Propilítica (Cl-Ep-Alb-Cal-Mag), Potásica de fondo (Bt-Kfs-Pg Na-Ser), Potásica Intensa (Kfs-Ser-Anh) y Fílica (Qz-Ser) [1, 3]
		34,6±0,3, U-Pb/circón [2]				
	Pórfido Granodiorítico Oeste	34,0±0,3, U-Pb/circón [2]				
		33,5±0,2, U-Pb/circón [2]				
	Pórfido Monzogranítico Banco	34,1±0,4, U-Pb/circón [2]				
		33,3±0,3, U-Pb/circón [2]				
	Pórfido de textura fina					
Mirador	Pórfido granodiorítico temprano			Grupo Caracoles [6]	Intrusivos epizonales dioríticos, mozodioríticos y granodioríticos [8]	Potásica (Kfs-Bt-Anh), Fílica (Qz-Ser-Cl) [6,9]
	Pórfido granodiorítico Principal	40,6±1,1, U-Pb/circón [10]				
		41,6±2,4, U-Pb/circón [10]				
	Pórfido granodiorítico tardío	39,6± 0,9, U-Pb/circon [10]				
Esperanza	Pórfido granodiorítico temprano	42,1±0,8, U-Pb/circón [10]	41,3± 0,3, Ar-Ar/Biotita [7]	Formación Quebrada Mala [6]		Propilítica (Cl-Ep-Cal), Potásica (Kfs-Bt-Anh-Mag), Argílica intermedia (Qz-Cl-Ser-Arc) y Fílica (Qz-Ser) [6,7]
	Pórfido granodiorítico Principal	41,3±0,3, U-Pb/circón [10]				
Escondida	Stock granodiorítico-monzodiorítico (Escondida)	37,9±1,1, U-Pb/circón [11]	37,5 ± 0,6, Ar-Ar/biotita [14], 36,1 ± 0,2, Re-Os/molibdenita [15], 35,7 ± 0,3, Ar-Ar/alunita[14]	Formación Agusta Victoria, Formación La Tabla [6]	Intrusiones Dioríticas, Monzodioríticas,Monzoníticas [13, 14]	Propilítica (Ep-Cl-Mont), Potásica (Kfs-Bt-Cl-Anh-Ser), Fílica (Qz-Ser-Cl), Argílica avanzada (Pir-Alun-Qz) [12]
		37,7±0,8, U-Pb/circón [12]				
		37,2±0,8, U-Pb/circón [12]				
	Pórfido granodiorítico intermineral	35,4±0,7, U-Pb/circón [13]				
	Domo riolitico	37,5±0,6, U-Pb/circón [13]				

Tabla 2.1 Características litológicas, edad de la roca, edad mineralización, roca de caja, roca precursora y minerales de alteración para los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida. Abreviaciones: Pg Na= Plagioclasa sódica, Kfs= Feldespato potásico, Qz= Cuarzo, Bt= Biotita, Cl= Clorita, Ep= Epidota, Alb= albita, Cal= Calcita, Mag= Magnetita; Anh= Anhidrita, Ser= Sericita, Arc= Arcillas, Mont= montmorillonita; Pir= Pirolusita, Alu= Alunita. Referencias: Rivera et al., (2012) [1]; Ballard et al. (2001) [2] ; Osandón et al. (2001) [3] ; Barra et al. (2012) [4] ; Reynold et al. (1998) [5] ; Perelló et al., 2010 [6] Perelló et al. (2004) [7]; Mpodozis y Cornejo (2012) [8]; Mora et al. (2009) [9], Edades no publicadas de Antofagasta Minerals [10]; Richard et al. (2001) [11];Padilla-Garza et al. (2004) [12]; Hervé et al. (2012) [13]; Padilla-Garza et al. (2001) [14]; Romero et al., 2010 [15].

2.3.2. Gravas Atravesados

Las gravas Atravesados presentan un color rojizo y presentan un espesor de 285 m aproximadamente. Riquelme et al. (2018) separa esta unidad en un miembro inferior, Atravesados I (At I) y un miembro superior, Atravesados II (At II), mientras que un análisis sedimentológico más detallado realizado por Muñoz et al. (en prep.) separa el miembro inferior en 2 submiembros, dando lugar a, Atravesados I (At I), Atravesados II (At II) y Atravesados (At III). Para efectos de este estudio nosotros utilizaremos la separación realizada por este último autor. AtI corresponde al miembro inferior, presenta un espesor de 100 m y está conformada por facies de conglomerados y arenas masivas, con menores intercalaciones de fangos masivos (Fig. 2.8). Las facies de grano grueso son pobremente seleccionadas, los clastos son subredondeados a subangulares. AtII corresponde al miembro medio, presenta un espesor de 120 m aproximadamente y está conformada principalmente por facies de arena masiva con intercalaciones de horizontes de limos masivos y conglomerados con estratificación horizontal y masivos (Fig. 2.8). Las facies son moderadas a pobremente seleccionadas y los clastos son subredondeados a subangulares. Por su parte At III, corresponde al miembro superior, tiene un espesor aproximado de ~ 85 m y está conformado por alternancias de facies de conglomerados y arenas con estratificación y laminación horizontal con menores intercalaciones de horizontes de arenas, fango y conglomerados masivos (Fig. 2.8). Estas facies son moderadas a pobremente seleccionadas, los clastos son subredondeados a redondeados y con leve imbricación. Las tres subunidades se encuentran cementadas por carbonato, los estratos presentan una inclinación de 30 a 40° SE, afloran el sector de Atravesados y sobreyacen a la formación Quebrada Mala y se encuentran sobreyacidos por las Gravas de Arrieros. Esta unidad presenta paleosuelos ricos en carbonato. Dos poblaciones de edades en circones se definen para esta unidad, una población Paleocena (57 a 62 Ma), que se origina de la erosión de andesitas y tobas de la Formación Cinchado, y dioritas porfídicas y equigranulares, las cuales son similares a las rocas intrusivas Paleocenas. La segunda población es del Eoceno medio-tardío (38 a 46 Ma) y se origina por la erosión de capas volcánicas intercaladas en las gravas Esperanza. También en esta unidad son documentadas la presencia de fragmentos de litocap, los cuales son proveniente de sistemas porfídicos adyacentes. Las asociaciones de facies de At I y At II corresponde a depósitos de flujos de corrientes hiperconcentrados desconfinados intercalados con depósitos de flujo de manto e de inundación que representan un ambiente deposicional de la parte media a distal de un abanico aluvial, respectivamente. AtII

corresponde a depósitos de corrientes confinados permanentes intercalados con depósitos de flujo de manto y de inundación que representan un ambiente deposicional de un sistema *braided* aluvial plano proximal.

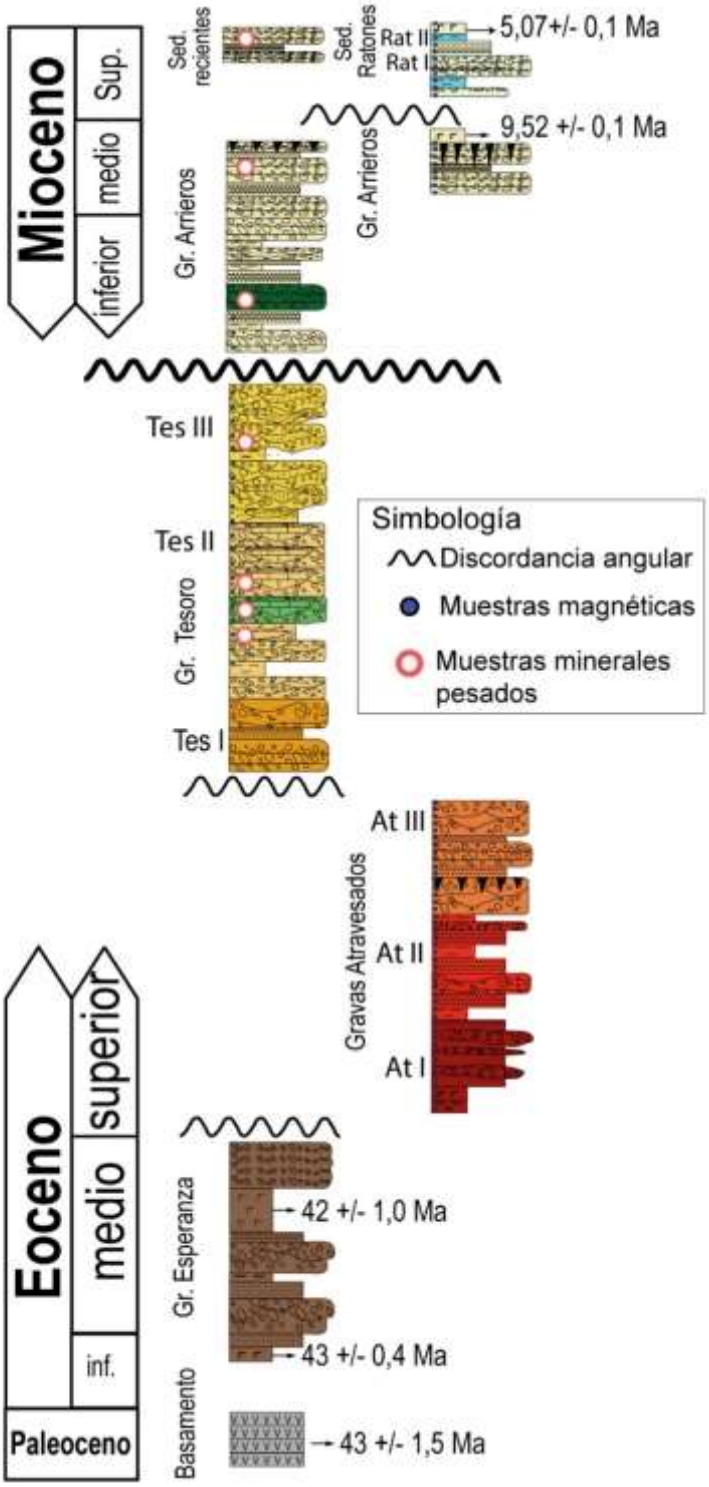


Figura 2.8 Registro estratigráfico esquemático del Eoceno medio al Mioceno inferior del registro sedimentario del Distrito Minero de Centinela. Tomado de Riquelme et al., 2018 y Tapia et al., 2012. Adicionalmente son mostrados los lugares de muestreo en el registro sedimentario del DMC.

2.3.3. Gravas Tesoro

Corresponde a una secuencia de color café clara, presenta un espesor de ~370 m y está conformada por 3 unidades correspondientes a Tesoro I (Tes I), Tesoro II (Tes II) y Tesoro III (Tes III) (Fernández-Mort et al., 2018). Tes I presenta facies de conglomerados masivos, con escasas intercalaciones de arenas y conglomerados horizontales (Fig. 2.8), estas facies presentan una selección moderada a baja y pueden presentar imbricación. La unidad Tes II corresponde a la parte media, tiene un espesor aproximado de ~ 100 m y está conformado principalmente por facies de conglomerados acompañadas por arenas y limos y menor presencia de carbonatos. Los conglomerados por lo general presentan una pobre selección, son subangulares a subredondeadas y presentan base erosiva. Las arenas se disponen en forma tabular a lenticular y las facies de fango presentan ocasionalmente estructuras de carga. Esta unidad adicionalmente aloja un manto de mineralización exótica de cobre y la mineralogía está conformada principalmente por crisocola, copper wad y copper pitch con menores cantidades de atacamita (Fernández-Mort et al., 2018). A partir del uso de núclidos cosmogónico se estimó la edad de la mineralización supérgena, la cual presenta un rango de edades que varía entre 14 y 12 Ma (Sánchez, 2018). La unidad Tes III, corresponde a la parte superior y alcanza los 90 m de espesor. Esta subunidad está conformada exclusivamente por estratos de gravas horizontales con menores intercalaciones de limo. Los conglomerados son moderadamente a pobremente seleccionada con clastos imbricados subredondeados a subangulares. Las gravas Tesoro aflora en el rajo de la mina El Tesoro, aunque Tes I también es reconocido al sur de la mina, donde se encontró una sucesión sedimentaria que alcanza hasta los 400 m de espesor. Por lo general, los estratos de Tes I presentan una inclinación de 60-65° NO, mientras que los de Tes II y Tes III presentan un buzamiento de 10°O. Las gravas Tesoro se depositan sobre rocas del Cretácico Superior y las gravas Esperanza y son sobreyacidas por las gravas Arrieros. Las gravas Tesoro, de acuerdo con su contenido de clastos y la población de edad de circones detríticos (Tes II y Tes III) es caracterizada por un amplio rango de edades y litologías similares a la mayoría de las unidades de rocas que afloran en el DMC en la actualidad. Cuatro poblaciones de circones detríticos fueron encontradas; 1) Eoceno (35 a 49 Ma), provenientes de la erosión de sistemas de cobre porfídico Eoceno tardío, lo cual es confirmado por la presencia de clasto de alteración fílica y propilítica; 2) Cretácico superior a Paleoceno (57 a 74 Ma) proveniente de la erosión de la Formación Quebrada Mala, como se confirma con la presencia de clastos de andesitas y dacitas; 3) Una población menor Jurásica (196 a 199 Ma) inferido de la erosión

de secuencias Marinas, y 4) una población Carbonífera – Pérmica (266 a 344 Ma) resultante de la erosión del basamento Paleozoico Superior. La edad máxima de deposición de las gravas Tesoro se estima más joven que ~ 40 Ma. Tes I es casi exclusivamente compuestos de depósitos hiperconcentrados de flujos de detritos y flujos de manto que representan un ambiente deposicional de un abanico aluvial, mientras que Tes II y Tes III están compuestos por flujos de corrientes de abanicos aluviales, Tes II se diferencia por presentar depósitos de lagos efímeros o cuerpos de aguas cercanos.

2.3.4. Gravas Arrieros.

Esta unidad es de color amarillo pardo y alcanza hasta 80 m de espesor, su parte superior corresponde a la superficie de pedimentación actual. Está compuesta principalmente por horizontes de conglomerado con estratificación horizontal y masivos con menores intercalaciones de arenas y limos masivos y niveles de yeso (Fig. 2.8). Las facies de gravas y arenas son pobremente seleccionadas, y los clastos angulares a subredondeadas, con la excepción de los conglomerados no muestras una laminación preferencial. Los estratos de esta unidad afloran ampliamente en el distrito, presentan una inclinación de 5°O y sobreyace discordantemente a las unidades más antiguas. Esta unidad cerca de su base contiene un manto de mineralización exótica el cual está conformado por clastos de crisocola retrabajados y como cemento rellenado cavidades y fracturas, además de algunos óxidos de manganeso, atacamita y paratacamita (Fernández-Mort et al., 2018) y en la parte superior presenta un paleocanal con rastros de mineralización exótica de cobre. Dentro de esta unidad se puede observar desarrollo de paleosuelos ricos en carbonatos y en el techo un prominente horizonte correspondiente a un paleosuelo rico es sulfato. La secuencia hospeda tres poblaciones de circones detríticos, 1) Eoceno (36-43 Ma) provenientes de sistemas de cobre porfídico Eoceno inferior confirmado por la presencia de clastos alterados hidrotermalmente provenientes de sistemas porfídicos; 2) Cretácico Superior – Paleoceno (58 – 70 Ma), proveniente de la erosión de la Formación Quebrada Mala e intrusiones Cretácico Superior, confirmado por la presencia de clastos de andesitas y dacitas, además de clastos dioríticos epidotizados; 3) Carbonífero-Pérmico (283 a 344 Ma) resultante de la erosión del basamento Paleozoico. Esta secuencia fue depositada antes de los 9,52 ± 0,05 Ma correspondiente a una ignimbrita localizada en el techo de la unidad (Riquelme et al., 2018). Las asociaciones de facies corresponden a depósitos hiperconcentrados de flujos de detritos y flujos de manto, cuyo ambiente deposicional corresponde a la parte proximal de un abanico aluvial.

2.3.5. Sedimentos Ratones

Estos sedimentos presentan un color amarillo parduzco y alcanza hasta ~20 m de espesor. En esta unidad se pueden reconocer dos asociaciones de facies, correspondientes a Ratones I (Rat I) y Ratones II (Rat II) (Pizarro et al., 2019; Muñoz et al., en prep.). Rat I es compuesta principalmente por facies de conglomerados y arenas masivas con menores intercalaciones de conglomerados y arenas con estratificación horizontal (Fig. 2.8). Los horizontes compuestos por gravas y arenas son moderadamente seleccionados, subredondeada a subangular. Niveles delgados de yeso son comúnmente intercalados en la columna estratigráfica. Rat II es compuesta casi exclusivamente por horizontes de fango masivos, ocasionalmente con laminaciones horizontales y cementadas por carbonato (Fig. 2.8). Esta secuencia aflora de forma exclusiva en la aguada de los ratones (parte norte del distrito; Fig. 2.4) y se deposita discordantemente sobre la ignimbrita de 9,52 ±0,05 Ma (Riquelme et al., 2018) y bajo una ignimbrita de 5,7 ± 0,1 Ma (Tapia et al., 2012). La asociación Rat I está compuesta por depósitos hiperconcentrados de flujos detritos y flujos en manto, cuyo ambiente deposicional corresponde a un ambiente de abanico aluvial. Mientras que Rat II, está compuesto por depósitos de lagos efímeros o de aguas subsuperficiales, cuyo ambiente deposicional es interpretado como un depósito de *wetland*.

2.3.6. Depósitos aluviales recientes

Esta unidad corresponde a la parte superior de la secuencia de gravas y consiste principalmente en depósitos de grano gruesos de color pardo claro, presentan un espesor de ~2 m y se depositan en gran parte del área. Estos depósitos están principalmente compuestos por facies Gmm, las cuales presentan una mala selección y clastos principalmente angulares. La composición de los clastos es similar a los clastos de gravas Arrieros. Estas gravas se depositan post-10 Ma y son contemporáneas con los sedimentos Ratones. Su ambiente deposicional corresponde a un abanico aluvial controlado por facies de flujo de detritos (parte proximal de un abanico aluvial).

<u>Capítulo III</u>: Características morfológicas y geoquímicas de circones provenientes de DPCs

Resumen

Un alto estado de oxidación (FMQ +1 a +2) y contenido de agua (4% en peso de H_2O) son necesarios en el magma para la generación de depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs). Estas condiciones permiten que el fundido pueda transportar metales (e.g. Cu, Mo, Au) y otros elementos geoquímicos (e.g. S, Cl, Na, K) desde el manto a niveles superiores de la corteza. Diferentes trazadores han sido utilizados para testear estas condiciones en cuerpos magmáticos, tales como variaciones en la razón Fe^{3+}/Fe^{2+}, diferencias en el contenido mineralógico (óxidos de Fe-Ti) y uso de señales geoquímicas distintivas, tales como variaciones en Sr/Y y Eu/Eu* en roca total. Sin embargo, estos trazadores no se pueden implementar a DPCs debido a que la alteración hidrotermal oblitera los minerales primarios y la composición geoquímica de la roca. El circón es un mineral accesorio común en rocas ígneas que conserva su composición geoquímica e isotópica desde el tiempo de cristalización y proporciona información geoquímica relacionada al magma parental. Además, una gran cantidad de estudios en DPCs alrededor del mundo han utilizado las características geoquímicas del circón, tales como altas concentraciones de Hf y valores altos de las razones de Eu/Eu*, (10.000xEu/Eu*)/Y, (Ce/Nd)/Y y bajas de Dy/Yb y Th/U, las cuales han sido documentadas como indicadores de alto estado de oxidación y contenido de agua magmática en el fundido y relacionadas a fertilidad metalogénica. En este capítulo, se reportan observaciones microscópicas (microscopia y catodoluminiscencia) y mediciones geoquímicas (EMPA y LA-ICP-MS) de circones provenientes de cuatro DPCs localizados en la franja metalogénica Eocena-Oligocena del Norte de Chile (Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida), con el objetivo de validar el uso de características petrográficas y señales geoquímicas de circones como un mineral indicador de pórfidos cupríferos. En este estudio se considera que los circones cristalizan a partir de magmas monzograníticos a granodioríticos a temperaturas que varían entre 750 y 650 °C y presentan morfologías externas euhedrales caracterizadas por el desarrollo casi exclusivo de prismas del tipo {110} y faces piramidales del tipo {101}. La mayoría de los circones presenta concentraciones de Hf > 8.750 (ppm) y valores de las razones de Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce / Nd) / Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3, Th/U < 0,9 - > 0,1, pero no todos los granos de circón cumplen con los valores aquí documentados producto de la presencia de minerales accesorios que cristalizan contemporáneamente y compiten por los elementos trazas presentes en el fundido o por la presencia de anticristales provenientes de magmas precursores. Este trabajo agrupa los umbrales geoquímicos previamente mencionados en el término PIZ (Porphyry Indicator Zircon, siglas en inglés), el cual valida al circón como un indicador de pórfido cuprífero y como una certera herramienta de exploración.

3.1. Introducción

Los depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs) se originan en zonas de subducción asociadas a intrusiones magmáticas calco-alcalinas ricas en sílice (e.g. Sillitoe, 2010; Richards, 2003; 2015; Chambefort et al., 2008, 2013; Loucks, 2014). Estos magmas se caracterizan por presentar un alto estados de oxidación (FMQ +1 a +2; Richard et al., 2015; Sun et al., 2017) y alto contenido de agua magmática (≥ 4% en peso de H_2O) (Richards, 2003; 2011). Estas condiciones son necesarias parta trasportar S, metales (e.g. Cu, Au, Mo) y otros elementos geoquímicos, tales como Cl, Na, K, entre otros, desde el manto a niveles superiores de la corteza (Richards, 2003; 2011; Cooke et al., 2005; Loucks, 2014).

El estado de oxidación y contenido de agua magmático en un magma han sido evaluados a través de la razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} en roca total, composición de los óxidos de Fe-Ti y la presencia de minerales indicativos de alta fO_2, tales como magnetita, hematita y anhidrita. Sin embargo, los geobarómetros que usan minerales oxidados o sulfurados no son aplicables a rocas plutónicas debido al rápido reequilibrio de tales minerales a bajas temperaturas (DeHoog et al., 2004). Además, la alteración hidrotermal asociada a depósitos de mena oblitera los minerales primarios y la composición geoquímica de la roca total. Debido a esto, no se pueden utilizar señales geoquímicas distintivas de roca total en DPCs, y se tiende a descartar el uso de las relaciones geoquímicas típicamente utilizadas para comprender la evolución de cuerpos intrusivos, tales como Sr/Y, V/Sc y Eu/Eu* (Lang y Titley, 1998; Richards et al., 2012; Richards y Kerrich, 2007; Chiaradia et al., 2012; Loucks, 2014). En este contexto, el circón es un mineral accesorio común de rocas ígneas intermedias a félsicas que conserva su composición geoquímica e isotópica desde su cristalización (Cherniak et al., 1997). Además, puede registrar la evolución composicional y variaciones en las condiciones fisicoquímicas del fundido parental, las que se encuentran controladas por los correspondientes coeficientes de partición del circón/fundido para cada elemento químico en particular (Ballard et al., 2002; Claiborne et al., 2010; Dilles et al., 2015). Esto se debe a la estabilidad física y química de este mineral y a su resistencia al reequilibrio difusivo a alta temperatura (Watson & Cherniak, 1997; Cherniak & Watson, 2003).

El circón durante su cristalización incorporar numerosos elementos trazas y radiogénicos de valencia variable, los que tiende a remplazar al Zr^{4+} (e.g. Sn^{4+}, Th^{4+}, U^{4+}, Hf^{4+}) y al Si^{4+} (e.g. Ge^{4+} y Ti^{4+}) (Finch y Hanchar, 2003; Ferry y Watson, 2007). Además, este mineral puede incorporar elementos de tierras raras (ETR), donde los coeficientes de

partición circón/fundido aumenta de ETR ligeros (ETRL) a pesados (ETRP) (e.g., Sano et al., 2002). En particular, los iones oxidados de Ce^{4+} (0,97 Å) y Eu^{3+} (1,066 Å) se incorporan preferentemente en la red del circón, mientras que los iones reducidos Ce^{3+} (1,143 Å) y Eu^{2+} (1,25 Å) son excluidos (Hoskin y Schalteger, 2003). De esta manera la magnitud de la anomalía positiva de Ce (Ce^{4+}/Ce^{3+} >120) y negativa de Eu (Eu/Eu* >0,3) en circón se puede vincular a un alto estado de oxidación del magma (e.g. Ballard et al., 2002, Shen et al., 2015; Dilles et al., 2015), lo cual ha sido confirmada a partir de experimentos en fundidos basálticos a alta temperatura (Burnham y Berry, 2012). Además, valores relativamente altos de las razones (10.000x Eu/Eu*)/Y (>1) y (Ce/Nd)/Y (> 0,01) en circón pueden ser vinculantes con contenidos relativamente altos de agua en el magma a profundidad epizonales (Lu et al., 2016). En una etapa temprana de la evolución de un fundido hidratado, tiende a cristaliza hornblenda mientras que la cristalización de plagioclasa es inhibida (Richards et al., 2001, 2012), lo que genera un empobrecimiento de Y y enriquecimiento de Eu en el fundido residual (Chiaradia et al., 2012; Loucks, 2014). Además, la hornblenda incorpora preferentemente ETR medias (ETRM) (Ej. Dy; Davidson et al., 2007) por sobre las ETRL (ej. Yb; Davidson et al., 2007) lo cual disminuye la razón Dy/Yb en el fundido residual (Davidson et al., 2007; Richards y Kerrich, 2007). De esta manera, bajos valores de la razón Dy/Yb (< 0,3) han sido documentados en circones provenientes de DPCs (Lu et al., 2016). Así, diferentes señales geoquímicas obtenidas de circones han sido propuestas para diferenciar entre intrusivos generadores de DPCs de aquellos intrusivos estériles (e.g. Ballard et al., 2002; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016). Sin embargo, algunos estudios realizados en los depósitos de Oyu Tolgoi (Mongolia; Loader et al., 2017) y de Bajo la Alumbrera (Buret et al., 2016), cuestionan el uso de estas señales geoquímicas como indicadores de fertilidad debido a la co-cristalización de otros minerales accesorios, tales como apatito, titanita, que tienen coeficientes de partición similares a los del circón para los ETR.

En este capítulo, se reportan las características petrográficas (observaciones microscópicas y catodoluminiscencia) y señales geoquímicas (EMPA y LA-ICP-MS) de circones provenientes de los depósitos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida. Esto con el objetivo de validar al circón como un indicador de fertilidad metalogénica y además, evaluar su utilización como un mineral indicador de pórfido cuprífero (PIZ [Porphyry Indicator Zircon], siglas en inglés)**.**

3.2. Muestreo

Un total de 10 muestras de 5 kg aproximadamente se seleccionaron para el análisis petrográfico y geoquímico de circones. Estas muestras fueron tomadas de diferentes zonas de alteraciones hidrotermal reconocidas en los pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida, cuyas características geológicas fueron descritas en el capítulo N°2 y resumidas en el Anexo B.

En el DPC de Chuquicamata tres muestras fueron tomadas del Pórfido granodiorítico Este (Fig. 2.3), correspondientes a: Ch04 (Alt. potásica de fondo), Ch07 (Alt. fílica) y Ch18 (Alt. propilítica). En el pórfido Mirador, las muestras fueron tomadas del Pórfido Granodiorítico Principal, las cuales corresponden a: M01 (Alt. potásica) y M03 (Alt. fílica). En el depósito de Esperanza, 2 muestras fueron seleccionadas del Pórfido Granodiorítico Principal (Fig. 2.5), correspondientes a: Esp01 (Alt. fílica) y Esp03 (Alt. potásica). En el yacimiento Escondida (Fig. 2.7), las muestras se tomaron del Stock granodiorítico-monzodiorítico Escondida, las cuales corresponden a: Esc03 (Alt. propilítica), Esc06 (Alt. potásica) y Esc09 (Alt. fílica).

3.3. Procedimiento analítico

En la Universidad Católica del Norte (UCN) (Chile), las muestras seleccionadas fueron trituradas y tamizadas hasta alcanzar un tamaño de grano < 0,5 mm. Posteriormente, en Géosciences Environnement Toulouse (GET) (Francia), los circones fueron recuperados a través de métodos convencionales, mesa vibradora de agua (modelo WILFREY), líquidos densos (Tetrabromoetano, 2,98 g/cm^3 y Diiodometano, 3,31 g/cm^3) y técnicas de separación magnética (inclinación: 20°, amperaje > 1.2 Amps). Circones representativos de los cuatro depósitos fueron seleccionados por medio de *hand-picking* y montados en un disco con resina *epoxy* (~ 10 granos por muestra), para posteriormente ser pulidas aproximadamente a medio grosor de grano.

Las caracterización petrográfica y geoquímica de los circones se obtuvo en el Departamento de Earth, Ocean y Atmospheric Sciences de la universidad de British Columbia (UBC) (Canadá). La morfología externa y estructuras internas de los circones fueron examinadas bajo un microscopio de luz trasmitida-reflejada y por medio de técnicas de catodoluminiscencia (CL). Las imágenes de CL fueron obtenidas usando un equipo

Cambridge Image Technology Ltd. MK 4A modelo cold CL stage montado sobre un microscopio petrográfico. Las muestras se irradiaron en una cámara de vacío con un haz de electrones de aproximadamente 18 kV y la corriente se ajustó entre 360 y 440 μA (~380 μA). Las inclusiones observadas en circones trataron de ser evitadas para los estudios geoquímicos.

La concentración cuantitativa de elementos mayores, menores y trazas fue estimada por medio de una microsonda electrónica de barrido (EMPA, siglas en inglés) utilizando una CAMECA SX-50 totalmente automatizado que funciona en el modo de dispersión de longitud de onda, con las siguientes condiciones técnicas de funcionamiento: voltaje de excitación, 15 kV; haz de corriente, 20 nA; tiempo de conteo para el peak de Si y Zr, 20 s; tiempo de conteo para el peak estándar de Si y Zr, 10 s; tiempo de conteo para el peak Hf y U, 100 s; tiempo de conteo para el peak estándar de Hf y U, 50 s; diámetro spot, 5 μm. La reducción de datos fue hecha usando el método 'PAP' $\phi(\rho Z)$ (Pouchou & Pichoir 1985). Para los elementos considerados, los siguientes estándares fueron usados, correspondientes a rayos X y cristales: Si$K\alpha$ (Si); Zircon $ZrL\alpha$ (Zr); Hf metal, Hf$L\alpha$ (Hf); UO_2 glass, U$M\alpha$, (U). Se usaron tres desviaciones estándar (nivel de confianza del 99,7%) para el cálculo de los límites de detección (Anexo C). Los análisis de espectrometría de masas por inducción de plasma con sistema de ablación por láser acoplado (LA-ICP-MS, siglas en inglés) se realizaron por medio de un láser excimer Resonetics m50-LR 193 nm acoplado a un Agilent 7700x ICPMS con diámetro de laser aproximadamente 34 μm. El tiempo de ablación duro 40s con flujo de gas de He (750 ml/min He y 2 ml/min N2). La calibración se realizó por medio de *silicate glass standad* SRM NIST610 y NIST612 como estándares externos, primarios y secundarios respectivamente. Mientras que los valores de ^{90}Zr provenientes de EMPA de mediciones sobre los mismos granos fueron utilizadas como estándar interno. El *basaltic* BCR2-G, Plesovice y 9500 circón fueron usados como control de calidad. La reducción de los datos se realizó a través de Iolite software (Paton et al., 2011), el cual fue utilizado para determinar las concentraciones elementales usando un *NIST SRM 612 glass* para la estandarización externa. El intervalo para la reducción de datos fue elegido basado en la parte más plana de la meseta de ^{90}Zr, típicamente ~ 2 s después del encendido del láser y alrededor de 2 s antes de que el láser fuera apagado. Durante la reducción de los datos, una cuidadosa comprobación de los espectros de masas multi-elemental eliminó las posibles impurezas que se pudieron encontrar a lo largo del perfil de profundidad de cada área de ablación, evaluando mediante la inspección del perfil de ^{90}Zr examinado los valles y los

picos de otras masas que indiquen la presencia de inclusiones. Debido a que el contenido de Ca es bajo en circones (Shen et al., 2015), la concentración de Ca fue utilizada para determinar cualquier contaminación por inclusiones u otra fase. En el caso de que la concentración de algunos elementos determinados por EMPA y LA-ICP-MS se encuentre por debajo del límite de detección (LOD, siglas en inglés) y con el propósito de mostrar dichos elementos en los gráficos, se utilizó la mitad del valor de LOD. Adicionalmente para los valores cuyo LOD que fuer igual a 0 debido a que la concentración del elemento era demasiado baja, se utilizaron los valores documentados en el estándar 9500 circón (Yuan et al., 2004).

Producto de que una gran cantidad de granos de circón se encuentran zonificados por sectores, los que comúnmente muestran una distribución altamente heterogénea de elementos (Jackson et al., 2013), en este estudio en cada grano de circón se realizaron dos ablaciones (spots), una en el núcleo y otra en el borde para testear diferencias significativas en las composiciones geoquímicas entre estas dos áreas en granos individuales. Adicionalmente, se seleccionaron granos de más de 100 mm de diámetro, para verificar variaciones composicionales en los que se realizaron más de dos ablaciones.

3.4. Resultados

3.4.1. Características petrográficas de circones provenientes de DPCs

Los circones provenientes de los diferentes depósitos de pórfidos cupríferos presentan ligeras diferencias respecto a sus características petrográficas. El tamaño de los cristales varía entre 85 y 200 µm (eje axial), siendo los más pequeños los provenientes de Chuquicamata y los más grandes los de Escondida (Fig. 3.1, Tabla 3.1). También, se estimó la relación de aspecto, correspondiente a la relación de largo/ancho, la cual ha sido relacionado a la velocidad de enfriamiento, cristales alargados son asociados a magmas que se enfrían rápidamente y a profundidades superficiales, mientras que cristales equidimensionales se habrían formados en magmas que se enfrían lentamente a profundidades mayores (Corfu et al., 2003). La relación de aspecto varía entre 1,5 y 6 (Fig. 3.2 y Tabla 3.1), donde 80% de los circones provenientes de Chuquicamata y Esperanza presentan una relación de aspecto entre 1,5 y 3, mientras la relación de aspecto es más variada en los pórfidos de Mirador y Escondida, solo alrededor del 55% de los granos presentan relaciones entre 1,5 y 3 (Fig. 3.2. Tabla 3.1).

Los circones presentan morfología externa euhedral y zonificaciones típicas de circones ígneos (Fig. 3.1). En este estudio para caracterizar la morfología de los circones, se usó el diagrama de clasificación tipológica desarrollado por Pupin (1980), en el cual los cristales de circón son clasificados de acuerdo al desarrollo relativo de las formas piramidales {211} vs. {101} y las formas prismáticas {100} vs. {110}, estableciendo una directa relación entre el desarrollo de caras piramidales y la composición del magma, relación expresada mediante el índice A (nIA), el cual se relaciona con la composición del magma a través de la razón Al/Na+K. Por otro lado, el desarrollo de las caras prismáticas está controlado por el índice T (nIT), el que se relaciona con la temperatura de cristalización. Mediante estas relaciones, Pupin (1980) propone una clasificación petrogenética que asocia poblaciones de circones con un determinado origen magmático.

Los circones estudiados, presentan cristales con morfología conformada por prismas del tipo {110}, con menor desarrollo de prismas del tipo {100} y faces piramidales principalmente del tipo {101} con menor desarrollo del tipo {211} (Fig. 3.3). De acuerdo con esta clasificación tipológica, los circones estudiados corresponden principalmente a los subtipos S8 y S9. Los que representan más del 20% del total de la población en cada yacimiento. En algunos casos, Chuquicamata y Esperanza, el porcentaje de S8 supera el 40% del total. Además, en todos los depósitos es posible observar formas del subtipo S4, cuyo porcentaje varía entre 1 y 40%. Adicionalmente, en Chuquicamata es posible observar algunos cristales de los subtipos S7 y S5 y en Escondida del subtipo S3 y S5, los cuales son menores al 10%. El depósito Mirador presenta circones con formas de los subtipos S3, P3 y P4, estos dos últimos presentan tipos de prismas del tipo {100}. En los circones analizados el índice A (nIA) varía entre 449 y 495 y el índice T (nIT) entre 371 y 405. Los nIA y nIT más bajos lo presentan los circones provenientes de Chuquicamata y Escondida, mientras que los valores más elevados para ambos índices fueron calculados a partir de los circones de Mirador (Tabla 3.1).

Con respecto al color de luminiscencia de los circones, este varía entre verde traslucido, verde y verde amarillento, donde la mayoría presenta son de verde con bordes amarillentos. Los circones de color verde son característicos de Esperanza, Chuquicamata y Escondida, mientras que los circones de color verde traslucidos son principalmente encontrados en estos dos últimos depósitos. El color verde amarillento es característico de los circones de Mirador y algunos circones de Escondida (Fig. 3.1).

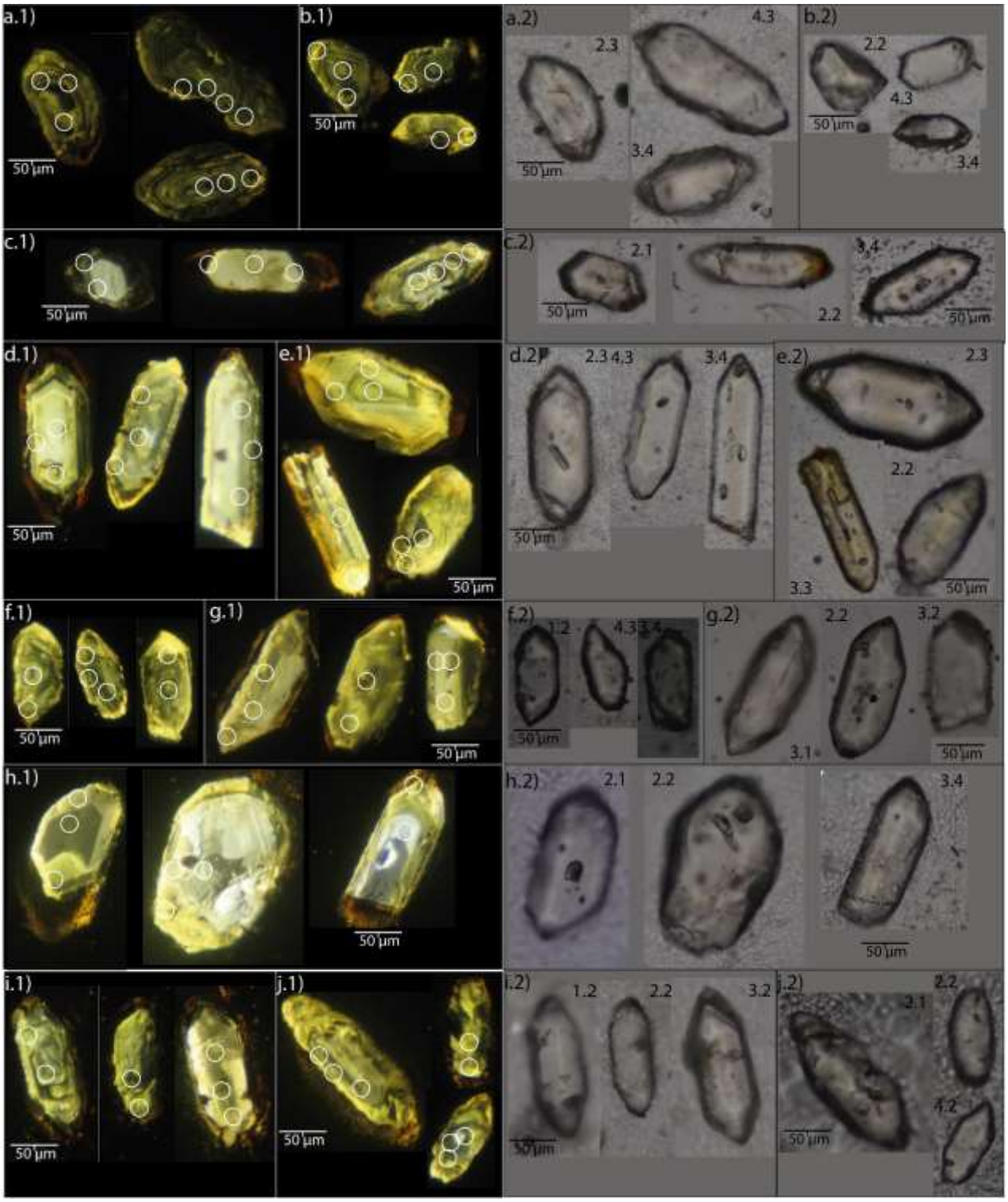


Figura 3.1 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) representativas de circones provenientes de los DPCs. Chuquicamata; a) Ch04; b) Ch07; c) Ch18. Mirador; d) M01; e) M03. Esperanza; f) Esp03; g) Esp01. Escondida. h) Esc03; j) Esc06; i) Esc09. Los círculos blancos representan el tamaño y posición de la ablación en los granos para medición de elemento trazas.

Con respecto a las estructuras internas, los granos presentan núcleos no zonados sobrecrecidos por anillos euhedrales y zonificación concéntrica desde el núcleo, típicas de

circones ígneos (Fig. 3.1). En algunos granos es posible observar interrupciones de las estructuras internas debido a la presencia de grietas (Fig. 3.1). Además, en una gran cantidad de granos es posible reconocer inclusiones fluidas y de gas e inclusiones minerales, principalmente apatitos y con menor frecuencia circones y otros minerales. Texturas de reabsorción son escasamente observadas y núcleos heredados no se reconocen en este estudio. Los circones aquí estudiados no presentan diferencias morfológicas importantes entre los diferentes depósitos estudiados y tampoco se observar diferencias con respecto del tipo de alteración hidrotermal al cual se asocian.

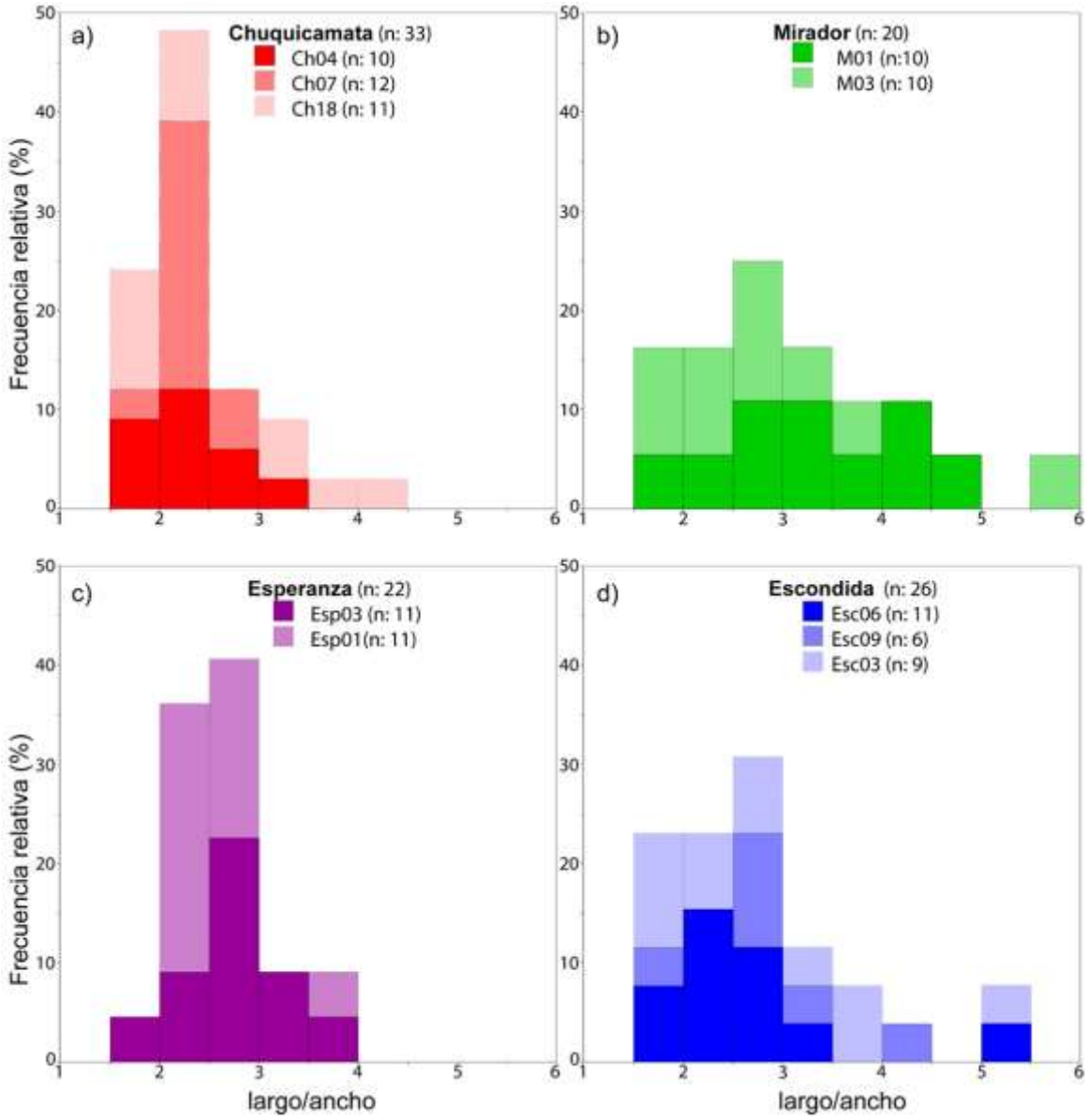


Figura 3.2 Histogramas de relación de aspecto (largo/ancho) de los circones provenientes de DPCs. a) Chuquicamata, b) Mirador; c) Esperanza; d) Escondida. n, numero de cristales medidos.

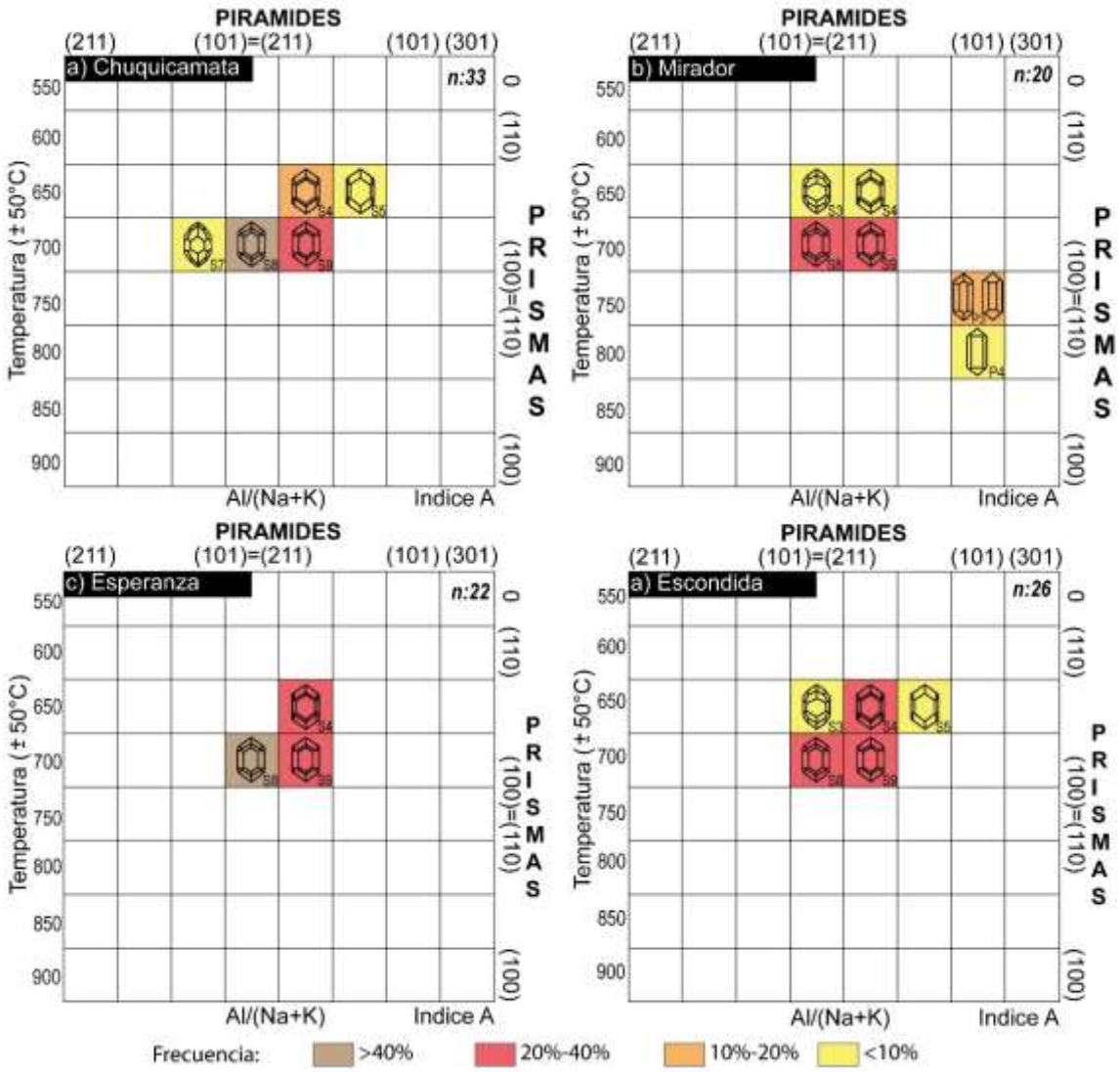


Figura 3.3 Morfología de circones provenientes de DPCs, esquemáticamente ilustrados en el diagrama de clasificación tipológica de Pupin (1980). a) Chuquicamata; b) Mirador; c) Esperanza; d) Escondida.

3.4.2. Características geoquímicas de circones provenientes de DPCs

3.4.2.1. Termometría por medio del contenido de Ti en circón

La temperatura de cristalización del circón fue estimada a partir del contenido de Ti utilizando las ecuaciones de Ferry y Watson, (2007), cuya calibración asume cristalización bajo condiciones de saturación de cuarzo y rutilo (a_{TiO2}= 1 y a_{SiO2}= 1). La calibración experimental es para una presión de 1 Gpa (10 kbars), y aunque el contenido de Ti en circón es sensible a la presión (Ferris et al., 2008), los circones en este estudio posiblemente cristalizaron en el rango de presión limite observado para pórfidos graníticos de Cu (1-3 kbars; e.g Seedors et al., 2005). Por lo tanto, se ignora el efecto de la presión y usamos la temperatura para la comparación entre diferentes muestras. Además, debido a que el cálculo

de la a_{SiO2} y a_{TiO2} y la corrección de temperatura para el termómetro de Ti en circón propuesto por Schiller y Finger (2019) no pueden ser implementados ya que las rocas se encuentran intensamente alteradas, la actividad de los óxidos de Si y Ti, son estimada del conjunto de minerales observado en las rocas. Todas las muestras en este estudio contienen cuarzo magmático primario, así que a_{SiO2}= 1. En algunas muestras se ha identificado óxidos de Ti (e.g. rutilo) y óxidos de Fe-Ti (titano magnetita), en el cual pude ser de origen hidrotermal y/o magmático, por lo cual $a_{TiO2} < 1$. Estudios anteriores para los mismos tipos de rocas asigna un a_{TiO2}= 0,7, lo cual está en acuerdo con la presencia general de otros óxidos de Fe-Ti (Ballard et al., 2003; Dilles et al., 2015). La variación de la actividad de TiO_2 por 0,3 y/o variaciones en el contenido de Ti en circón producto de la zonificación del grano (Lee, 2008) producen errores de aproximadamente de 15° a 20° C, así el modelo de temperaturas calculada en estudio presenta un error de aproximadamente ±30°C (2σ).

La Figura 3.4 muestra las variaciones de temperatura calculadas a partir del contenido de Ti versus la concentración de Hf (ppm). La temperatura varía entre 605° y 1.381° C, aunque el 95% de los datos se concentra entre 790° y 610°, con una mediana (x) de 695°C (Tabla 3.2). El depósito de Escondida es el que presenta circones con mayor temperatura de formación (x: 697°C), mientras que los circones provenientes de Mirador son los que se forman a menor temperatura (x: 674°C). La concentración de Hf varía entre 7.780 y 20.680 ppm, con una mediana de 10.708 ppm. Al igual que con la temperatura, los depósitos de Escondida y Mirador son los que presentan los circones con valores más altos (x: 11.475 ppm) y bajos (x: 10.140 ppm), respectivamente (Tabla 3.2). Tanto la Temperatura de cristalización como la concentración de Hf en los circones no varían en función del DPC y tampoco se observan diferencias entre las diferentes alteraciones hidrotermales o núcleo-borde. Los circones cristalizan dentro de un rango general de temperaturas de cristalización de rocas félsicas a intermedias (Fu et al., 2008) casi en condiciones eutécticas, cercanas al solidus del granito hidratado, pero a temperaturas levemente más altas o muy próximas a las estimadas para la actividad hidrotermal. Elevados valores de Hf están en concordancia con valores reportados en circones provenientes de sistemas mineralizados pórfidos cupríferos (Muñoz et al., 2012; Dilles et al., 2015).

3.4.2.2. Patrones de Tierras raras en circón

La abundancia de los elementos de Tierras raras fue normalizada a partir de los valores de condrito de McDonough y Sun, (1995). Los patrones de tierras raras de circones

provenientes de diferentes DPCs estudiados presentan curvas relativamente similares. Estos presentan un bajo contenido Elementos de Tierras Raras Ligeros (ETRL) y un elevado contenido de Elementos de Tierras Raras Pesados (ETRP). En todos los circones es posible observar una anomalía positiva de Ce y una anomalía negativa de Eu (Fig. 3.5). No se observar diferencias importantes entre patrones de circones provenientes de distintos yacimientos estudiados, alteraciones hidrotermales o núcleo-borde.

3.4.2.3. Anomalía geoquímica en circón

La variabilidad en la concentración de elementos trazas medidos en circones ha sido utilizada como herramienta para diferenciar entre circones que provienen de pórfidos mineralizados y de aquellas provenientes de intrusivos estériles (e.g. Muñoz et al., 2012; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016). Donde elevados valores de las relaciones de Eu/Eu* (>0,4), (Ce/Nd)/Y (>0,01) (Fig. 3.6) y valores bajos de Dy/Yb (< 0,3), con valores de Th/U que varían entre 1 y 0,1 (Fig. 3.7) han sido relacionados a circones que provienen de pórfidos mineralizados (e.g. Ballard et al., 2002; Dilles et al., 2015; Lu et al., 2016). Las variaciones de estas razones pueden ser explicada en términos de las condiciones redox, cantidad de agua presente en el magma y comportamiento de los ETR en el momento de cristalización de los circones.

Muestras	Media (µm)			Mediana (µm)			Moda (µm)			Pupin 1980			
	L	A	L/A	L	A	L/A	L	A	L/A	n	Morfología	n I.A	n I.T
Ch18	115	47,3	2,6	110	45	2,1	105	60	2,1	11	**S4**: 36,4%; **S9**: 27.3%; **S8**: 18.2%; **S5**: 9,1%; **S7**: 9,1	473	355
Ch04	119	51,5	2,3	105	52,5	2,4	105	50	2,5	10	**S8**: 80%; **S4**: 10%; **S7**: 10%	400	390
Ch07	86	37,5	2,3	87,5	37,5	2,3	80	35	2,3	12	**S9**: 58,3%; **S8**: 33,3%; **S4**: 8,3%	466	391
Chuquicamata										33	**S8**: 42,4%; **S9**: 30.3%; **S4**: 18,2%; **S7**: 6,1%; **S3**: 3%	**449**	**379**
M01	167	50	3,4	175	50	3,3	180	50	-	10	**S8**: 30%; **S4**: 20%; **S9**: 20%; **S3**: 10%; **P3**: 10%; **P4**	500	400
M03	178	58,5	3,0	163	57,5	2,8	200	55	2	10	**S8**: 40%; **S9**: 30%; **S3**: 10%; **P3**: 20%	490	410
Mirador										20	**S8**: 35%; **S9**: 25%; **P3**: 15%; **S4**: 10%; **S3**: 10%; **P4**	**495**	**405**
Esp03	142	52,3	2,8	150	55	2,9	175	55	2,9	11	**S8**: 36,4%; **S9**: 36,4%; **S4**: 27,3%	464	373
Esp01	138	52,7	2,6	125	50	2,3	135	45	2,3	11	**S8**: 68,3%; **S4**: 36,4%	436	364
Esperanza										22	**S8**: 50%; **S4**: 27.3%; **S9**: 22.7%	**450**	**373**
Esc03	194	65,6	3,2	210	60	3,0	210	50	2,5	9	**S4**: 55,6%; **S9**: 33,3%; **S3**: 11,1%	489	333
Esc06	162	65,5	2,7	150	60	2,5	150	60	2,5	11	**S4**: 45,4%; **S8**: 27,3%; **S5**: 18,2%; **S9**: 9,1%	436	391
Esc09	129	45	2,9	110	40	2,8	110	40	-	6	**S8**: 66,6%; **S9**: 33,3%	433	400
Escondida										26	**S4**: 38,5%; **S8**: 26,3%; **S9**: 23,1%; **S5**: 7,3%; **S3**: 3,8	**453**	**371**

Tabla 3.1 Características petrográficas de los circones provenientes de depósitos Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida. Se indica tamaños, relación de aspecto y morfología de los circones. La morfología es establecida a partir de la clasificación tipológica de Pupin (1980).

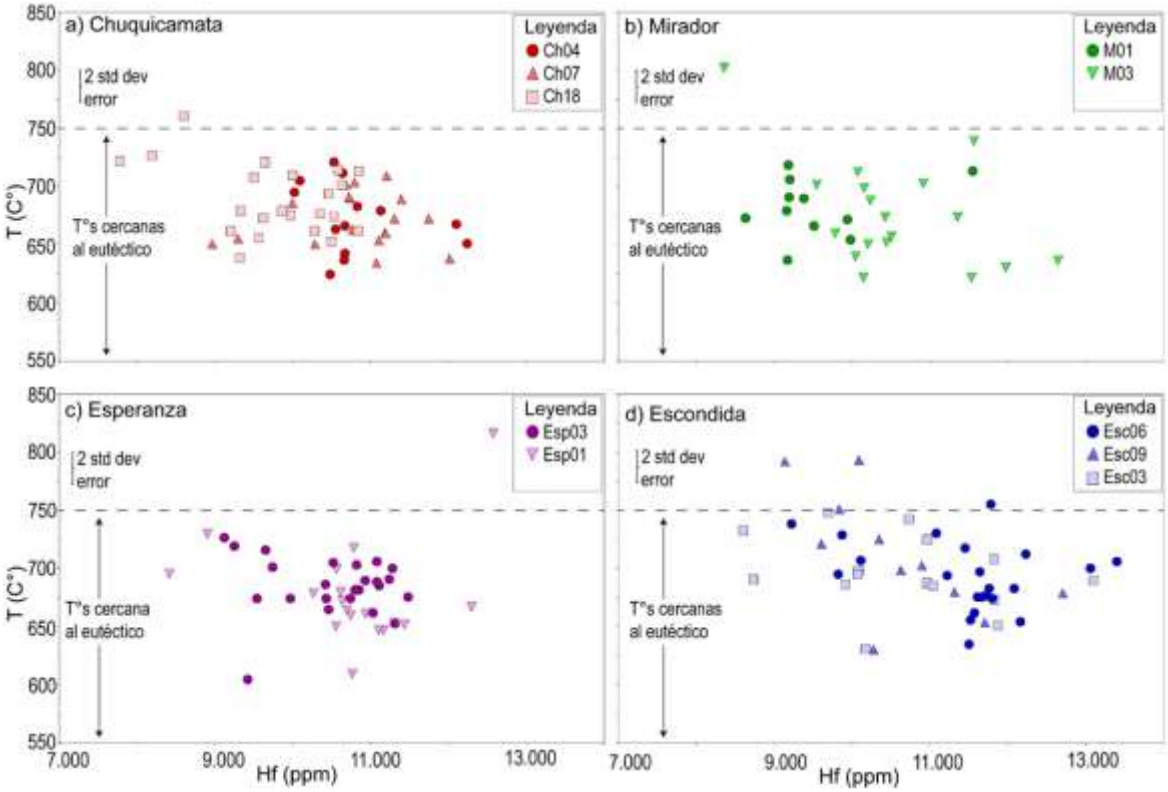


Figura 3.4 Contenido de Hf (ppm) versus temperatura de cristalización de los circones. Temperatura estimada mediante el contenido de Ti en circón, asumiendo una actividad en el fundido de SiO_2 = 1 y TiO_2= 0,7 calculada a partir de Ferry y Watson (2007) para los DPCs. a) Chuquicamata; b) Mirador; c) Esperanza; d) Escondida.

La Figura 3.6 muestra la relación entre las razones (Ce/Nd)/Y y Eu/Eu*, donde la razón (Ce/Nd)/Y varía entre 0,002 y 4,118 (Tabla 3.2), aunque la mayoría de los circones provenientes de los diferentes depósitos presenta valores superiores a 0,01 (Fig. 3.6). Los depósitos Mirador y Esperanza son los que presentan mayores cantidades de circones con valores superiores a 0,01, con medianas de 0,028, en ambos casos (Tabla 3.2). Mientras que en los circones provenientes de Chuquicamata y Escondida es posible observar una mayor dispersión de esta relación, con algunos circones con valores inferiores a 0,01 (Fig. 3.6). Las anomalías de Eu (Eu/Eu*), se calcularon a partir de los valores normalizados de la concentración de Sm y Gd. La relación de Eu/Eu* es definida como $Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$, donde la abundancia de los elementos son normalizados (n) a valores de condrito de McDonough y Sun, (1995). Los circones provenientes de los diferentes DPCs presentan una variación en esta anomalía que varían entre 0,22 y 1,38 (Tabla 3.2). Los valores más altos son observados en circones provenientes de Mirador con una mediana de 0,62, mientras que los más bajos son observados en Chuquicamata con una mediana de 0,51 (Tabla 3.2). Este último depósito junto al de Escondida presentan circones con algunos valores de esta razón inferiores a 0,4 (Fig. 3.6).

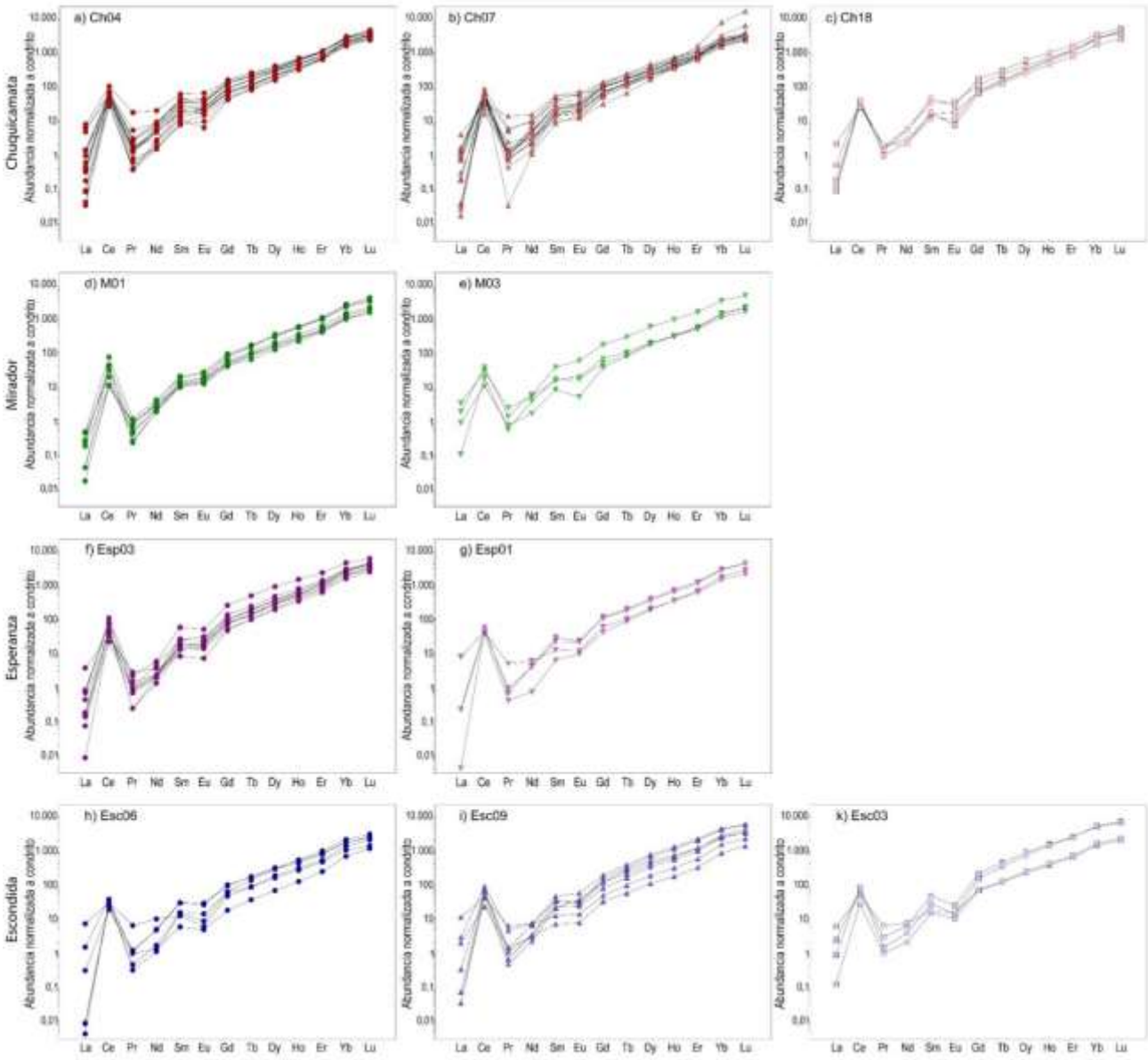


Figura 3.5 Patrones de ETR normalizados por condrito de circones provenientes de DPCs. a), b) c) Chuquicamata; d), e) Mirador; f) y g) Esperanza; h), i) y k) Escondida. Abundancia de los elementos de tierras raras normalizados a partir de los valores de condrito de McDonough y Sun, (1995).

La Figura 3.7 muestra una correlación positiva entre las relaciones de Dy/Yb y Th/U para las mediciones de los circones provenientes de todos los depósitos. La relación Dy/Yb puede ser usada como un proxy para estimar el contenido de elementos de tierras raras medias (ETRM) con respecto a los elementos de tierras raras pesadas (ETRP) (e.g. Dy, Yb, Davidson et al., 2007). Valores de la razón de Dy/Yb inferiores a 0,3 son documentados en diferentes depósitos de Asia, lo cual significa una baja concentración de ETRM y una mayor concentración de ETRP (e.g. Batu Hijau, Indonesia, Tampakan, Filipinas, Sar Cheshmeh, Sungun, Irán, Dexing, Jiama, Qulong Nannihu Yuchiling China; Lu et al., 2016). En el caso de Chuquicamata, Mirador, Escondida y Esperanza la relación Dy/Yb varía entre 0,054 y

0,306 donde la mayoría de los circones (99%) presentan valores inferiores a 0,3. La razón de Th/U puede ser un buen indicador para diferenciar entre ambientes magmáticos, procesos de recristalización o metamorfismo (Williams y Claesson, 1987). Donde la razón de Th/U para circones magmáticos es por lo general mayor a 0,1, mientras que aquellos circones con una relación de Th/U inferior a 0,1 indican una procedencia metamórfica o evidencia procesos de recristalización (Rubatto, 2002). Valores de la razón Th/U muy altos (> 1), pueden indicar cristalización a partir de una fuente magmática máfica (Heaman et al., 1990). La razón Th/U de circones provenientes de las muestras estudiadas, varían entre 0,04 y 1,16, siendo los circones de los depósitos de Chuquicamata y Escondida, los que presentan los valores más elevados con valores máximos sobre 1 (Fig. 3.7 y Tabla 3.2). Aunque el 95% de los circones analizados en este estudio presentan valores que varían entre a 0,1 y 0,9 (Fig. 3.7).

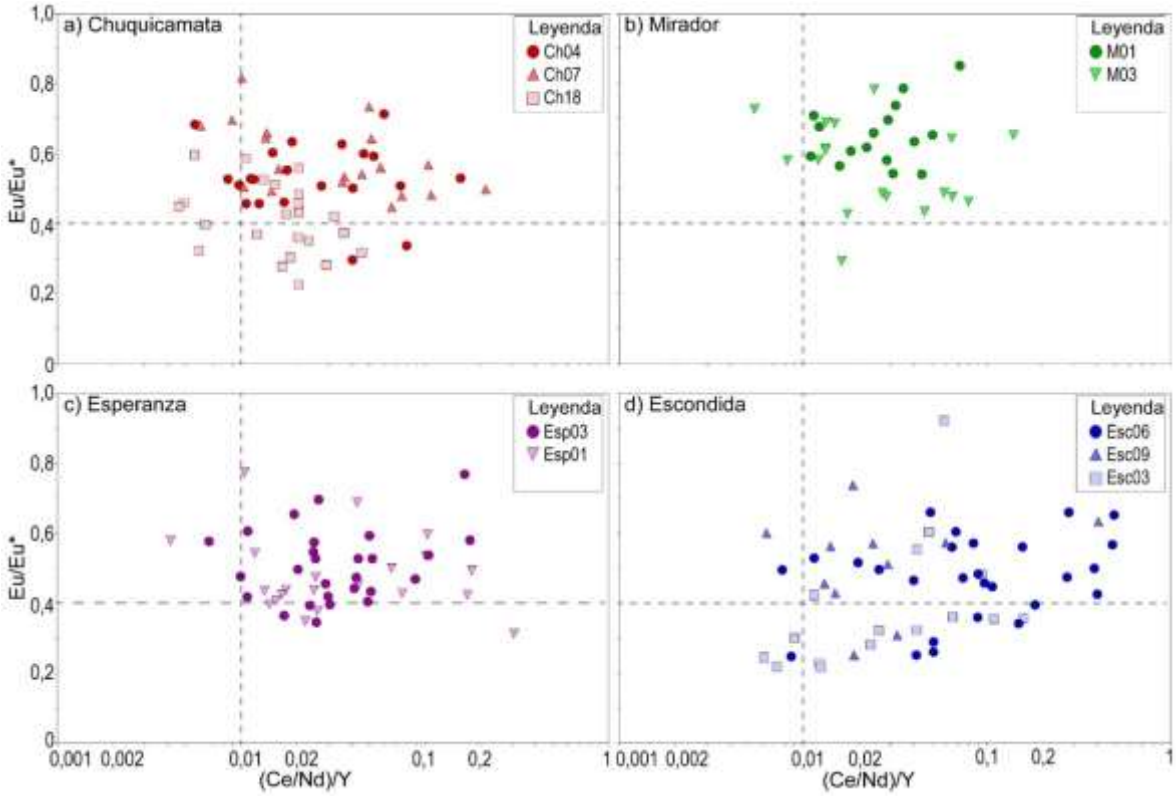


Figura 3.6 (Ce/Nd)/Y versus anomalía de Eu (Eu/Eu*). a) Chuquicamata; b) Mirador; c) Esperanza; d) Escondida. Las líneas segmentadas corresponden a valores geoquímicos que han sido detectado en circones provenientes de diferentes depósitos de pórfidos cupríferos alrededor del mundo propuestas por Lu et al. (2016) ((Ce/Nd)/Y > 0,01 vs Eu/Eu* > 0,4).

3.5. Discusiones

3.5.1. Forma, temperatura y texturas cristalinas de circones provenientes de DPCs

Las características morfológicas de los circones son un resultado de primer orden de la velocidad de enfriamiento, composición y temperatura del fundido del cual cristalizan (Pupin, 1980, Corfu et al., 2003). En este estudio los granos presentan una relación de aspecto principalmente entre 1,5 y 3,5 (Fig. 3.2), son más largos que anchos (formas regulares alargadas), un parámetro que ha sido empíricamente demostrado que depende de la velocidad de enfriamiento durante la cristalización (Corfu et al., 2003). Lo cual indica que estos circones presentan una velocidad de enfriamiento relativamente rápida, similar a los circones descritos en otros DPCs (ej. El Teniente; Muñoz et al., 2012). Las morfologías externas de los granos son euhedrales, donde los cristales muestran casi exclusivamente el desarrollo de prismas del tipo {110} y faces piramidales principalmente del tipo {101} (Fig. 3.3). La morfología de prismas del tipo {110} es favorecido por un efecto de bloqueo de crecimiento producido por la adsorción de protones, proporcionado en el entorno de crecimiento por moléculas de H_2O y complejos hidratados y de elementos tales como U, Th, P, Hf e Y (Benisek & Finger, 1993; Vavra, 1994), los cuales aumentan su concentración con el grado de fraccionamiento del fundido. Esto explicaría las altas concentraciones de U, Th, y Hf en DPCs, los que representan rocas con un elevado grado de fraccionamiento. La concentración de Hf (ppm) en los DPCs de este estudio, al igual que otros DPCs (e.g. Dilles et al., 2015) es relativamente elevado y varía entre 7.470 y 20.680 ppm (Tabla 3.2), por sobre los valores reportados para circones de la corteza (Hoskin & Schaltegger, 2003). De acuerdo con la clasificación tipológica de Pupin (1980) los circones de los yacimientos Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida pertenecen principalmente al subtipo S8, S9 y S4 y presentan un nIA entre 400 - 500 y nIT de 355 y 410 (Tabla. 3.1). Lo que indica que los circones se forman a temperaturas relativamente bajas y en magmas con composiciones relativamente altas en Al con respecto al Na+K (Pupin, 1980, Bolouzova et al., 2005). A partir de los valores de nIA y InT calculados para los circones provenientes de los yacimientos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida se puede inferir que estos minerales cristalizan a partir de magmas monzonítico a granodiorítico y a temperatura entre 670° y 700° C (Fig. 3.8a), lo cual coincide con la litología de los pórfidos estudiados en este trabajo, correspondientes a pórfidos granodioríticos y monzoníticos. Las temperaturas estimadas a partir de la morfología de los prismas coinciden con las temperaturas calculada a partir del termómetro de Ti en circón (Fig. 3.8b), las que varían

principalmente entre los 650°C y 750°C, con una desviación estándar de ± 30 °C. Lo cual corroborar que la a_{SiO2} y a_{TiO2} son cercanas a 0,7 y 1 respectivamente, en cuerpos intrusivos generados de DPCs, nos más baja como se ha documentado en granitos tipo I hidratados (Shiller y Finger, 2019). Adicionalmente, estos valores son consistente con la cristalización de circones en condiciones eutécticas cercanas al *solidus* del granito hidratado, similar a lo ocurrido en otros sistemas pórfido cuprífero en el mundo (e.g. Muñoz et al., 2012; Shen et al., 20015; Dilles et al., 2015). Las temperaturas obtenidas a través del diagrama de Pupin (1980) y calculas a partir del contenido de Ti en circón (Ferry y Watson, 2007), sumado a las formas cristalográficas descritas en este estudio, indican que los circones cristalizaran a partir de cuerpos magmáticos de temperaturas moderadas y bajas. Los circones tomados de diferentes DPCs no presentan diferencias importantes en cuanto a sus morfologías externas, ni tampoco sus características externas son modificadas por la circulación de fluidos hidrotermales.

El color de luminiscencia y estructuras internas de los circones provenientes de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida, no presentan grandes variaciones. Estos presentan un color de luminiscencia que varía de verde traslucido, pasando por verde opaco y verde amarillento con un amarillo más intenso hacia los bordes, lo cual podría estar relacionado con variaciones geoquímicas de los circones tomados de diferentes DPCs. Los circones de DPCs de este estudio presentan texturas internas formadas por núcleos euhedrales sin zonación sobrecrecido por anillos euhedrales oscilantes y por cristales con zonación concéntrica desde el núcleo. Algunos granos presentan texturas de reabsorción hacia los bordes, granos fracturados y fracturas dentro del grano (Fig. 3.1). Estas texturas son similares a las texturas CL bimodales, consistentes en núcleos no zonificados o débilmente zonificados y anillos euhedrales oscilantes, documentadas por Lu et al. (2016) en circones provenientes de diferentes DPCs de distintas zonas de Asia. El origen de la oscilación zonificada observada por medio de CL en los granos de circón es producto de la distribución oscilatoria de elementos trazas, principalmente elementos de alta intensidad de alto campo (HFSE, siglas en inglés), en particular ETR, Hf, U, y Th (Hoskin, 2000; Corfu et al., 2003; Hoskin y Schaltegger, 2003). En este caso el aumento de la oscilación concéntrica estaría controlada por la dinámica de la interacción circón/fundido. Estas modificaciones dependerán de las características fisicoquímicas del fundido, las cuales involucrarían sustitución de catión, difusión y la polimerización del fundido y la generación de estructura (Hoskin, 2000; Corfu et al., 2003; Hoskin y Schaltegger, 2003). Hofmann et

al. (2014) presentó evidencia de que la textura oscilatoria y la zonificación química en el circón se debe a un rápido enfriamiento del magma y a una rápida velocidad de crecimiento del cristal en relación con una lenta velocidad de difusión de iones de HFSE. En la capa limite fundida alrededor del cristal de crecimiento, cuanto más rápida sea la tasa de crecimiento en relación con la tasa de difusión de HFSE, mayor será la complejidad de bandas de crecimiento oscilatorio. Por lo tanto, la complejidad de las bandas de crecimiento oscilatorio en circones generalmente debería aumentar con la taza de enfriamiento y decrecer con la profundidad. A partir de las técnicas petrográficas implementadas en esta investigación no fue posible observar texturas moteadas (Muñoz et al., 2012; DPC El Teniente), ni tampoco sectores más oscuros "black zone" (Burret et al., 2015; DPC Bajo la Alumbrera), las cuales indicarían modificación por la circulación de fluidos hidrotermales.

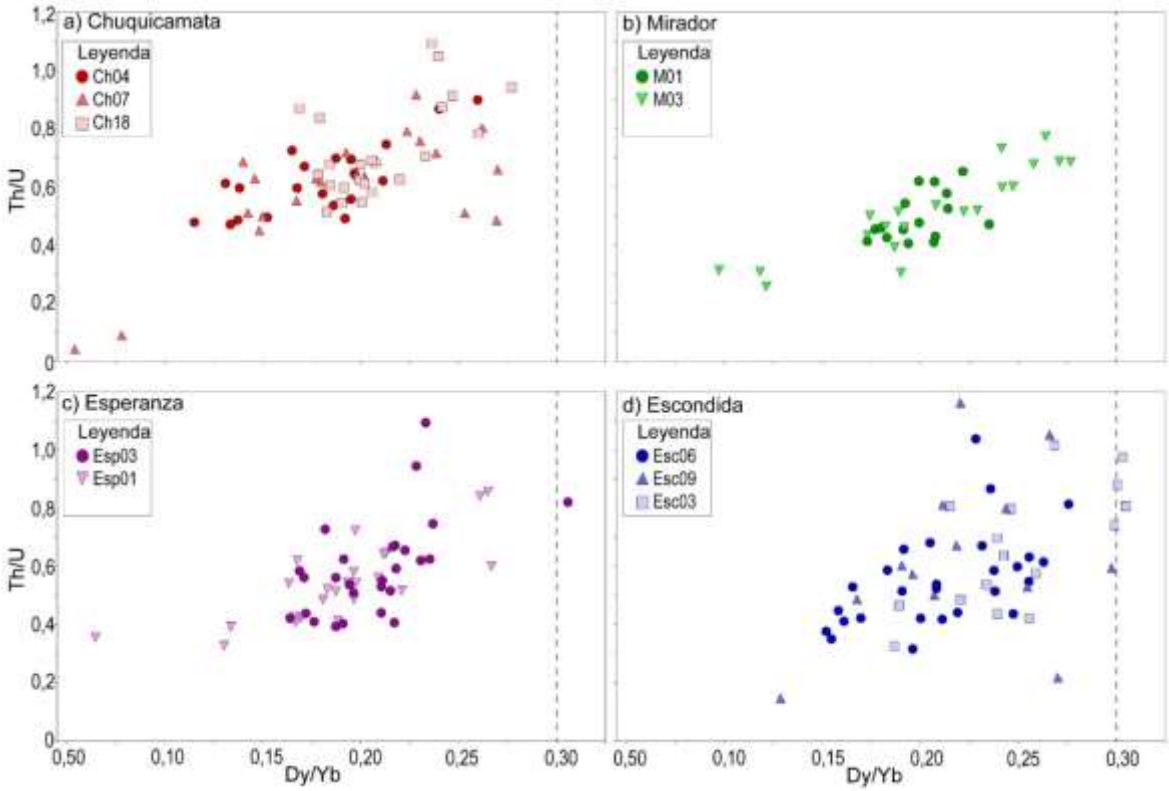


Figura 3.7 Dy/Yb versus Th/U. a) Chuquicamata; b) Mirador; c) Esperanza; d) Escondida. La línea segmentada corresponde a valores geoquímicos que han sido detectado en circones provenientes de diferentes depósitos de pórfidos cupríferos alrededor del mundo propuestas por Lu et al. (2016) (Dy/Yb < 0,3).

3.5.2. Elemento trazas en circones como indicadores de fertilidad metalogénica

Señales geoquímicas obtenidas de circones han sido utilizadas para diferenciar entre intrusivos estériles de depósitos de pórfidos cupríferos (e.g. Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016). Ballard et al., (2002) propone

que la relación de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circones es un indicador del estado de oxidación magmático, lo cual es un factor que controla la fertilidad del magma para la formación de pórfidos cupríferos (Burnham, 1979; Candela, 1992). Valores de la razón de Ce^{4+}/Ce^{3+} > 300 fueron documentados en circones de sistemas de pórfidos cupríferos en el cinturón El Abra-Chuquicamata (Ballard et al., 2002) y El Teniente (Muñoz, et al., 2012), Chile. Valores de Ce^{4+}/Ce^{3+} >120, también ha sido reconocidos en DPCs del cinturón orogénico de Asia Central, documentados en Bozshakol, Nurkazghan, Kounrad, Borly, Aktogai, y Koksai; Kazajistán, Baogutu y Tuwu-Yyong; China, y Erdenet; Mongolia (Shen et al., 2015). Sin embargo, una serie de problema hace difícil estimar esta relación (Dilles et al., 2015; Buret et al., 2016; Lu et al., 2016). En este estudio no ha sido posible calcular esta razón, debido a que los valores de La y Pr son muy bajos (La por debajo del límite de detección), los cuales son esenciales para calcular el valor de Ce/Ce*. Otra dificultad es que la geoquímica de la roca total se encuentra alterada por la circulación de fluidos hidrotermales, por lo cual, no resulta conveniente calcular la concentración de Ce en la roca total. Un camino alternativo es el uso de la relación de Ce/Nd como un proxy para la anomalía de Ce (Lu et al., 2016). Los circones que cristalizan a partir de magmas más oxidados tienden a presentar valores elevados de Ce/Nd (> 1). Los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida presentan valores de Ce/Nd > 1 (Tabla 3.2), lo cual indicaría que estos circones se formarían en condiciones oxidantes.

Pequeñas anomalías negativas de Eu/Eu* pueden indicar condiciones oxidantes y/o alto contenido de agua en magmas hospedantes (e.g. Ballard et al., 2002; Dilles et al., 2015; Lu et al., 2016). Valores de Eu/Eu* > 0,4 han sido detectados en circones de sistemas de pórfidos cupríferos en el cinturón El Abra-Chuquicamata (Ballard et al., 2002), El Teniente (Muñoz, et al., 2012), El Salvador (Chile), Yanacocha (Perú), y Yerington (USA) (Dilles et al., 2015) y valores de Eu/Eu* > 0,3 han sido detectados en Batu Hijau (Indonesia), Tampakan (Filipinas), Sar Cheshmeh, Sungun (Irán), Dexing, Jiama, Qulong Nannihu Yuchiling (China) (Lu et al., 2016). Los circones de los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida presentan por lo general valores de Eu/Eu* > 0,4 (Tabla 3.1, Figs. 3.6, 3.9a). Valores de Eu/Eu* < 0,4 han sido detectados en circones provenientes de intrusivos estériles (e.g. Complejo Pajonal-el Abra, Complejo los Picos, Complejo Fortuna e intrusivos precursores sin mineralización al DPC El Salvador) (Fig. 3.9 a). Los valores de Eu/Eu*> 0,4 encontrada en circones provenientes de DPCs puede ser el resultado de condiciones fuertemente oxidantes del magma en el cual cristaliza estos minerales (FMQ +1

a +2; Richard et al., 2015; Sun et al., 2017). Los magmas fuertemente oxidados convierten Eu^{2+} en Eu^{3+} y, por lo tanto, son pobre en Eu^{2+}, de modo que Eu no se incorpora a la plagioclasa, sino que se tiende a incorpora en el circón como Eu^{3+} (Dilles et al., 2015). Otra opción a la anomalía negativa de Eu/Eu* encontrada en circones (> 0,4) puede ser explicada debido a la presencia de hornblenda magmática presente en la mayoría de las muestras, la cual indica un alto contenido de agua magmática presente en los magmas (≥ 4% en peso de H_2O en base a la presencia de hornblenda; Richards et al., 2001; Richard, 2011). El alto contenido de agua magmática suprime la cristalización temprana de plagioclasas a alta temperatura y presión, lo que produce que la anomalía de Eu/Eu* este cerca de la unidad en los fundidos hidratados evolucionados (Richards et al., 2001, 2012; Richards y Kerrich, 2007; Chiaradia et al., 2012; Loucks, 2014). Aunque cuando los magmas comienzan a enfriarse a temperaturas cercanas al *solidus* (temperaturas más bajas cerca de donde el circón cristaliza) (Figs. 3.3, 3.8), una significativa cantidad de plagioclasa comienza a cristalizar a estas temperaturas (Dilles et al., 2015; Lu et al., 2016), como se ha encontrada en la mayoría de las muestras de este estudio. Incluso si hay diferencias claras en la temperatura a la que se produce el inicio de la cristalización de plagioclasa en los DPCs es poco probable que se modifiquen la razón de Eu/Eu* en el líquido residual, ya que Eu es menos compatible en la plagioclasa anortítica temprana en relación con la plagioclasa más albitica que es más característica en intrusivos mineralizados.

Otros valores asociados con un alto contenido de agua en el magma son las razones de (10.000xEu/Eu*)/Y y (Ce/Nd)/Y (Lu et al., 2016). Valores de las razones de (10.000xEu/Eu*)/Y > 1 y (Ce/Nd)/Y > 0,01 son documentados en Batu Hijau, Indonesia, Tampakan, Filipinas, Sar Cheshmeh, Sungun, Irán, Dexing, Jiama, Qulong Nannihu Yuchiling China por Lu et al. (2016). Valores similares han sido detectados en los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida, (Fig. 7c y Fig. 10b). Además los circones de los DPCs de Radomiro Tomic, El Abra, Opache y Teniente también presentan valores de (Ce/Nd)/Y > 0,01, mientras que el Complejo los Picos y Pajonal-el Abra tienden a tener valores de (Ce/Nd)/Y < 0,01 (Fig. 10b), lo que ratifica que esta razón pueden ser un buen discriminante entre circones que provienen de DPCs, de aquellas de intrusivos estériles. En fundidos hidratados, la hornblenda cristaliza en una etapa temprana agota el contenido de Y en la fusión residual (coeficiente de partición hornblenda/fundido para el Y es de alrededor de 2-6 en fundidos andesíticos y dacíticos; Ewart y Griffin, 1994; Moore y Carmichael, 1998). Por lo tanto, se espera que los DPCs, que son hidratados, produzcan proporciones

más altas de Eu/Eu*/Y y (Ce/Nd)/Y, dado que Y se agota en el fundido por cristalización de hornblenda, mientras que el Eu no se agota por cristalización temprana de plagioclasa.

DCP	Val. estad.	SiO_2 (%)	ZrO_2 (%)	Ti (ppm)	Y (ppm)	Hf (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Nb (ppm)	Ta (ppm)	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Nd	(Ce/Nd) /Y	Dy/Yb	Th/U	(10000 x Eu/Eu*)/y	T (C°)
Chuquicamata	Min	27,99	60,18	3,3	453	7780	33	63	2,6	0,2	4	0,22	3	0,002	0,054	0,04	1,9	624
	Max	33,26	68,27	16,7	1668	20680	1071	4910	30,6	16,3	2815	1,20	2.660	4,118	0,277	1,09	14,5	761
	X	32,14	66,35	7,1	919	10729	232	460	5,2	1,0	174	0,52	65	0,095	0,193	0,65	6,1	680
	x	32,35	66,29	6,5	870	10635	209	354	4,6	0,6	60	0,51	18	0,020	0,195	0,64	6,0	676
	σ	0,83	1,24	2,6	270	1917	173	669	3,8	2,3	458	0,16	325	0,504	0,044	0,17	2,5	29
Mirador	Min	29,46	65,03	3,2	183	8350	22	48	2,2	0,2	10	0,29	5	0,005	0,097	0,26	4,0	622
	Max	33,15	67,87	25,3	1552	12640	254	424	9,1	1,7	396	0,87	466	2,546	0,277	0,77	37,4	802
	X	32,24	66,72	7,3	618	10174	81	157	4,0	0,6	88	0,61	34	0,115	0,202	0,51	12,7	678
	x	32,29	66,74	6,3	530	10145	54	110	3,5	0,5	74	0,62	17	0,028	0,199	0,49	11,3	674
	σ	0,66	0,65	4,3	299	931	59	93	1,5	0,4	103	0,12	77	0,424	0,040	0,12	7,9	39
Esperanza	Min	31,58	63,92	2,5	233	8410	11	24	2,3	0,2	7	0,32	5	0,004	0,064	0,33	1,8	605
	Max	33,54	69,38	370,0	2310	12570	1915	1752	15,7	3,3	726	0,78	272	1,166	0,306	1,09	27,2	1182
	X	32,45	66,70	16,6	851	10720	202	307	5,3	1,1	164	0,50	37	0,074	0,198	0,57	7,4	698
	x	32,37	66,78	6,9	783	10780	123	248	4,6	1,0	96	0,47	25	0,028	0,196	0,55	6,1	681
	σ	0,41	0,95	55,0	453	819	288	289	2,6	0,7	187	0,11	41	0,168	0,038	0,15	4,9	87
Escondida	Min	29,28	64,17	3,6	225	8600	9	22	2,5	0,2	4	0,22	4	0,006	0,129	0,15	0,9	631
	Max	33,58	69,45	920,0	2480	13400	1140	980	13,0	5,4	524	1,38	218	0,494	0,305	1,16	29,0	1381
	X	32,31	66,36	32,0	736	11141	153	236	4,78	1,10	155	0,47	40	0,094	0,224	0,60	9,4	723
	x	32,41	66,46	8,3	546	11475	99	181	3,94	0,75	75	0,47	26	0,048	0,224	0,58	8,5	697
	σ	0,79	1,09	130,4	534	1109	173	172	2,04	0,99	178	0,19	41	0,124	0,042	0,21	6,3	117
	Min	27,99	60,18	2,5	183	7780	9	22	2,24	0,17	4	0,22	3	0,002	0,054	0,04	0,9	605
	Max	33,58	69,45	920,0	2480	20680	1915	4910	30,60	16,31	2815	1,38	2.660	4,118	0,306	1,16	37,4	1381
	X	32,28	66,50	16,6	801	10741	177	310	4,90	0,99	155	0,52	46	0,093	0,204	0,59	8,5	697
	x	32,37	66,66	7,0	737	10670	121	210	4,20	0,71	72	0,51	21	0,027	0,201	0,58	7,0	683
	σ	0,71	1,05	75,2	418	1371	202	426	2,81	1,43	330	0,16	188	0,349	0,043	0,18	5,8	81

Tabla 3.2 Valores estadísticos de las mediciones geoquímicos medidas en circones provenientes de los depósitos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida. Min= Valor mínimo, Max= Valor máximo, X= Media, x= Mediana, σ= Varianza. Ce/Ce* y Eu/Eu* normalizados por valores de condrito de McDonough y Sun, (1995). Temperatura (Ti en circón; Ferry y Watson, 2007). Para eliminar los valores anómalos se trabajó con un intervalo de confianza de σ2 (95% de los datos) y se eliminaron los valores iguales a 0 o negativos.

Los patrones de elementos de tierras raras (ETR) encontrados en circones indican que estos minerales tienden a tener una carencia en elementos de tierras raras ligeros (ETRL), con la excepción del ion de Ce (Fig. 3.5), lo cual puede ser producto de la oxidación del magma (Ballard et ad., 2002; Shen et al., 2015). Mientras que los elementos de tierras raras medianos (ETRM) a pesados (ETRP) tiende a aumentar (Fig. 3.5). Lo cual se debe a que el coeficiente de partición del circón/fundido incrementa desde La a Lu con descenso del radio iónico (e.g. Sano et al., 2002). La razón Dy/Yb puede ser un indicador del contenido de ETRM con respecto a ETRP (e.g. Dy, Yb, Davidson et al., 2007). Valores de la razón de Dy/Yb < 0,3 son observados en Batu Hijau, Indonesia, Tampakan, Filipinas, Sar Cheshmeh, Sungun, Irán, Dexing, Jiama, Qulong Nannihu Yuchiling China, lo cual indica que esta razón es baja en DPCs (Lu et al., 2016). Los DPCs tienden a tener una mayor concentración de ETRP y menores concentraciones de ETRM, mientras que en rocas intrusivas no mineralizadas la concentración de ETRP disminuye y ETRM se incrementa relativamente.

En los circones provenientes de los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida los valores de la relación son Dy/Yb inferiores a 0,3 (Fig. 3.7, 3.9). Lo cual es producto de que el anfíbol preferentemente incorpora ETRM sobre ETRP (Davidson et al., 2007). Como consecuencia, el fraccionamiento de anfíboles en fundidos hidratados debería disminuir la razón Dy/Yb en el fundido residual (Davidson et al., 2007; Richards y Kerrich, 2007; Lu et al., 2015). El agotamiento de Dy/Yb en magmas hidratados debería ser reflejado en las composiciones de los circones que cristalizan a partir de estos magmas. Por lo tanto, se espera que los circones provenientes de cuerpos hidratados tengan relaciones de Dy/Yb más bajos que los circones provenientes de magmas pobres en agua.

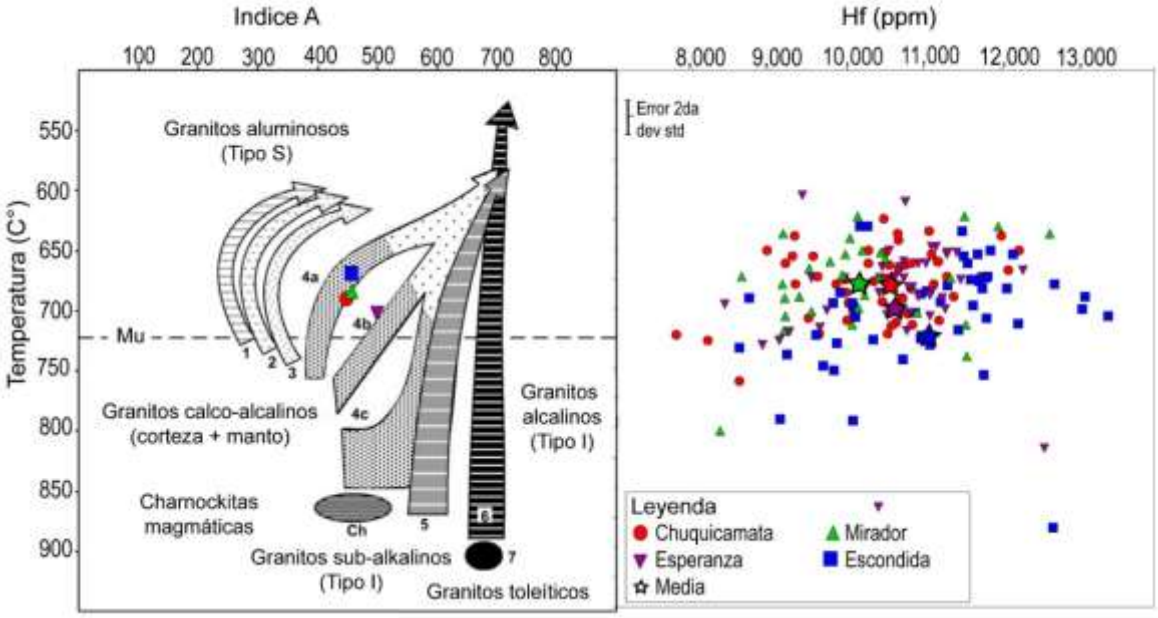


Figura 3.8 a) Índice A (Al/Na+K) vs Temperatura, calculados a partir del diagrama tipológico de Pupin (1980). b) Contenido de Hf (ppm) versus temperatura de cristalización de los circones. Temperatura estimada mediante el contenido de Ti en circón, asumiendo una actividad en el fundido de SiO_2 = 1 y TiO_2= 0,7 calculada a partir de Ferry y Watson (2007) para los DPCs.

3.5.3. Circones indicadores de pórfidos cuprífero (PIZ)

Este estudio busca validar al circón como un indicador de fertilidad metalogénica a partir de las señales geoquímicas complementadas con observaciones microscópicas de circones provenientes de los DPCs aquí estudiados, integradas con las características físicas y geoquímicas de circones documentadas por otros autores a partir de depósitos de pórfidos cupríferos de similares características localizados en diferentes provincias metalogénicas de alrededor del mundo (e.g. Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016). Además, altos contenido de Hf son reconocidos en los circones de los cuatros depósitos aquí estudiados, siendo el valor mínimo de Hf esperado igual 8.750

(ppm) y corresponde al percentil 95 de los valores de Hf aquí documentados. En este estudio el 95% de los circones presenta valores de la razón Th/U típico de circones magmáticos, los cuales varían entre 1 y 0,1. El valor de la razón Th/U inferiores a 0,1 indicaría un origen metamórfico (Rubatto, 2002), mientras que valores superiores a 1 indicarían una fuente magmática máfica (Heaman et al., 1990). Además, estos valores coinciden con lo que ha sido reportado en otros DPCs (e.g. Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012). Tanto las altas concentración de Hf (> 8.750 ppm), como razones de Th/U entre 0,1 y 1, pueden complementar a las otras razones geoquímicas previamente discutidas, las cuales son típicas de circones provenientes de yacimientos tipo pórfido cuprífero (e.g Dilles et al., 2015). No todos los granos de circones provenientes de los DPCs aquí estudiados cumplen con los umbrales geoquímicos previamente discutidos. Esto puede ser producto de la presencia de anticristales provenientes de intrusivos precursores (Miller et al., 2007) o por la presencia de minerales accesorios que cristalizan contemporáneamente a los circones y compiten por los elementos tierras raras presentes en el fundido (e,g, apatitos, titanitas; Buret et al., 2016; Loader et al., 2017). Aunque en estos depósitos no se observó la presencia de titanita, lo cual es corroborado por valores relativamente alto de Ta (< 0,2 ppm) y Nb (< 1 ppm) en circón (Loader et al., 2017) (Tabla 3.2) y además los apatitos tendería a cristalizar posterior a plagioclasas, ya que los apatitos acá encontrados presentan una razón Sr/Y < 1 (capitulo 5), es decir el Sr entraría en la estructura de las plagioclasas (Pan et al., 2016). Este estudio busca complementar los estudios previamente publicados sobre el uso del circón como un mineral indicador de pórfido (e.g. Bouzari et al., 2011; Cooke et al., 2017) y establecer un grupo de indicadores o umbrales geoquímicos provenientes de este mineral agrupados en el término PIZ ([Porphyry Indicator Zircon], siglas en inglés), los cuales fueron discutidos previamente, con el fin de validar al circón como un mineral indicador de pórfido y de forma paralela generar una herramienta de exploración, donde un PIZ tiene que presentar los siguientes características: Hf > 8.750 (ppm), Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce/Nd)/ Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3 y Th/U < 1 - >0,1.

Estos valores han sido documentados en este trabajo y por diferentes estudios (e.g (e.g. Ballard et al., 2002; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016), con la excepción del contenido de Hf, ya que en el pórfido cuprífero de Teniente estos valores son relativamente más bajos (Muñoz et al., 2012). Debido a esto, los valores aquí documentados se restringen al cinturón de pórfidos cupríferos del Eoceneo-Oligoceno del Norte de Chile, aunque los umbrales geoquímicos pueden ser extrapolable a diferentes provincias

metalogénicas. Los pórfidos Mirador y Esperanza son los que presentan la mayor cantidad de mediciones provenientes de circones con características PIZ, 88% y 69%, respectivamente (Fig. 3.9). Mientras que el porcentaje de mediciones de circones con características PIZ para los pórfidos de Chuquicamata y Escondida son relativamente más bajas, 63 y 53 % respectivamente (Fig. 3.9). Esto puede ser debido a que estos dos últimos pórfidos cupríferos corresponden a mega yacimientos de cobres y se forman a partir de cámaras magmáticas de gran tamaño, longevas en el tiempo. Por lo cual estos depósitos tienen una mayor probabilidad de incorporar circones provenientes de la cámara magmática precursora.

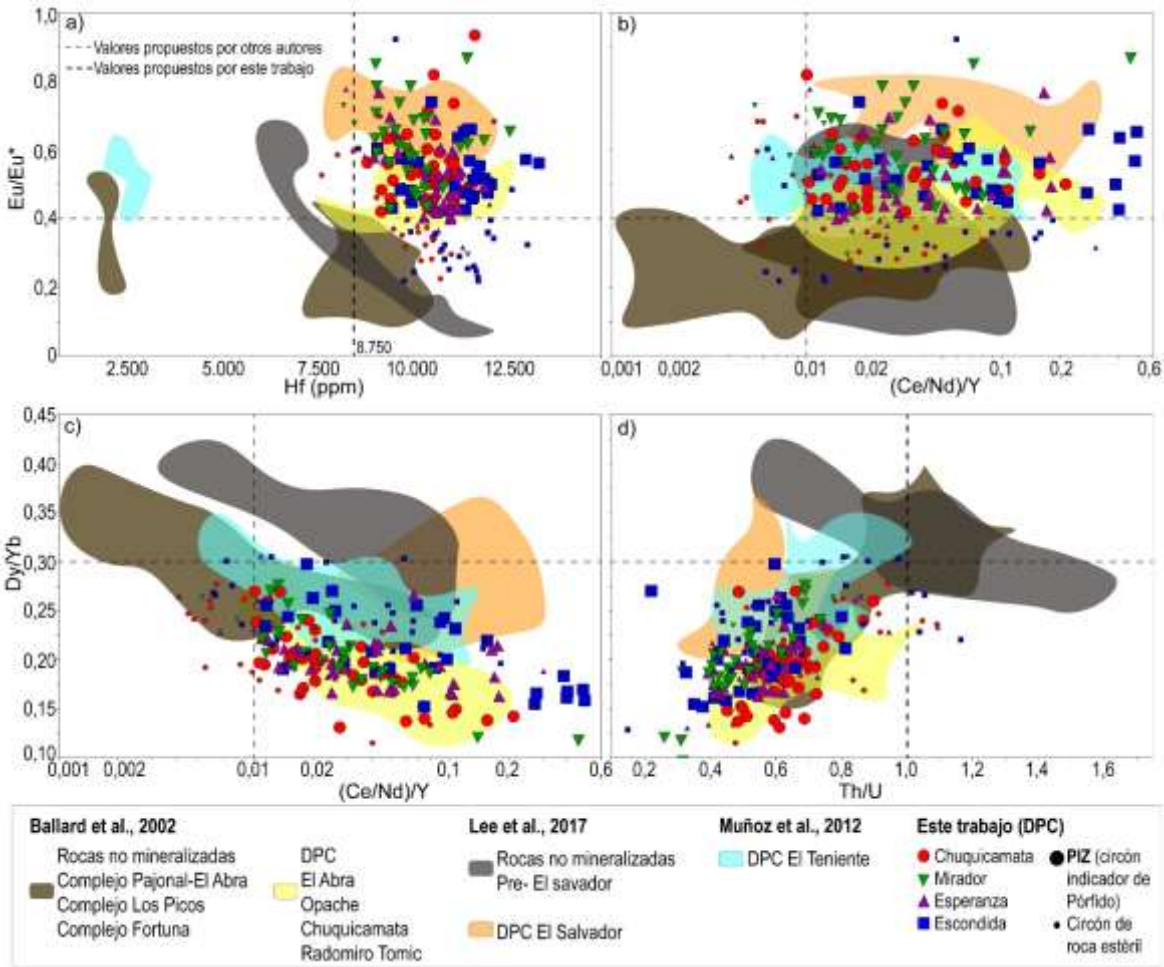


Figura 3.9 Elementos trazas medidos en circones provenientes de DPCs y rocas intrusivas estériles. DPCs: El Abra, Opache, Chuquicamata, Radomiro Tomic (Ballard et al., 2002), El Salvador (Lee et al., 2017), El Teniente (Muñoz et al., 2017), Chuquicamata, Mirador, Esperanza, Escondida (este estudio). Rocas intrusivas estériles: Complejo Pajonal-el Abra, Complejo los Picos, Complejo Fortuna (Ballard et al., 2002), rocas intrusivas no mineralizadas pre-pórfido el Salvador (Lee et al., 2017). a.) Hf (ppm) vs Eu/Eu*. b) Hf (ppm) vs (Ce/Nd)/Y. c) (Ce/Nd)/Y vs Dy/Yb. d) (Ce/Nd)/Y vs Th/U. Circón indicador de pórfido cuprífero (PIZ: Hf > 8.750 (ppm), Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce / Nd) / Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3 y Th/U < 1 – > 0,1.

Por lo tanto, el circón tiene el potencial para ser un eficaz indicador de pórfido cuprífero, en un rango de materiales de exploración tales como suelos, regolitos o concentración de minerales pesados desde sedimentos glaciares, fluviales o/y aluviales, proporcionando una herramienta prometedora para que la exploración de DPCs. Esto es particularmente útil cuando los minerales de alteración silicatados se presentan extensamente meteorizados a arcillas durante procesos superficiales. Por lo tanto, el estudio de señales geoquímicas en granos de circones puede proporcionar una certera herramienta de detección para evaluar la presencia de cuerpos mineralizados tipo pórfidos cupríferos en las proximidades y seleccionar áreas más prometedoras.

3.6. Conclusiones

El estudio de las características físicas y geoquímicas de circones provenientes de los depósitos de pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y la Escondida, localizados en la franja metalogénica Eoceno Superior-Oligocena del Norte de Chile, busca establecer la relación entre las características petrográficas y señales geoquímicas de circones con las condiciones del magma que forma los DPCs y validar su uso como un mineral indicador de pórfidos cupríferos. Las conclusiones de este capítulo se pueden resumir de la siguiente manera.

- Los circones cristalizas a partir de magmas porfídicos monzonítico a granodiorítico y a temperatura que varían principalmente entre 650° y 750° C.
- Los circones provenientes de los distintos DPCs presentan morfologías externas euhedrales caracterizadas por el desarrollo casi exclusivo de prismas del tipo {110} y faces piramidales del tipo {101}. Pertenecientes a los subtipos S8, S9 y S4 de acuerdo a la clasificación tipológica de Pupin (1980).
- Valores elevados de Eu/Eu*, (10.000x Eu/Eu*)/Y y (Ce/Nd)/Y encontrados en circones provenientes de DPCs confirmarían que estas razones pueden ser utilizadas como indicadores de fertilidad metalogénica, los cuales se asocian a un alto grado de oxidación (FMQ +1 a +2) y a un contenido de agua magmática > 4%.
- La agrupación de diferentes umbrales geoquímicos provenientes del circón (Hf > 8.750 (ppm), Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce/Nd)/ Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3

y Th/U < 1 - >0,1) nos permiten establecer al circón como un mineral indicador de pórfido (PIZ) y evaluar a los PIZ como una certera herramienta de exploración.

<u>Capitulo IV</u>: Características morfológicas y geoquímicas de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC

Resumen

Este capítulo busca evaluar, si el uso de las señales geoquímicas complementadas con observaciones petrográficas de circones provenientes de la erosión de sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos alojado en depósitos de gravas adyacentes pueden ser usados como un mineral indicador de pórfido (PIZ) en terrenos donde los depósitos sedimentarios cubren a este tipo de yacimiento. Esta hipótesis se testeó a partir de las características petrográficas (microscopía y catodoluminiscencia) y señales geoquímicas (EMPA y LA-ICP-MS) de ~ 100 circones detríticos provenientes 3 unidades de gravas previamente estudiadas, localizada en el Distrito Minero de Centinela (DMC), Norte de Chile. Estas secuencias fueron depositadas en un ambiente árido continental dominados por abanicos aluviales desde el Eoceno al Mioceno, corresponden a las gravas Tesoro (Tesoro II y Tesoro III) y Arrieros y sedimentos actuales. Todas las unidades aquí estudiadas presentan rastros de mineralización exótica de cobre, con la excepción de las gravas Tesoro II (gravas sin mineralización). Además, el DMC hospeda una gran cantidad de depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs), los cuales incluyen a Mirador y Esperanza, previamente estudiados. Los resultados de este estudio muestran que los circones detríticos presentan una gran variedad de características petrográficas y señales geoquímicas difíciles de asociar a un horizonte estratigráfico. A partir de estos se testea el uso de PIZ, el cual consiste en la agrupación de diferentes umbrales geoquímicos medidos en circones provenientes de DPCs, complementada con características petrográficas. Los PIZ encontrados en el registro sedimentario del DMC presenta características microscópicas y químicas similares a los circones de los DPCs adyacentes de Mirador y Esperanza. La mayor concentración de PIZ encontrados en los horizontes de gravas se correlaciona con los niveles que alojan mineralización exótica de cobre y con gran contenido de clastos provenientes de las alteraciones hipógenas. En cuanto a sus características petrográficas, están conformados por cristales con morfologías externas caracterizadas por el desarrollo de prismas de los tipos {110}, características típicas de circones de DPCs. A partir de esto se corrobora que los PIZ pueden ser utilizados como un indicador de denudación de este tipo de yacimientos y su uso puede ser implementado en la industria minera como una herramienta certera en la exploración de depósitos de pórfidos cupríferos cubiertos por sedimentos.

4.1. Introducción

La caracterización de clastos en rocas sedimentarias puede proporcionar información sobre el ambiente deposicional, el tiempo de sedimentación y la proveniencia de los detritos que fueron transportados a una cuenca sedimentaria (Pettijohn, 1957; Dickinson, 1988; Cawood et al., 2007). Los principales elementos para considerar en los estudios de procedencia son la composición mineralógica, química de los sedimentos, dataciones radiogénicas y estudios petrográficos tanto del sedimento en su conjunto como en granos individuales (e.g Zoleikheai et al., 2016; Shaanan y Rosenbaum, 2018). En este contexto, la mineralogía de minerales pesados puede ser una poderosa herramienta en la exploración de yacimientos minerales, lo cual ya ha sido corroborado en la localización de una variedad de depósitos minerales, incluyendo pipas kimberliticas de diamantes y sulfuros de metales bases (Griffin y Ryan, 1995; Averill, 2001). Los minerales indicadores presentan características diagnosticas que permiten establecer una directa derivación desde una roca mineralizada (e.g. McClenaghan, 2005), por lo tanto, pueden ser utilizados para exploración mineral debido a que persisten en ambientes superficiales a pesar del transporte y meteorización (Averill, 2007). Sus propiedades físicas y químicas les permiten una fácil recuperación desde muestras de exploración, tales como los concentrados de minerales pesados, las que puedan ser evaluados y analizados.

El circón es un mineral accesorio común en rocas ígneas que conserva su composición geoquímica e isotópica desde su cristalización y proporciona información geoquímica relacionada al magma parental (Cherniak et al., 1997). Las características petrográficas, señales geoquímicas e isotopía obtenidas de circones detríticos han sido utilizadas en estudios de procedencia, ya que son estables geoquímicamente a la meteorización y a la diagénesis (Morton, 2012). Características petrográficas externas, como la redondez, esfericidad, fracturamiento de los granos, entre otras, han sido utilizadas para estimar tipo de transporte, distancia de la fuente y capacidad energética del flujo transportador (Gärtner et al., 2013; Zoleikheai et al., 2016; Shaanan y Rosenbaum, 2018). Además, otras características de este mineral han sido utilizadas en estudio de proveniencia, tales como los subtipos morfológicos de granos de circón propuestos por Pupin, (1980) como una firma petrogenética de la roca fuente en la cual cristalizaron (Loi y Dabard, 1997). Otros trabajos han estudiado la estructura interna del mineral utilizando microscopía de catodoluminiscencia (CL) para obtener información sobre sus etapas de crecimiento y

condiciones dentro de la cámara magmática (Vavra, 1990, Corfu et al., 2003). Además, en estos minerales es posible llevar a cabo una serie de análisis in situ, como análisis isotópicos Hf - O (Valley, 2003), de elementos traza (Hinton y Upton, 1991) y dataciones combinadas (U/Th)-He y U-Pb (Rahl et al., 2003; Shaanan et al., 2016; Riquelme et al., 2018), haciendo del circón el mineral indicador de procedencia más útil en las sucesiones sedimentarias.

En sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos, las características petrográficas y geoquímicas de una variedad de minerales resistentes han sido reportadas, incluyendo minerales accesorios, de alteración y mena que se producen en estos depósitos, tales como circón, apatito, epidota, jarosita, rutilo, turmalina, magnetita, pirita y calcopirita (Averill, 2011; Kelley et al., 2011; Celis et al., 2014; Bouzari et al., 2016, Mao et al., 2016; Pisiak et al., 2017). Lo que sugiere que estos minerales podrían utilizarse como minerales indicadores de pórfido (PIM, siglas en inglés), sin embargo, tales aplicaciones solo se han considerado raramente como herramientas de exploración para depósitos de pórfidos cupríferos (e.g., Averill, 2011; Kelley et al., 2011), posiblemente debido a la falta de estudios descriptivos que documenten las características y la utilidad de estos minerales. En este contexto, circones provenientes de DPCs presentan características físicas y geoquímicas e isotópicas distintivas que han sido utilizadas para diferenciar entre intrusivos generadores de DPCs de aquellos intrusivos sin mineralización (Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016). Circones provenientes de DPCs presentan características petrográficas, tales como morfologías controladas por primas del tipo {110} (Muñoz et al., 2012; este estudio), núcleos no zonados sobrecrecidos por anillos euhedrales y zonificación concéntrica (Lu et al., 2016; este estudio). Además de señales geoquímicas documentadas en literatura y corroboradas en este estudio, tales como altas concentraciones de Hf (> 8.750 ppm) y altos valores de las razones de Eu/Eu* (> 0,4), 10.000 x (Eu/Eu*)/Y (> 1), (Ce / Nd) / Y (> 0,01) y bajos de las razones de Dy/Yb (< 0,3) y valores de las relación de Th/U (< 0,9 - > 0,1). Estas características petrográficas y valores geoquímicos han sido asociadas a circones que cristalizaron a partir de magmas monzograníticos a granodiorítico a baja temperatura con un alto estados de oxidación (FMQ +1 a +2; Richard et al., 2015) y altos contenidos de agua magmática ≥ 4% en peso de H_2O a profundidades epizonales (e.g. Ballard et al., 2002, Shen et al., 2015; Dilles et al., 2015; Lu et al., 2016). De este modo, el análisis de las composiciones de circones detríticos de un área con poca información geológica o pobre en afloramientos de roca o cubiertos por sedimentos (e.g. till o gravas) podría ayudar a discriminar de manera eficiente, si en el área fuente del drenaje existe la presencia de DPCs.

Muchos estudios han propuesto las características petrográficas y señales geoquímicas de circones provenientes de DPCs como trazadores de pórfidos cupríferos, sin embargo, no ha sido testeado en circones detríticos en sedimentos adyacentes a DPCs.

En este capítulo, se reportan las características petrográficas (observaciones microscópicas y CL) y señales geoquímicas (EMPA y LA-ICP-MS) de circones detríticos provenientes del registro estratigráficos de grano grueso del Distrito Minero de Centinela (DMC; Eoceno-Mioceno), correspondientes a las gravas de Tesoro y Arrieros y sedimentos actuales. Donde es posible encontrar mineralización exótica de cobre syn-sedimentaria alojada en gravas y sedimentos sin mineralización. Esto con el objetivo de vincular las características petrográficas y geoquímicas de estos circones con la denudación de sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos y además validar y chequear el uso del circón como un mineral indicador de pórfido cuprífero (PIZ).

4.2. Muestreo

El Distrito Minero de Centinela (DMC) incluye varios DPCs (Mirador, Esperanza, Esperanza Sur, Encuentro, Penacho Blanco y Polo Sur) y proporciona acceso a un registro sedimentario que está compuesto por 6 unidades de gravas, Eoceno medio - Mioceno, correspondientes a gravas de Esperanza, Atravesados (Atravesados II y Atravesados III), Tesoro (Tesoro I, Tesoro II y Tesoro III), Arrieros y sedimentos los Ratones y actuales (Riquelme et al., 2018, Pizarro et al., 2019), las cuales reflejan diferentes ambientes de deposición (ver Capitulo 2). Además, dentro del registro estratigráfico es posible encontrar cuerpos con mineralización exótica de cobre syn-sedimentaria, los cuales se hospedan en las Gravas de Tesoro II y Arrieros (Fernadez-Mort et al., 2018). Además de un paleocanal (circulación de fluidos mineralizantes), localizado en la parte superior de las gravas Arrieros y en la parte inferior de los sedimentos actuales

Un total de 7 muestras de ~ 7 kg aproximadamente fueron tomadas del DMC (Fig. 2.4). El muestro se realizó en el rajo del yacimiento Exótico de cobre El Tesoro y alrededores y se focalizó en unidades de gravas con mineralización exótica de cobre y gravas estériles. Las muestras para el análisis geoquímico y petrográfico de circones fueron seleccionadas dentro del registro estratigráfico del DMC. Tres muestras (Tes06, Tes04 y Tes03) fueron tomadas de la subunidad de gravas Tesoro II. La muestra Tes06 y Tes03 se extrajeron de niveles de gravas posicionadas por debajo y por encima del manto exótico inferior del

yacimiento Tesoro, mientras que la muestra Tes04 fue tomada directamente del manto. La muestra Tes02 fue extraída de la subunidad Tesoro III, la cual corresponde a gravas estériles. Dos muestras se tomaron de la Unidad de gravas Arrieros, correspondientes a Tes07 y Tes01. La primera fue extraída del manto superior (prolongación horizontal del manto en el rajo de Tesoro), mientras que la segunda se tomó en gravas que contienen un paleocanal con mineralización exótica de cobre. Solo una muestra se tomó de sedimentos aluviales recientes. En este lugar la muestra presenta circulación de fluidos meteóricos con mineralización de cobre.

4.3. Procedimiento analítico

En la Universidad Católica del Norte (UCN, Chile), las muestras provenientes de las diferentes unidades estratigráficas del DMC fueron tamizadas para separar la porción clástica > 0,5 mm de la matriz (<0,5 mm). Luego, en la Universidad de Chile, la fracción pesada (parte donde se concentran los circones) fue separada de la fracción ligera a partir de una mesa vibradora de agua (modelo GENESIS). Los circones de la fracción pesada fueron separados a través de un líquido denso (Diiodometano, 3,31 g/cm^3) y técnicas de separación magnética (inclinación: 20°, amperaje > 1.2 Amps) en el Departamento de Earth, Ocean y Atmospheric Sciences de la universidad de British Columbia (UBC, Canadá). Un total de ca. 100 circones representativos provenientes de todas las unidades estratigráficas fueron seleccionados por medio de *hand-picking* y montados en un disco con resina *epoxy* (~ 15 granos por muestra), para posteriormente ser pulidas aproximadamente a medio grosor de grano en el Géosciences Environnement Toulouse (GET, Francia).

La morfología externa y estructuras internas de los de los circones fueron examinados a través de un microscopio de luz trasmitida-reflejada en el GET. Estos estudios fueron complementados con imágenes de CL obtenidas en la Universidad Paul Sabatier (UPS, Francia), utilizando una EMPA CAMECA SX-Five FE montado sobre un SEM (Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing; CMRC). Las inclusiones observadas en circones fueron evitadas para los posteriores estudios geoquímicos.

Los análisis cuantitativos de elementos mayores y menores de circones detríticos se realizaron en el UPS, usando una EMPA CAMECA SX-Five en el CMRC. Las condiciones de operación fueron: voltaje de excitación de 15 kV, un haz de corriente de 20 nA, el tiempo de conteo para el *peak* de los elementos en total fue de 15 s (5 s en el blanco para establecer

el *background* y 10 s para la recolección del dato) y el diámetro del spot fue de 4 µm. La reducción de datos fue hecha por el método 'PAP' $\phi(\rho Z)$ (Pouchou & Pichoir 1985). Los siguientes estándares fueron utilizados para cada elemento: corindón (Al), wollastonita (SI, Ca), hematita (Fe), YPO4 (Y), circón de referencia (Zr), $CePO_4$ (Ce), $DyPO_4$ (Dy); UO_2 (U), graftonita sintética (Pb), ThO_2 (Th), HfZr (Hf) y grafito (P). Los límites de detección utilizados por el programa para el circón son: Al (260 ppm), Si (320 ppm), Ca (920 ppm), Fe (950 ppm), Y (850 ppm), Zr (1.450 ppm), Ce (2.200 ppm), Gd (5.000), Dy (2.600 ppm), U (1.200 ppm), Pb (2.300), Th (3.500) y Hf (1.200 ppm). Los LA-ICP-MS fueron realizados utilizando un láser NewWave Research UP213 acoplado a un instrumento Agilent 7500 ICP-MS en el laboratorio del GET. El tiempo de conteo por análisis fue generalmente de 180 s (60 s en blanco de gas para establecer el *background* y 120 s para la recolección de datos). El diámetro del láser fue aproximadamente de 34 µm, la frecuencia de 7 Hz y la fluencia de laser de 4 J/cm^2. La calibración se realizó por medio de *silicate glass standad* SRM NIST610 y NIST612 como estándares externos, primarios y secundarios respectivamente. El estándar secundario se analizó repetitivamente como un blanco para indicar una precisión y exactitud mejor que el 10% para una sección analítica determinada.

La reducción de los datos se realizó a través de Glitter software (Griffin, 2008) para las muestras, utilizó el contenido de Si (29), determinando por EMPA, como estándares internos. Durante la reducción de los datos, una cuidadosa comprobación de los espectros de masas multi-elemental eliminó las posibles impurezas que se pudieron encontrar a lo largo del perfil de profundidad de cada área de ablación, chequeado mediante la evaluación del perfil de ^{29}Si. Los límites de detección para cada elemento están en el rango de 10 a 60 ppb, excepto para el Ti (2 ppb). Debido a que el contenido de Ca de los circones es bajo (Shen et al., 2015), la concentración de Ca fue utilizada para determinar cualquier contaminación por inclusiones u otra fase. Producto de que una gran cantidad de granos de circón se encuentran zonificados por sectores, las cuales comúnmente muestran una distribución altamente heterogénea de elementos (Jackson et al., 2013), en este estudio, por lo general 2 ablaciones fueron realizados, uno en el núcleo y otro en el borde para testear diferencias significativas en las composiciones geoquímicas de estas dos áreas en granos individuales.

4.4. Resultados

4.4.1. Características petrográficas de circones detríticos del registro sedimentario del DMC

La morfología de los circones detríticos proporciona información única sobre la procedencia y el paleodrenaje de las cuencas sedimentarias. La clasificación morfológica fue conducida en ~ 100 circones de origen detrítico encontrados en el registro sedimentario del DMC, los cuales presentan diferencias significativas con respecto a sus características petrográficas (Fig. 4.1). El tamaño en el eje axial puede variar entre 90 y 450 µm, mientras que el ancho varía entre 50 y 150 µm, este parámetro es muy aleatorio para cada unidad sedimentaria. Para cuantificar y comparar la morfología de los circones, se documentaron la redondez y esfericidad de todos los granos analizados, siguiendo el protocolo propuesto por Shaanan y Rosenbaum (2018). La redondez fue renqueada en una escala relativa de 1 a 5 (R1 a R5, Fig. 4.2) que representa morfologías prismáticas anhedrales a euhedrales respectivamente (Fig. 4.2). La escala es normalizada a porcentaje con un valor de 100% que indica granos completamente redondeados/desgastados. La esfericidad o relación de aspecto fue calculada, solo en granos completos (no fracturados), como la relación del eje axial aparente dividido por el eje perpendicular de un grano (largo/ancho). Además, se calcularon el porcentaje de granos fracturados y el porcentaje de granos completos por muestra.

La redondez de los circones provenientes del registro estratigráfico es dominada por R3, siendo los sedimentos actuales y las gravas Arrieros, los que presentan mayor cantidad de circones redondeados (R1-R2), mientras que las gravas de Tesoro II y Tesoro III muestran una mayor cantidad de circones no redondeados (R4-R5) (Fig. 4.3). La redondez disminuye desde arriba hacia abajo en la columna estratigráfica (Fig. 4.3). La esfericidad de los circones en los sedimentos es muy variable, entre 1 y 5, con el mayor porcentaje de circones entre 1,5 a 3,5 (Fig. 4.3), lo que indica que estos presentan mayoritariamente formas regulares ligeramente alargadas. Los granos provenientes de Tes III y Tes II (solo muestra Tes03), presentan una importante cantidad de circones alargados (Fig. 4.1 y 4.3). Entre 65 y un 70% de los granos presentan una morfología completa (sin fracturas), con la excepción de los circones provenientes de Tesoro III, donde la concentración de granos fracturados aumenta considerablemente a casi el 50% en las muestras Tes04 y Tes06 (Tabla 4.1).

Los circones detríticos aquí estudiados, presentan morfología externa euhedrales a anhedrales y texturas internas zonadas y no zonadas (Fig. 4.1). Para caracterizar la

morfología de circones detríticos se usó el diagrama de clasificación tipológica desarrollado por Pupin (1980) (Fig. 4.4). Estos, presentan cristales con morfología conformada por prismas de los tipos {110} y {100} y faces piramidales de los tipos {101} y {211} (Fig. 4.1). En la figura 4.4, es posible observar que los circones presentan una variedad de morfologías, siendo los subtipos S4, S7 y S18 los más comunes (aparece en todo el registro estratigráfico, Fig. 4.4). Granos del subtipo S4 representa a más del 10% del total de la población.

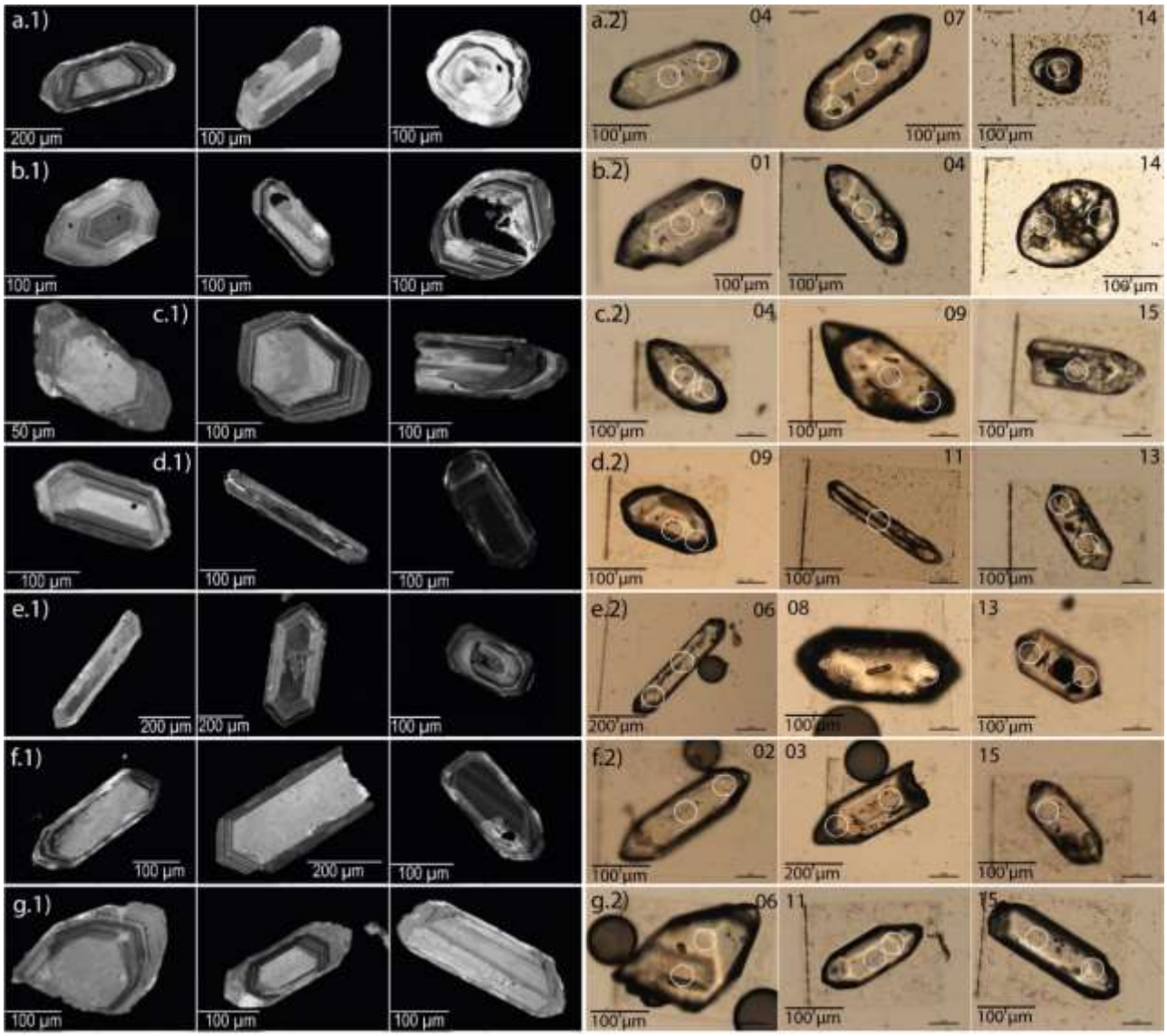


Figura 4.1 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) representativas de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC. Gravas actuales; a) Tes08. Gravas Arrieros; b) Tes07 y c) Tes01. Gravas Tesoro III; d) Tes02. Gravas Tesoro II. e) Tes03, f) Tes04 y g) Tes06. Los círculos blancos representan el tamaño y posición de la ablación en el grano para medición de elemento trazas.

A partir de las imágenes de catodoluminiscencia (CL, Fig. 4.1) es posible observar las características internas de los granos. Los granos están conformados por núcleos no

zonados sobrecrecidos por anillos euhedrales y zonificación concéntrica desde el núcleo son escasas (Fig. 4.1). Además, es posible observar otro tipo de texturas, como estructuras internas paralelas a los prismas o sin un patrón claro de crecimiento. En algunos casos estas texturas son truncado por texturas de reabsorción (Fig. 4.1d) o núcleos heredados (Fig. 4.1e). En una gran cantidad de granos es posible reconocer inclusiones fluidas y de gas e inclusiones minerales, principalmente apatitos y de menor forma circones y otros minerales. Las estructuras internas de los circones provenientes del DMC no pueden ser relacionadas a un sector específico de la sección estratigráfica.

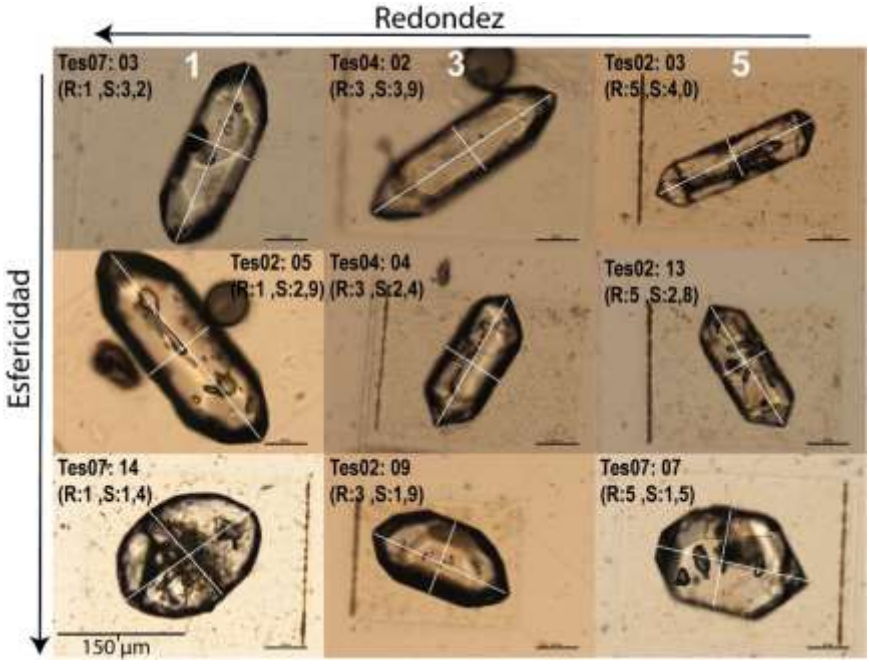


Figura 4.2 Escalas de redondez y esfericidad en base a granos de circones detríticos representativos del DMC. La clasificación de la redondez aparece en la parte superior de cada columna y los ejes usados para calcular son ilustrados en cada grano.

4.4.2. Características geoquímicas de circones detríticos del registro sedimentario del DMC

4.4.2.1. Patrones de elementos de tierras raras (ETR) en circones detríticos

La abundancia de los ETR se normalizada a partir de los valores de condrito propuestos por McDonough y Sun (1995). Los patrones de ETR de los circones detríticos provenientes del registro sedimentario de DMC presentan curvas similares. Estos presentan un bajo contenido ETR ligeros (ETRL) y un elevado contenido de ETR pesados (ETRP), similares a los circones provenientes de cuerpos porfídicos aquí estudiados. En todos los circones es posible observar una anomalía positiva de Ce y una anomalía negativa de Eu (Fig. 4.5). No se observar diferencias importantes entre los patrones de ETR de los circones detríticos provenientes de diferentes unidades estratigráficas.

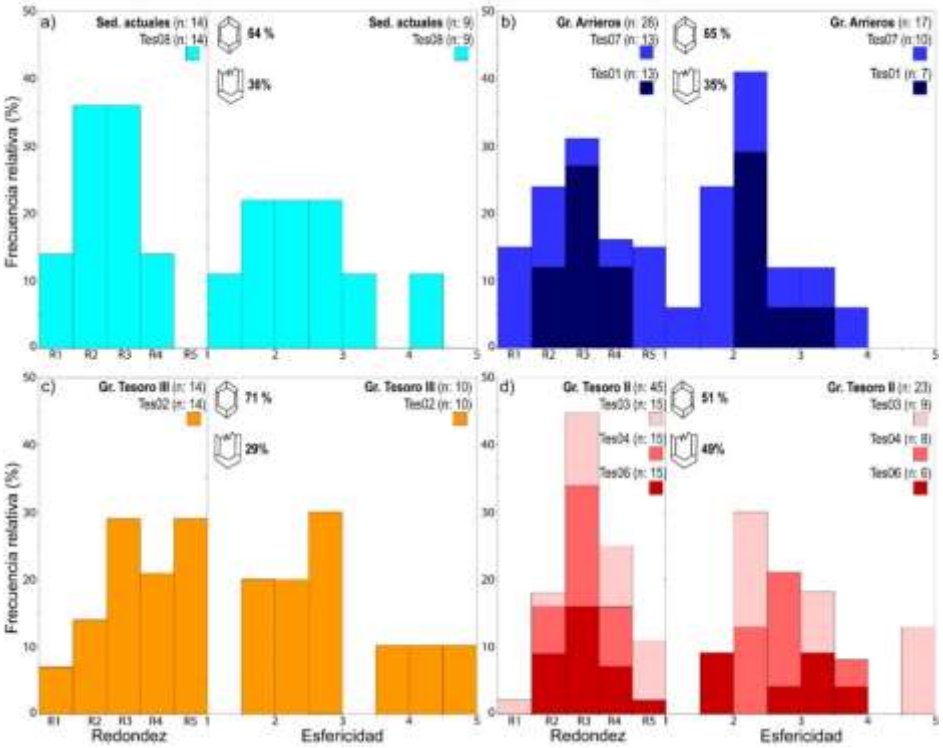


Figura 4.3 Histogramas redondez, histograma esfericidad (largo/ancho) y porcentaje de granos fracturados de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC. a) Gravas actuales; b) Gravas Arrieros; c) Gravas Tesoro III; d) Gravas Tesoro II.

4.4.2.1. Señales geoquímicas en circones detríticos

A partir de diferentes señales geoquímicas y firmas isotópicas es posible diferenciar entre diferentes fuentes (Belousova et al., 2002; Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012). En este contexto, variaciones en las razones de Eu/Eu* (> 0,4), (10.000xEu/Eu*)/Y (> 1), Ce/Nd/Y (> 0,01), Dy/Yb (< 0,3) y Th/U (entre 1 y 0,1) y de las concentraciones de Hf (> 8.750 ppm) han sido utilizada como herramienta para diferenciar entre circones que provienen de depósitos de pórfidos cupríferos y rocas intrusivas sin mineralización (e.g. Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016; este estudio). Estas mismas razones han sido testeadas en circones detríticos proveniente de las diferentes unidades estratigráficas del DMC para observar proveniencia de cuerpos metalogénicos. Estos circones presentan una gran variedad geoquímica, debido la gran diversidad de rocas en las áreas fuentes (ver capítulo 2). A modo de ejemplo, la figura 4.6 muestra las variaciones de las razones de (Ce/Nd)/Y versus Eu/Eu*. A partir de esta figura podemos observar que no hay una tendencia clara entre estas dos razones. Los valores de (Ce/Nd)/Y varía entre 0,0003 y 0,3940 (Tabla 4.2). Todas las muestras presentan circones con valores superiores a 0,01, con la excepción de los circones provenientes de las gravas

Tesoro III y la muestra Tes03 (muestra superior de las gravas Tesoro II), cuyos valores por lo general se encuentran por debajo 0,01. La anomalía de Eu (Eu/Eu*), varía entre 0,09 y 0,94 (Tabla 4.2) y se repite la misma tendencia que en la relación de (Ce/Nd)/Y, donde los circones provenientes de las gravas Tesoro III y la muestra Tes03 (muestra superior de las gravas Tesoro II) presentan un gran cantidad de datos con valores inferiores a 0,4 (Fig. 4.6).

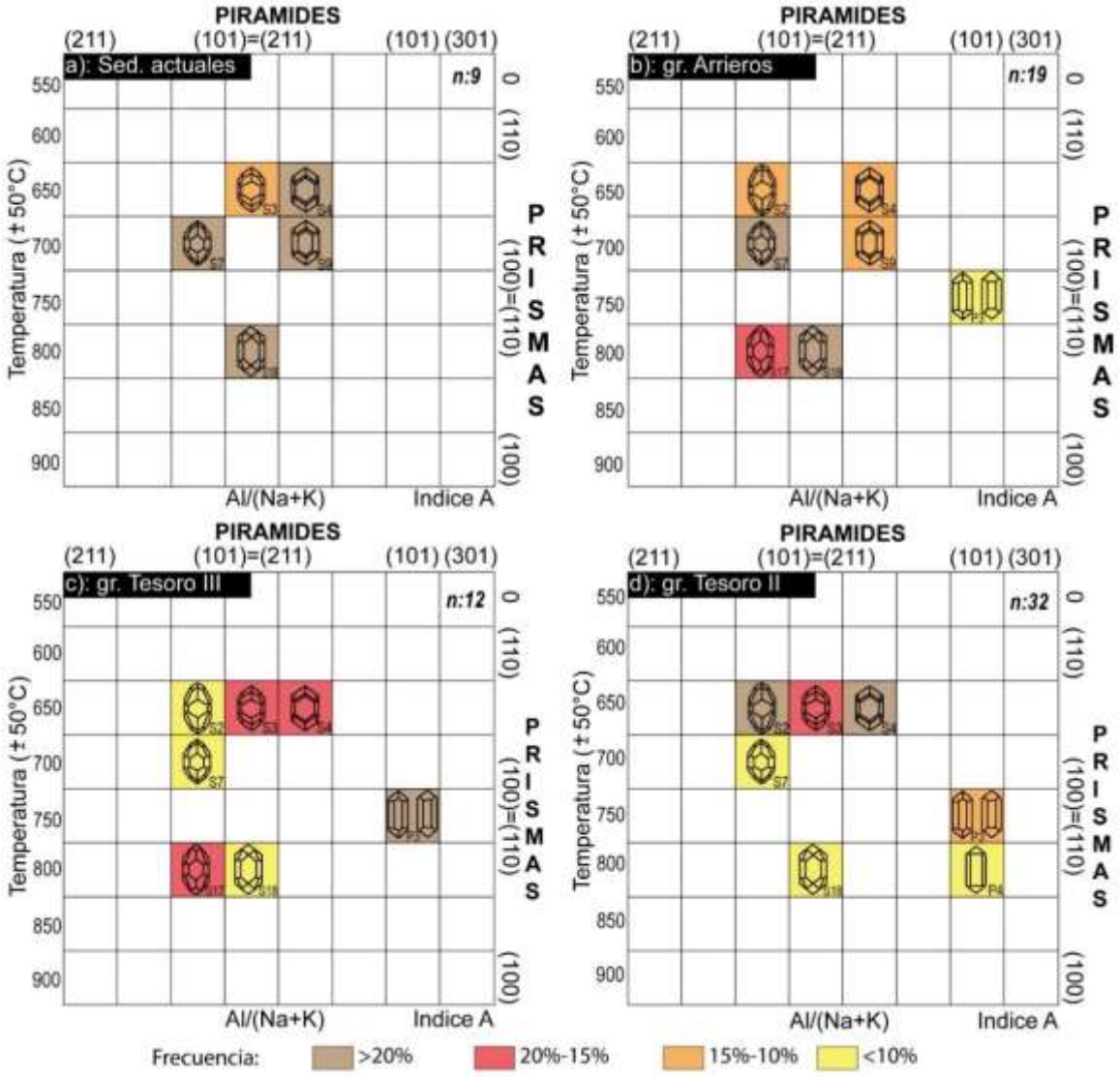


Figura 4.4 Morfología de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC, ilustrados de forma esquemática en el diagrama de clasificación tipológica de Pupin (1980). a) Gravas actuales; b) Gravas Arrieros; c) Gravas Tesoro III; d) Gravas Tesoro II.

La Tabla 4.2 muestra otras importantes variaciones geoquímicas de circones detríticos, donde estos, presentan valores de la razones (10.000xEu/Eu*)/Y > 1, Dy/Yb < 0,3 y Th/U entre 1 y 0,1, por lo general el 95% del total de los granos presentan estos valores. Al igual que en el caso anterior no se observa una tendencia clara entre las diferentes razones geoquímicas. Con respecto al contenido de Hf, los valores varían entre 5.978 y 14.462 ppm

(Tabla 4.2) y se repite la misma tendencia que para el caso del (Ce/Nd)/Y y Eu/Eu*, los circones provenientes de los sedimentos actuales, gravas Arrieros y las gravas Tesoro II, con la excepción de la muestra Tes03, son los que presentan la mayor cantidad de mediciones con valores superiores a los 8.750 ppm.

Muestras	Media (µm)			Mediana (µm)			Redondes (%)					Fract. (%)		Pupin 1980	
	L	A	L/A	L	A	L/A	R1	R2	R3	R4	R5	No fract	fract.	n	Morfología
Tes08	199	89	2,2	205	88	2,2	14	36	36	14	0	64	36	14	**S18**: 22%; **S9**: 22%; **S7**: 22%; **S4**: 22%; **S3**: 11%
Sed. Actuales	**199**	**89**	**2,2**	**205**	**88**	**2,2**	**14**	**36**	**36**	**14**	**0**	**64**	**36**	**14**	**S18: 22%; S9: 22%; S7: 22%; S4: 22%; S3: 11%**
Tes07	193	95	2,2	190	90	2,0	15	12	4	4	15	38	12	13	**S18**:38%; **S7**: 25%; **S9**: 25%; **S17**: 13%
Tes01	183	82	2,4	180	75	2,3	0	12	27	12	0	27	23	13	**S18**: 27%; **S17**: 18%; **S4**: 18%; **S2**: 18%; **S7**: 9%; **P3**: 9%
Gr. Arrieros	**188**	**88**	**2,3**	**185**	**85**	**2,2**	**15**	**24**	**31**	**16**	**15**	**65**	**35**	**26**	**S18: 26%; S7: 21%; S17: 16%; S9: 11%; S4: 11%; S9: 11%; P3: 5%**
Tes02	174	73	2,8	170	60	2,8	7	14	29	21	29	71	29	14	**P3:** 25%; **S17**:17%; **S4**: 17%; **S3**: 17%; **S18**: 8%; **S7**: 8%; **S2**: 8%
Gr. El Tesoro III	**174**	**73**	**2,8**	**170**	**60**	**2,8**	**7**	**14**	**29**	**21**	**29**	**71**	**29**	**14**	**P3: 25%; S17:17%; S4: 17%; S3: 17%; S18: 8%; S7: 8%; S2: 8%**
Tes03	259	100	2,7	240	100	2,3	2	2	11	9	2	20	13	15	**P3**:36%; **S4**: 27%; **P4**: 18%; **S2**: 18%
Tes04	262	109	2,5	250	90	2,4	0	7	18	9	0	18	16	15	**S4**: 40%; **S3**: 30%; **S2**: 20%; **S18**: 10%
Tes06	229	89	2,7	220	90	2,6	0	9	16	7	2	13	20	15	**S2**: 36%; **S4**: 27%; **S3**: 27%; **S7**: 9%
Gr. El Tesoro II	**250**	**99**	**2,7**	**240**	**90**	**2,4**	**2**	**18**	**45**	**24**	**11**	**51**	**49**	**45**	**S4: 21%; S2: 25%; S3: 19%; P3:13%; P4: 6%; S18: 6%; S7: 6%**

Tabla 4.1 Características petrográficas de los circones detríticos provenientes del DMC. Tamaños (largo-ancho), esfericidad (L/A), Redondez, circones no fracturados- fracturados y morfología establecida a partir de la clasificación tipológica de Pupin (1980).

4.5. Discusiones

4.5.1. Uso de las características petrográficas y geoquímicas de circones detríticos en sedimentos adyacentes a un DPCs.

Los circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC, presentan diferencias importantes con respecto a sus características morfológicas y geoquímicas. Todas las unidades presentan circones con valores de las razones de (Ce/Nd)/Y > 0,01 y Eu/Eu* > 0,4 y concentraciones de Hf > 8.750 ppm. Sim embargo, los sedimentos actuales, gravas Arrieros y Tesoro II (Tes04 y Tes06) son las unidades que presentan una mayor población de circones con razones más elevadas de (Ce/Nd)/Y y Eu/Eu* y concentración de Hf (Fig. 4.6 , Tabla 4.2). Adicionalmente, el 95% de los circones detríticos aquí estudiados presentan valores de las relaciones (10.000xEu/Eu*)/Y > 1 y Dy/Yb < 0,3 y valores de la relación Th/U que varían entre 1 y 0,1 (Tabla 4.2). Debido a que resulta difícil visualizar una tendencia geoquímica clara entre elementos menores y trazas o con respecto a algún nivel estratigráfico, como se puede observar en la figura 4.6, lo cual se debe a que el DMC presenta una gran variedad de fuentes (ver capítulo 2), las cuales se encontraban aflorado cuando se depositaron las unidades de gravas que contienen a estos circones (Riquelme et al., 2018). Para evaluar el uso del circón como un mineral indicador de pórfido cuprífero (PIM) y una herramienta de exploración, este trabajo agrupa los umbrales geoquímicos discutidos

previamente en un solo termino, el cual corresponde a PIZ [(Hf (> 8.750), Eu/Eu* (>0,4), (10.000xEu/Eu*)/Y (> 1), (Ce/Nd)/Y (>0,01), Dy/Yb (<0,3), Th/U (< 1 – 0,1>)] , el cual fue validado a partir de los DPCs aquí estudiados (ver capítulo 3)

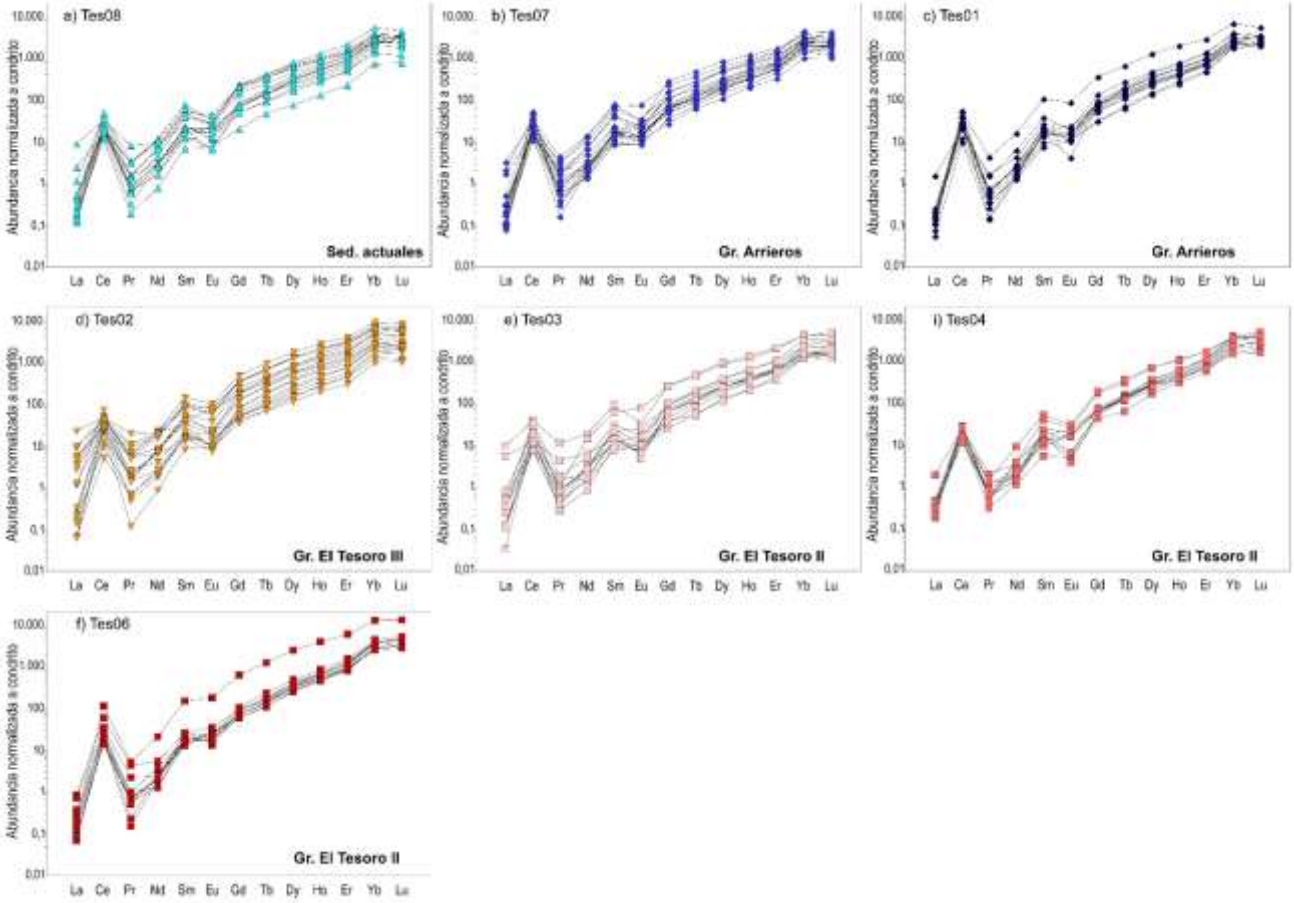


Figura 4.5 Patrones de ETR normalizados por condrito de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del DMC. Gravas actuales; a) Tes08. Gravas Arrieros; b) Tes07 y c) Tes01. Gravas Tesoro III; d) Tes02. Gravas Tesoro II. e) Tes03, f) Tes04 y g) Tes06. Abundancia de los elementos de tierras raras normalizados a partir de los valores de condrito de McDonough y Sun, (1995).

Las muestras provenientes de los sedimentos actuales, gravas Arrieros y Tesoro II son las que presentan la mayor cantidad de PIZ, los cuales caen en el área demarcada de los depósitos de pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida (Fig. 4.7). la mayor concentración de PIZ en estos horizontes puede ser explicado debido a que en estos niveles presentan mineralización exótica de cobre y una gran cantidad de clastos provenientes de alteración hidrotermal hipógena de pórfidos cupríferos (Fig. 4.9; Riquelme et al., 2018; Fernández-Mort et al., 2018).

Unid.	Val. estad.	SiO2 (%)	ZrO2 (%)	Ti (ppm)	Y (ppm)	Hf (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Ce/Nd	(Ce/Nd) /Y	Dy/Yb	Th/U	(10000 x Eu/Eu*)/y
Sed. Actuales	Min	31,83	63,39	2,4	223	7961	16	37	4	0,17	0,80	0,0003	0,129	0,20	1,3
	Max	32,69	66,61	50,2	2756	12331	307	1018	86	0,94	54,75	0,086	0,674	0,67	28,1
	X	32,22	65,19	16,0	1015	9998	63	179	42	0,43	12,82	0,019	0,223	0,40	6,0
	x	32,21	65,16	11,3	879	9800	44	115	32	0,37	9,65	0,016	0,201	0,38	4,6
	σ	0,24	0,92	12,2	568	1130	61	198	28	0,17	11,62	0,020	0,110	0,14	5,5
Gravas Arrieros	Min	31,35	60,80	1,9	337	7327	10	40	2	0,12	2,60	0,001	0,106	0,18	1,1
	Max	33,04	66,39	174,6	2689	12305	209	653	307	0,72	41,39	0,060	0,344	0,63	18,1
	X	32,25	64,66	16,3	896	8918	56	154	78	0,47	14,28	0,019	0,181	0,37	6,7
	x	32,30	64,73	8,0	741	8895	45	127	56	0,49	10,36	0,016	0,169	0,34	6,2
	σ	0,31	0,87	29,5	456	960	40	116	75	0,14	11,03	0,014	0,048	0,11	4,3
Gravas El Tesoro III	Min	31,29	60,45	2,9	278	5978	6	19	2	0,17	2,46	0,001	0,142	0,19	1,0
	Max	32,41	67,93	18,0	3940	10166	287	488	242	0,85	34,51	0,068	0,327	0,64	30,5
	X	32,00	64,91	7,7	1422	7657	74	179	37	0,45	9,13	0,015	0,211	0,37	7,0
	x	32,04	65,09	6,8	1021	7123	53	176	20	0,41	5,29	0,005	0,191	0,33	2,9
	σ	0,26	1,34	3,9	1105	1366	71	120	57	0,19	9,20	0,020	0,054	0,13	8,1
Gravas El Tesoro II	Min	31,45	63,06	1,4	146	6756	8	37	3	0,09	1,88	0,001	0,070	0,09	0,7
	Max	32,66	67,29	125,6	5820	14462	511	573	180	0,85	57,64	0,394	0,351	0,89	34,4
	X	31,95	65,49	7,6	1034	10544	52	153	51	0,48	13,85	0,021	0,189	0,30	6,5
	x	31,97	65,51	4,7	831	10831	28	124	41	0,53	11,56	0,013	0,166	0,24	5,5
	σ	0,24	0,59	15,4	768	1583	70	97	38	0,19	9,40	0,047	0,061	0,14	5,3
	Min	31,29	60,45	1,4	146	5978	6	19	2	0,09	0,80	0,0003	0,070	0,09	0,7
	Max	33,04	67,93	174,6	5820	14462	511	1018	307	0,94	57,64	0,394	0,674	0,89	34,4
	X	32,08	65,14	11,4	1045	9625	58	161	56	0,46	13,17	0,019	0,195	0,34	6,5
	x	32,09	65,22	6,5	824	9622	39	128	38	0,48	10,21	0,014	0,171	0,30	5,3
	σ	0,29	0,92	19,5	736	1676	62	125	56	0,17	10,25	0,034	0,069	0,14	5,5

Tabla 4.2 Valores estadísticos de las mediciones geoquímicos medidas en circones detríticos provenientes del registro estratigráfico del DMC. Min= Valor mínimo, Max= Valor máximo, X= Media, x= Mediana, σ= Varianza. Ce/Ce* y Eu/Eu* normalizados por valores de condrito de McDonough y Sun, (1995). Para eliminar los valores anómalos se trabajó con un intervalo de confianza de σ2 (95% de los datos) y se eliminaron los valores iguales a 0 o negativos.

Los circones provenientes de los depósitos de pórfidos cupríferos presentan morfologías externas euhedrales caracterizadas por el desarrollo casi exclusivo de prismas del tipo {110} y faces piramidales del tipo {101} (Muñoz et al., 2012; este estudio). Pertenecientes a los subtipos S8, S9 y S4 de acuerdo con la clasificación tipológica de Pupin (1980) (este estudio). A partir del diagrama tipológico de Pupin (1980), algunos trabajos han usado la morfología de los granos de circón como una firma petrogenética de la roca fuente, en la cual cristalizaron (Loi y Dabard, 1997; Belousova et al., 2005). En este contexto fue posible encontrar una relación entre PIZ y la morfología de los circones detríticos (Fig. 4.8). El 90% de PIZ presentan morfologías externas euhedrales caracterizadas por el desarrollo casi exclusivo de prismas del tipo {110} (Fig. 4.8), los cuales pueden pertenecer a los subtipos S2, S3, S4, S7 y S9 de acuerdo con la clasificación tipológica de Pupin (1980) (Fig. 4.8). Al igual que en el caso de las señales geoquímicas (Eu/Eu*, (Ce/Nd)/Y y concentraciones de Hf), los sedimentos actuales, gravas Arrieros y Tesoro II son las que

presentan una mayor población de circones detríticos caracterizadas por el desarrollo de prismas del tipo {110}. En circones provenientes de DPCs es también posible encontrar texturas internas bimodales consistente de núcleos débilmente zonados o no zonados sobrecrecidos por anillos oscilatorios euhedrales (Lu et al., 2016). Aunque los sedimentos presentan una gran cantidad de circones con estas texturas internas, no fue posible aislar esta característica a partir de circones detríticos.

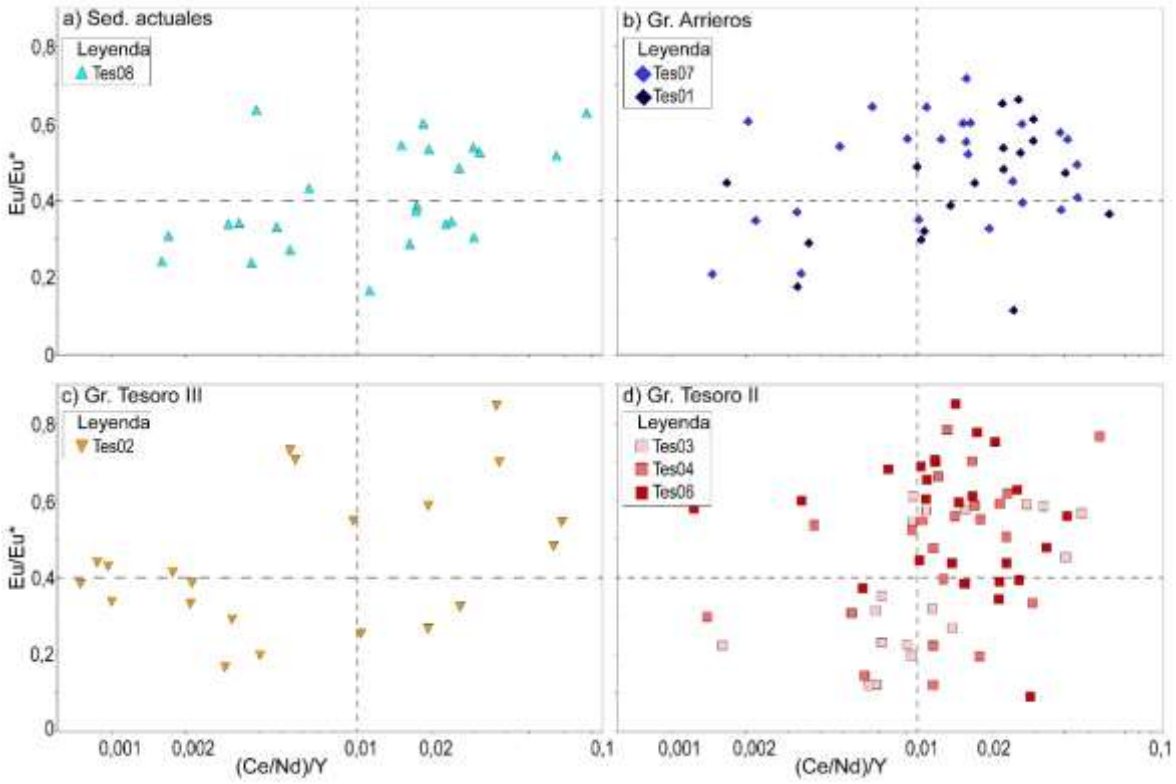


Figura 4.6 (Ce/Nd)/Y versus anomalía de Eu (Eu/Eu*). a) Gravas actuales; b) Gravas Arrieros; c) Gravas Tesoro III; d) Gravas Tesoro II. Las líneas segmentadas corresponden a valores geoquímicos que han sido detectado en circones provenientes de diferentes depósitos de pórfidos cupríferos alrededor del mundo propuestas por Lu et al. (2016) ((Ce/Nd)/Y > 0,01 vs Eu/Eu* > 0,4).

4.5.2. PIZ en el registro sedimentario del DMC

El DMC incluye varios DPCs, incluyendo los pórfidos de Mirador, y Esperanza (estudiados en este trabajo, ver Capitulo 3) y proporciona acceso al registro sedimentario adyacente a estos depósitos. Las muestras inferiores de Tesoro II, Tes04 y Tes06, son las contienen el mayor porcentaje de PIZ, 48 % y 60 %, respectivamente, mientras que las muestras de la parte media, tomadas de las subunidades Tesoro II (Tes03) y Tesoro III (Tes02) son las que tienen la concentración más baja de PIZ, alrededor del 10 % (Fig. 4.9). Las muestras provenientes de las gravas Arrieros tienen concentraciones de 24 % y 28 % y en sedimentos recientes el contenido tiende a aumentar a 32 % (Fig. 4.9). Esta curva de

porcentaje de ocurrencia de PIZ presenta el mismo patrón que la curva generada por el porcentaje de ocurrencia de circones con concentraciones de Hf > 8.750 (ppm) y difiere levemente con las curvas generadas por el porcentaje de ocurrencia de circones con valores de Eu/Eu* > 0,4 y (Ce/Nd)/Y > 0,01. Esta sutil diferencia solo se observa en los sedimentos actuales, donde circones con valores de Eu/Eu* > 0,4 y Ce/Nd)/Y > 0,01 son inferiores al 60 % (Fig. 4.9).

Las mayores concentraciones de PIZ coinciden con la mineralización exótica de cobre (Fig. 4.9). Las gravas que contienen el manto inferior del yacimiento exótico de El Tesoro y las gravas previamente depositadas son las que contienen la mayor concentración de PIZ, lo cual también coincide con una gran concentración de clastos de origen hidrotermal (alteración propilítica y fílica) y con una población importante de circones detríticos de edades de 42 y 43 Ma, con un máximo deposicional de 40,4 y 39,8 Ma (Riquelme et al., 2018), lo cual coincide con las edades circones (U/Pb) de los pórfidos circundantes de Esperanza (41,3 ± 0,3 Ma) y Mirador (40,6 ± 1,1 y 41,6 ± 2,4; Tabla 2.1), ubicados a 5,3 km y 3,2 km, respectivamente. La baja concentración de PIZ en gravas que se encuentran sobre el manto inferior (Tes03) y las gravas de Tesoro III coincide con una menor concentración de clastos provenientes de alteraciones hidrotermales de pórfidos cupríferos y con circones detríticos de edad Paleozoica (Riquelme et al., 2018). A partir de lo cual se puede inferir que pudo existir un cambio en la fuente de los sedimentos o bien en la dirección del flujo que aporto los sedimentos. En las gravas Arrieros tiende a aumentar la concentración de PIZ alrededor del 26 %, esto puede ser debido a que las muestras Tes01 y Tes07, fueron tomadas en el manto superior del yacimiento Tesoro, y en el paleocanal de la circulación del fluido meteórico mineralizaste, respectivamente. Además, en Arrieros es posible encontrar una importante población de circones de 39 Ma, con una edad máxima deposicional de 37,6 Ma, aunque en este caso el contenido de clastos provenientes de zonas con alteración hidrotermal tiende a bajar (Riquelme et al., 2018). Por lo que los PIZ en este caso podrían provenir directamente de un DPC y/o provenir de la erosión de un nivel exótico previamente formado, ya que las gravas de Arrieros cuentan con una importante cantidad de clastos retrabajados de crisocola y conglomerados (Fernadez-Mort et al., 2018). En las gravas actuales el porcentaje de PIZ aumenta levemente a 30%, esto debido a que la muestra Tes08 fue tomada sobre el paleocanal mineralizado, por lo que los PIZ podrían venir de la erosión de un DPC.

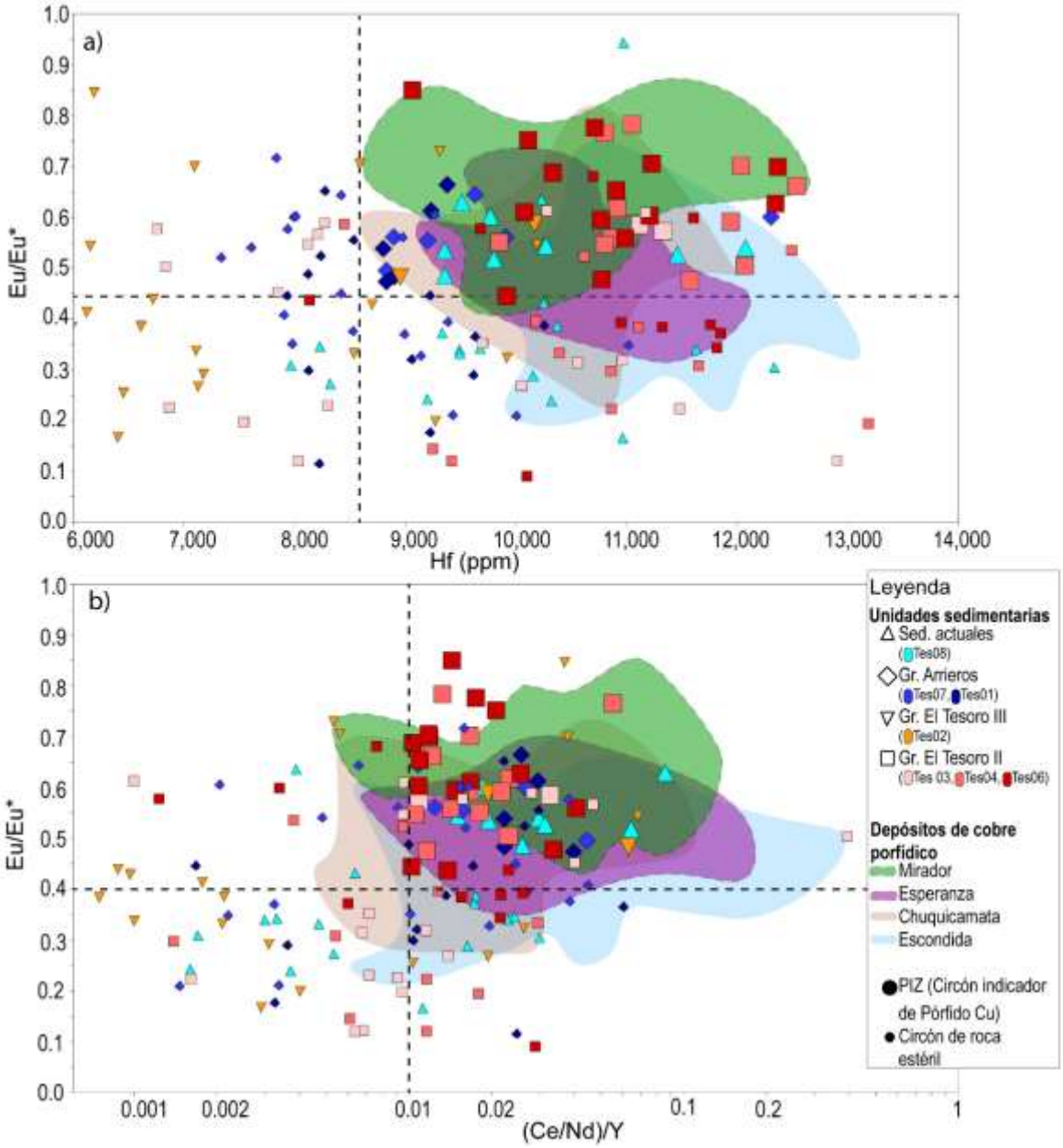


Figura 4.7 Señales geoquímicas de circones detríticos provenientes del DMC comparado a los valores geoquímicos de circones provenientes de DPCs (Chuquicamata, Mirador, Esperanza, Escondida). a.) Hf (ppm) vs Eu/Eu*. b) (Ce/Nd)/Y vs Eu/Eu*. Los símbolos de mayor tamaño corresponden a Circón indicador de pórfido cuprífero (PIZ: Hf > 8.750 (ppm), Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce / Nd) / Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3, Th/U < 1 – > 0,1). Las líneas segmentadas corresponden a valores geoquímicos que han sido detectado en circones provenientes de diferentes depósitos de pórfidos cupríferos alrededor del mundo propuestas por Lu et al. (2016) y en el capítulo 3 (Hf > 8.750, (Ce/Nd)/Y > 0.01 y Eu/Eu* > 0,4).

Las características petrográficas no muestras una correlación clara con el porcentaje de PIZ, con la excepción de la morfología del grano. Esta es controlada a partir de factores endógenos, como lo son la temperatura de formación y composición del fundido (Pupin, 1980). En este caso particular, la curva de porcentaje de ocurrencia de PIZ, presenta el

mismo patrón y se correlación con la curva generada por el porcentaje de ocurrencia de circones con morfologías externas euhedrales caracterizadas por el desarrollo casi exclusivo de prismas del tipo {110}, donde la parte inferior de Tesoro II (Tes04 y Tes06) y los sedimentos aluviales presentan un porcentaje de ocurrencia mayor al 85 y 75%. Este tipo de prisma es típico de magmas que cristalizan a baja temperatura (Pupin, 1980, Bolousova et al., 2005; Muñoz et al., 2012).

A partir de las señales geoquímicas obtenidas de los circones detríticos, complementados con las características petrográficas de estos, se corrobora que los circones detríticos tienen el potencial para ser una eficaz herramienta indicadora de la denudación de pórfido cuprífero en cuerpos de gravas adyacentes a este tipo de depósitos. Esto debido, a que los PIZ tienden a aumentar su concentración en las gravas que alojan mineralización exótica de cobre (Fig. 4.9), lo cual puede ser una señal directa de la presencia de yacimientos cupríferos en los alrededores (Clark et al. 1990; Münchmeyer 1996; Chávez 2000; Sillitoe, 2005) y disminuyen su concentración en gravas sin mineralización (Fig. 4.9). Además, los PIZ pueden ser una herramienta eficaz prometedora para la exploración de este tipo de yacimientos. Esto es particularmente útil cuando los DPCs se encuentran cubiertos por depósitos sedimentarios, tales como gravas, depósitos glaciares, etc.

4.5.3. Evolución del registro sedimentario a partir de circones detríticos

Las unidades aquí estudiadas se diferencian principalmente por su contenido de facies sedimentarias y ambiente deposicional (Ver Capitulo 2; Riquelme et al., 2018). La composición de los clastos y población de circones detríticos de estas unidades es caracterizada por un amplio rango de edades y litologías similares a la mayoría de las unidades de rocas que afloran en el DMC, es decir, es posible encontrar circones y clastos, principalmente, Eocenos (DPCs), Cretácico superior a Paleoceno (Formación Quebrada Mala), Jurásica inferior (secuencias Marinas), y Carbonífera - Pérmica (basamento). Existen pequeñas diferencias a ser consideradas, las gravas Tesoro III presentan menor cantidad de clastos provenientes de DPCs y solo presentan circones detríticos de edad paleozoicos, mientras que en las gravas Arrieros es posible encontrar restos de conglomerados y clasto calcáreos provenientes del Grupo Caracoles (Riquelme et al., 2018). El contenido de clastos en sedimentos actuales es relativamente similar al encontrado en gravas Arrieros, no existe estudio de edades de circones detríticos. A partir de este estudio es posible observar que las unidades, también difieren en la forma de los circones controlada por factores exógenos.

Estos factores pueden estar vinculado al tipo de transporte y la distancia de la fuente de los sedimentos (Gärtner et al., 2013; Zoleikhaei et al., 2016). En las gravas aquí estudiadas solo la redondez y el fracturamiento mineral de circones detríticos presentan características distintivas y pueden ser vinculado a una población de granos que guarden relación con algún horizonte estratigráfico.

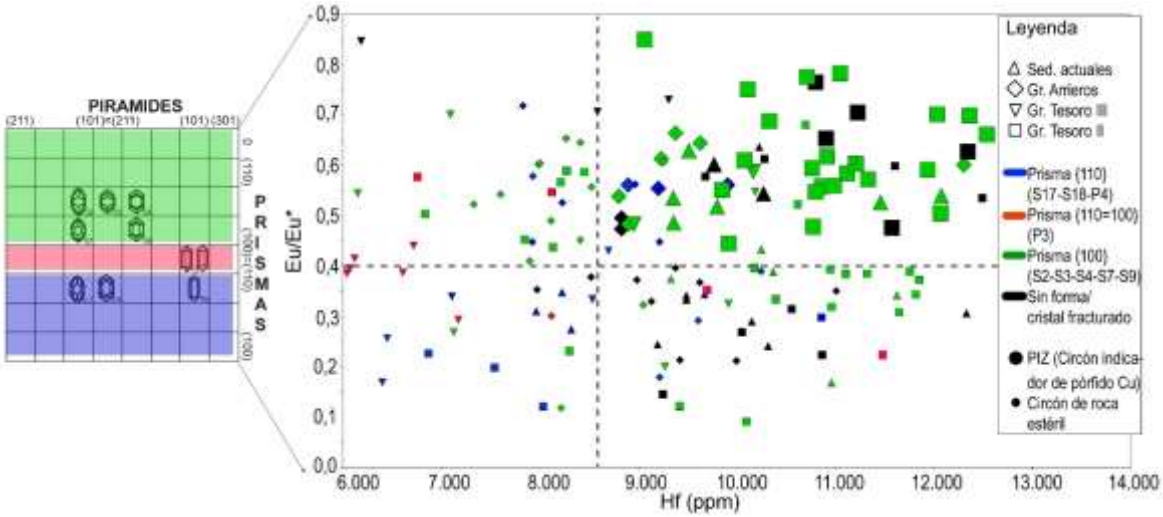


Figura 4.8 Concentraciones de Hf (ppm) versus valores de la razón de Eu/Eu* de circones detríticos del DMC que muestra la correlación entre cristales con morfologías externas caracterizadas por el desarrollo de prismas de los tipos {110} y PIZ. Los símbolos de mayor tamaño corresponden a Circón indicador de pórfido cuprífero (PIZ). Las líneas segmentadas corresponden a valores geoquímicos que han sido detectado en circones provenientes de diferentes depósitos de pórfidos cupríferos alrededor del mundo propuestas por Lu et al. (2016) y en el capítulo 3 (Hf > 8.750 y Eu/Eu* > 0,4).

Es ampliamente aceptada que la redondez es el resultado de la abrasión de los bordes causada por el transporte a largo plazo o por el retrabajamiento de los granos por el medio de transporte (e.g. Pettijohn, 1957). Es un parámetro que puede ser utilizado para estimar cualitativamente la distancia realizada por el transporte (Gärtner et al., 2013). En el caso de los circones detríticos provenientes de las gravas del DMC la redondez es principalmente moderada, entre subredondeado y subangular (R3). Los sedimentos actuales y las gravas Arrieros, son las unidades que presentan la mayor cantidad de circones redondeados (R1-R2), > 50% y > 35%, respectivamente, mientras que las gravas de Tesoro III y Tesoro II presentan alrededor del 20% de circones redondeados (R1-R2). La redondez disminuye desde arriba hacia abajo en la columna estratigráfica (Tabla 4.1, Fig. 4.3). El fracturamiento de los granos es controlado por la energía efectiva durante el proceso de transporte, lo cual guarda una relación directa con el tipo de transporte (Gärtner et al., 2013). La concentración de circones detríticos fracturados tiende a ser mayor en la parte inferior del registro

estratigráfico, gravas Tesoro II (49%), disminuye en la parte media de la columna estratigráfica, gravas Tesoro III (29%) y tienden a aumentar nuevamente en la parte superior del registro estratigráfico, gravas Arrieros (35%) y sedimentos actuales (36%), por lo cual tiende a presentar una similitud con la curva generada por los PIZ, es decir los PIZ corresponderían principalmente a granos fracturados (Fig. 4.9).

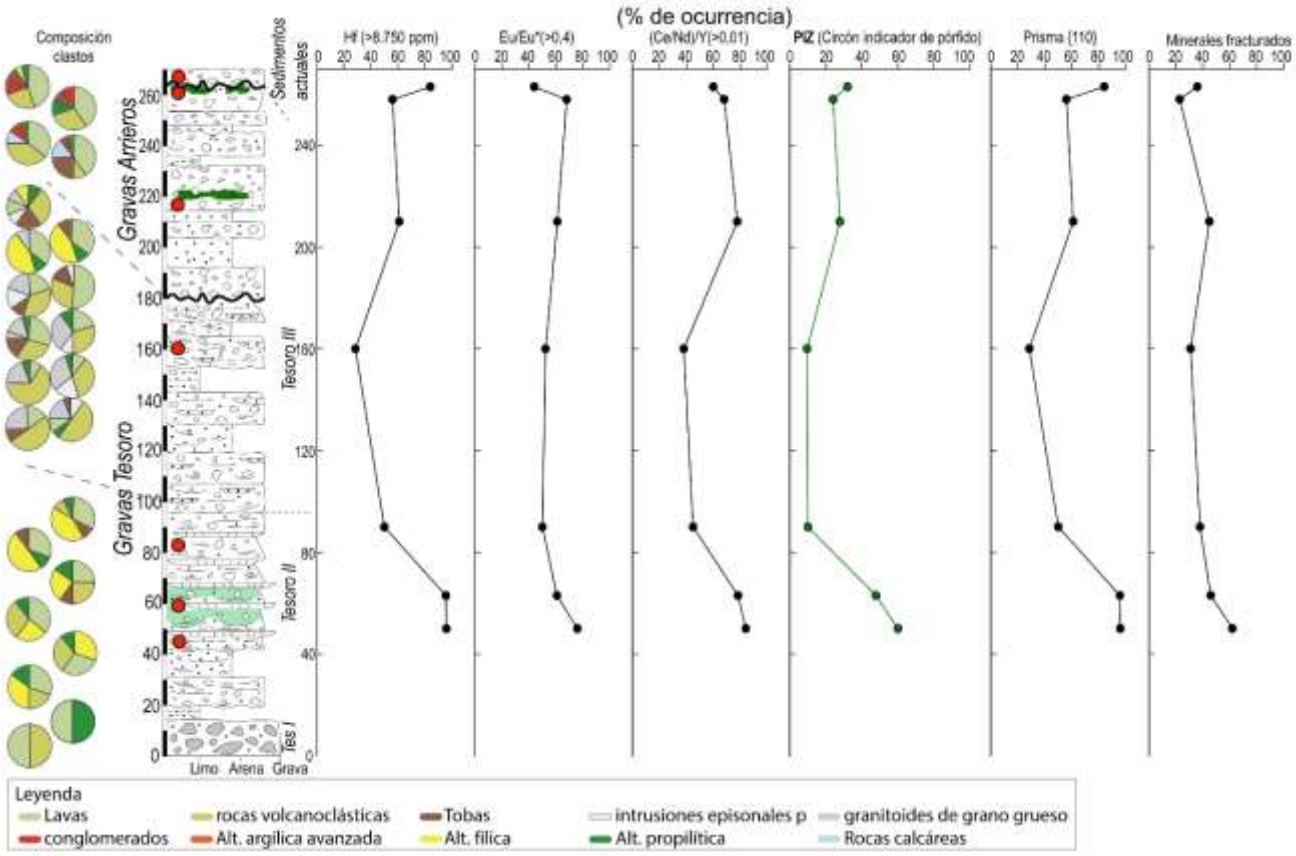


Figura 4.9 Correlación entre la sección estratigráfica del DMC, composición de clastos, porcentaje de ocurrencia de circones detríticos. Correlación con concentraciones de Hf > 8.750 (ppm), valores de la razón de Eu/Eu* > 0,4, valores de la razón de (Ce/Nd)/Y > 0,01, características PIZ, morfologías externas caracterizadas por el desarrollo de prismas de los tipos {110} y circones fracturados**.**

A pesar de que las gravas Tesoro II corresponde a la parte distal de un abanico aluvial domina por facies palustres y lacustres (Fernadez-Mort et al., 2018), podemos inferir en base a la presencia de un porcentaje importante de circones detríticos angulares y fracturados, que estas gravas fueron depositadas relativamente próximas a la fuente. Además, estas gravas presentan una gran cantidad de clastos provenientes de DPCs y de PIZ. Los circones detríticos fracturados son producto del transporte aluvial (alta energía) y no tienen la suficiente distancia para redondearse, aunque sean fases distales de abanico aluvial. Las condiciones de deposición en las gravas de Tesoro III, corresponde a la parte media de un abanico aluvial dominada por fases fluviales. En este caso la distancia debería ser similar y

el transporte aluvial menos energéticos, ya que hay menor concentración de circones fracturados. Además, no hay una manifestación importante de denudación de pórfidos cupríferos, debido a que la concentración de clastos provenientes de DPCs tiende a disminuir, no se encuentra circones detríticos próximos a las 40 Ma y el contenido de PIZ es bajo (10%). Por lo cual se puede inferir que hay un cambio relativo de la fuente de los sedimentos, ya que la distancia hacia la fuente debería variar levemente. Las gravas Arrieros son dominadas por ambiente de abanico aluvial controlado por flujo de detritos. En estas gravas aumenta el porcentaje de circones detríticos redondeados, probablemente debido al aumento de la distancia como una consecuencia de la pediplanización y retroceso del escarpe (clastos calcáreos del grupo caracoles) (Riquelme et al., 2018) y/o producto de un retrabajamiento de las gravas, manifestado en el manto superior por la presencia de clastos retrabajados de crisocola y clastos de conglomerados (Fernadez-Mort et al., 2018). Aunque estas gravas son formadas por un flujo de alta energía, no se observan gran cantidad de granos fracturados, ya que la detectabilidad de circones fracturados disminuye producto de la abrasión de los bordes quebrados (Gärtner et al., 2013). La interpretación a partir de circones detríticos para sedimentos aluviales actuales es similar a las gravas Arrieros, ya que presentan características sedimentarias similares.

En ambientes continentales áridos de abanico aluvial el grado de redondez de circones detríticos depende de la proximidad de la fuente y el fracturamiento de los granos es propio de este tipo de ambientes. A partir de las de las características estratigráficas de las unidades sedimentarias definidas previamente por diversos autores (Riquelme et al., 2018; Fernadez-Mort, 2018), nuestros datos (características petrográficas de circones) soportan y complementan la evolución del paisaje propuestas por estos trabajos.

4.6. Conclusiones

El estudio de características geoquímicas de circones detríticos provenientes del registro sedimentario del Distrito Minero de Centinela busca evaluar el uso de los PIZ (circones indicadores de pórfido), acopladas con características morfológicas como una herramienta indicadora de la presencia de este tipo de depósitos y de esta manera proponer la utilización de PIZ como una herramienta útil para la exploración yacimientos cubiertos por sedimentos. Las conclusiones de este capítulo son las siguientes.

- Un porcentaje importante de circones detríticos encontrados en el registro estratigráfico del DMC presenta señales geoquímicas similares a los PIZ (Hf > 8.750 (ppm), Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*) > 1, (Ce/Nd)/Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3, Th/U < 0,9 – 0,1>), lo cual indicaría que estos circones provendrían de la denudación de los pórfidos de Mirador y Esperanza adyacentes a este registro.
- En el registro estratigráfico de las gravas del DMC, se corrobora que los PIZ están conformado exclusivamente por cristales con morfologías externas caracterizadas por el desarrollo de prismas de los tipos {110}, mientras que los circones provenientes de otras fuentes pueden estar conformados por cristales con morfologías externas caracterizadas por el desarrollo de prismas de los tipos {110} y {100}
- La mayor concentración de PIZ se correlaciona con gravas que alojan mineralización exótica de cobre y gran contenido de clastos provenientes de alteración hipógena y tienden a disminuir su concentración en paquetes de gravas estériles, lo que corrobora el uso de señales geoquímicas y características morfológicas de circones detríticos como un indicador de la denudación de estos sistemas mineralizados.
- El uso de PIZ puede una herramienta eficiente en la exploración de depósitos de pórfidos cupríferos cubiertos por sedimentos.
- En ambientes continentales hiperáridos-áridos de abanico aluvial el aumento del grado de redondez es una consecuencia de la pediplanización y retroceso del escarpe, mientras que el fracturamiento es propio de este tipo de ambientes (flujos de alta energía), pero dependiente de la distancia entre la fuente y la deposición. Esto al complementarlo con características sedimentarias, tales como asociaciones de facies, contenido de clastos, ambiente de deposición, puede ser utilizado como una poderosa herramienta para interpretar la evolución del relieve.

<u>Capítulo V</u>: Características morfológicas y geoquímicas de apatitos

Resumen

El apatito es un mineral accesorio común que se encuentra en una variedad de rocas hospedantes y en asociaciones minerales de alteración hidrotermal relacionadas a DPCs. Las características físicas y geoquímicas del apatito pueden registrar la evolución de fluidos hidrotermales, por lo tanto, para validar su uso como un mineral indicador de pórfido cuprífero, en este capítulo, se reportan las características petrográficas (microscopia y catodoluminiscencia) y señales geoquímicas (EMPA y LA-ICP-MS) de apatitos provenientes de los depósitos de pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida. El color de luminiscencia de los apatitos corresponde a la característica petrográfica más distintivas, es decir, en la alteración propilítica y potásica de los depósitos de Chuquicamata y Escondida se encuentran principalmente apatitos con color de luminiscencia verde, los cuales evolucionan a partir de apatitos inalterados de color amarillo, mientras que en la alteración fílica intensa no se observan apatitos. Las alteraciones potásica y fílica débil desarrollada en los depósitos Mirador y Esperanza presentan principalmente apatitos inalterados con color de luminiscencia pardo y naranjo, los cuales se transforman de forma parcial o completamente a apatito de color verde. Los apatitos de color verde presentan concentraciones altas de Ca y bajo contenido en Na, S, Cl, Mn y elementos de tierras raras (ETR). Por su parte, los apatitos de color amarillo y pardo-naranjo, muestran valores bajos de Ca y elevados contenidos de Na, S, Cl, Mn y ETR. La textura, color de luminiscencia y variabilidad geoquímica en apatitos puede correlacionarse con la intensidad de la alteración hidrotermal y/o con el tamaño del DPC. De este modo los apatitos de color verde (alto contenido de Ca y baja concentración de elementos trazas) son típicos de DPCs y pueden constituir un método potencialmente rápido y eficaz para utilizarlo como un mineral indicador de pórfido cuprífero (PIM). Adicionalmente, en este capítulo se presentan las características petrográficas y geoquímicas de apatitos detríticos provenientes de gravas como un indicador relativamente bueno de la presencia de DPCs, cuya presencia esta limita por el transporte sedimentario en flujos de alta energía.

5.1. Introducción

Los depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs) son el resultado de la circulación de fluidos hidrotermales derivados de cuerpos magmáticos ácidos a intermedios emplazados a profundidades someras de 1 a 5 km (Richards, 2003; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Los fluidos hidrotermales ascienden a través de fracturas como consecuencia de la sobrepresión de fluidos y/o estrés tectónico (Cox et al. 2010). La circulación de estos fluidos puede genera en la roca de caja asociaciones de minerales de alteración hidrotermal características, generada por modificación y/o disolución de minerales primarios (e.g. Rose, 1970; Beane y Titley, 1981; Beane y Bornar, 1995), lo cual dependerá de las propiedades fisicoquímicas intrínsecas de los fluidos hidrotermales, la composición de la roca de caja primaria y la relación fluido/roca (Reed 1997). Las asociaciones de estos minerales definen zonas de alteración hidrotermal características y bien documentadas en sistemas de DPCs (Lowell y Guilbert 1970; Beane y Titley 1981; Beane y Bodnar 1995; Sillitoe 2010). Las zonas de alteración hidrotermal pueden contener minerales accesorios, leves o intensamente modificados, con características físicas y químicas distintas de los mismos minerales inalterados presentes en la roca de caja circundante e incluso estas propiedades pueden diferir entre distintas zonas de alteración hidrotermal, tales como magnetita, titanitas y/o apatito (e.g. Astudillo et al., 2008; Celis et al., 2014; Cao et al., 2012; Riveros et al., 2014; Bouzari et al., 2016; Tapia et al., 2016).

El apatito, $Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$, es un mineral accesorio común dentro de las rocas ígneas, principalmente debido a que es estable en una amplia variedad de ambientes geológicos y sobre un rango de procesos geológicos (Watson, 1980). En general, las rocas félsicas tales como granitos, granodioritas y riolitas, contienen entre 0,01 a 0,5 % en peso de P_2O_5 (Sha y Chappell, 1999; Belousova et al., 2001; Cao et al., 2012), mientras que las rocas intermedias y máficas tienen contenidos relativamente más altos, entre 0,1 y 1 % en peso de P_2O_5, principalmente en la forma de apatitos (Belousova et al., 2001; Wang et al., 2003). La estructura cristalina y geoquímica del apatito resulta de un coeficiente de partición mineral-fundido y mineral-fluido relativamente alto para muchos elementos traza (Hughes y Rakovan, 2002; Pan y Fleet, 2002), por lo tanto, puede contener un número importante de elementos trazas por sustitución tanto en los sitios catiónicos como en los sitios aniónicos, donde el Ca^{2+}, puede ser reemplazado por Na^{+}, Sr^{2+}, Pb^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Ba^{+2}, Cd^{2+}, elementos de tierras raras (ETR^{3+}), Y^{3+}, Pb, Th^{4+}, y U^{4+}, mientras que el P^{5+} puede ser reemplazado por Si^{4+}, S^{6+}, C^{4+}, V^{5+} y As^{5+}, con o sin un compensador de carga (Ronsbo,

1989; Elliot, 1994; Casillas et al., 1995; Sha y Chappell, 1999; Pan y Fleet, 2002; Hughes y Rakovan, 2015). Así las variaciones geoquímicas de elementos trazas dentro de apatitos pueden ser afectadas por muchos factores.

Condiciones fisicoquímicas del magma han sido estudiadas a partir de las variaciones petrográficas, isotópicas y geoquímicas en apatito (e.g. Belousova et al, 2001; 2002; Pan y Fleet, 2002). El cálculo de la composición de halógenos (F, Cl y H_2O) han sido utilizados para estimar la saturación de volátiles en el magma (e.g. Boudreau y Kruger, 1990; Boyce y Hervig, 2009), variaciones en la concentración de elementos trazas en apatitos (e.g. Sr, Y, ETR, Th, Y, S), reflejan variaciones composicionales como resultado de cristalización de otros minerales, tales como monacita y circón (e.g. Belousova et al., 2001, 2002; Cao et al., 2012; Piccoli y Candela, 2002; Sha y Chappell, 1999), abundancia de las concentraciones de Mn, Eu, Ga en apatitos puede ser usados para evaluar el estado de oxidación del magma, debido a que el Mn^{2+}, Eu^{3+}, Ga^{2+} se ven favorecidos en apatitos para que puedan sustituir al Ca^{2+}, debido a la similitud del radio iónico, en desmedro de Mn^{4+}, Eu^{2+}, Ga^{3+} (e.g. Cao et al., 2012; Miles et al., 2014; Pan et al., 2016). También se ha demostrado que el apatito puede ser utilizado como una herramienta útil para evaluar procesos post-magmáticos, como el metamorfismo (Pan et al., 1993; Harlov, 2015) y/o evolución de fluidos hidrotermales en la formación de yacimientos minerales, tales como depósitos de carbonatitas, pórfidos de Cu-Mo, skarn de Pb-Zn, vetas de Mo-W, IOCG, Orogénicos Ni-Cu, polimetálicos, entre otros (Williams y Cesbron, 1977; Streck y Dilles, 1998; Cao et al., 2012; Broom-Fendley et al., 2016; Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016; Pan et al., 2016). Sin embargo, el vínculo entre las alteraciones hidrotermales de un DPC y las características petrográficas y señales geoquímicas de apatitos no han sido del todo comprendidas, para así poder usar este mineral como un indicador de pórfidos cupríferos. Además, este mineral es relativamente resistente a la meteorización (Bouzari et al., 2011), y su presencia en el registro estratigráfico de cuencas adyacentes a DPCs no ha sido estudiadas.

En este capítulo, se reportan las características petrográficas (observaciones microscópicas y de catodoluminiscencia) y mediciones geoquímicas (EMPA y LA-ICP-MS) de apatitos provenientes de dos mega yacimientos, Chuquicamata y Escondida, y dos depósitos de menor envergadura, correspondientes a Mirador y Esperanza. Esto con el objetivo de registrar la intensidad de la interacción fluido hidrotermal – roca hospedante y así evaluar el uso de este mineral como un indicador de pórfidos cupríferos. También, en este capítulo se reportan las características petrográficas y mediciones geoquímicas de

apatitos detríticos provenientes del registro sedimentario del Distrito Minero de Centinela (DMC) con el objetivo de evaluar su uso como un indicador de la presencia de DPCs.

5.2. Muestreo

Un total de 11 muestras de 5 kg aproximadamente cada una fueron seleccionada para el análisis petrográfico y geoquímico de apatitos. Estas muestras se tomaron en diferentes zonas de alteraciones hidrotermal reconocidas en los pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida cuyas características geológicas fueron previamente descritas en el capítulo N°2 y Anexo B.

En el DPC de Chuquicamata cuatro muestras fueron tomadas del Pórfido granodiorítico Este, provenientes de la alteración propilítica (Ch18), potásica de fondo (Ch04), potásica intensa (Ch13) y fílica intensa (Ch07) (Fig. 2.3). En el depósito Mirador, las muestras se tomaron de la alteración potásica (M01) y fílica débil (M03), desarrolladas en el Pórfido Granodiorítico Principal. En el yacimiento Esperanza, 2 muestras fueron tomadas, una provenientes de la alteración potásica (Esp03) y la otra de la alteración fílica débil (Esp01), desarrolladas en el Pórfido Granodiorítico Principal (Fig. 2.5). En el pórfido Escondida, las muestras se tomaron del Stock granodiorítico-monzodiorítico Escondida, las cuales fueron seleccionadas de las alteraciones propilítica (Esc03), potásica (Esc06) y fílica intensa (Esc09) (Fig. 2.7). Como se menciona en el Anexo B ninguna muestra presenta un solo tipo de alteración hidrotermal, generalmente se encuentra sobreimpuesta o con vestigios de la alteración precedente, con la excepción de las muestras Ch18, Ch07 y Esc09.

5.3. Procedimiento analítico

En la UCN, las muestras fueron trituradas y tamizadas hasta alcanzar un tamaño de grano inferior a 0,5 mm. Posteriormente, en el GET, los apatitos fueron separados del resto de minerales a través de métodos convencionales, tales como, mesa vibradora de agua (modelo WILFREY), líquidos densos (Tetrabromoetano, 2,98 g/cm^3 y Diiodometano, 3,31 g/cm^3) y técnicas de separación magnética (inclinación: 20°, amperaje > 1.2 Amps).Un total de ca de 80 granos de apatitos representativos de los cuatro DPCs fueron seleccionados por medio de *hand-picking* y montados en un disco con resina *epoxy* (~ 10 granos por muestra), para posteriormente ser pulidas aproximadamente a medio grosor de grano. No se

encontraron apatitos en las muestras provenientes de las alteraciones fílica intensa de Chuquicamata (Ch07) y Escondida (Esc09).

El análisis petrográfico y geoquímico de los apatitos se realizó en el Departamento de *Earth, Ocean y Atmospheric Sciences* de UBC. Las características petrográficas de los apatitos fueron analizadas bajo un microscopio óptico de luz trasmitida-reflejada y por medio de técnicas de catodoluminiscencia (CL). Las imágenes de apatitos con diferentes colores de luminiscencia fueron obtenidas usando un equipo Cambridge Image Technology Ltd. MK 4A modelo cold CL stage montado sobre un microscopio petrográfico. Las muestras se irradiaron en una cámara de vacío con un haz de electrones de aproximadamente 18 kV y la corriente se ajustó entre 360 y 440 μA (~380 μA). Las inclusiones observadas en apatitos trataron de ser evitadas para los posteriores estudios geoquímicos. Adicionalmente en el GET, para constreñir las características petrográficas y su abundancia en la muestra, las 11 muestras fueron analizadas mediante un SEM Jeol JSM 6360LV acoplado a un espectrómetro de dispersión de energía (EDS, siglas en inglés) de 20 KeV, a partir de lo cual se obtuvieron imágenes de alta resolución.

Los análisis de EMPA en apatitos fueron conducidos usando un equipo CAMECA SX-50 totalmente automatizado que funciona en el modo de dispersión de longitud de onda, con las siguientes condiciones técnicas de operación: voltaje de excitación, 15 kV; haz de corriente, 20 nA; tiempo de conteo para el *peak* de cada elemento de 20 s (40s para el Cl). El tiempo de conteo para el *peak background* es de 10 s (10 s para el Cl); diámetro del *spot* de 10 μm para mejorar la detección de elementos más volátiles o elementos que se cree que se ven afectados por procesos de difusión, tales como el F, Cl y Na (Stormer et al., 1993). Para los elementos considerados, los siguientes estándares fueron utilizados, correspondientes a rayos X y cristales: topacio $FK\alpha$ (F); albita, $NaK\alpha$ (Na); diópsido, $MgK\alpha$ (Mg); cianita, $AlK\alpha$ (Al); diópsido, $SiK\alpha$, (Si); apatito, $PK\alpha$ (P); baritina, $SK\alpha$ (S); escapolita, $ClK\alpha$, (Cl); apatito, $CaK\alpha$, (Ca); rodonita sintética, $MnK\alpha$ (Mn); fayalita sintética, $FeK\alpha$ (Fe); vidrio de tierras raras, $L\alpha$ (Ce).

La reducción de datos fue hecha usando el método 'PAP' $\phi(\rho Z)$ (Pouchou & Pichoir 1985). Se usaron tres desviaciones estándar (nivel de confianza del 99,7%) para el cálculo de los límites de detección que son mostrados en el Anexo F. Los análisis con valores por debajo del nivel de confianza de 99.7% son asumidos como parte del *background* y no son reportados. Se piensa que las mediciones de F son inexactas debido a los efectos de

orientación de los cristales (Stormer et al., 1993) y, por lo tanto, los valores de F no son utilizados. Los valores totales inferiores al 100%, entre 95 y 99%, son producto de que no se tomaron en cuenta los valores de F y otros elementos que no fueron analizados, tales como el H (OH). La fórmula del apatito se calculó sobre la base de cinco átomos de Al, Ce, Fe, Mn, Mg, Ca y Na. Asumiendo que el Si y S sustituyen al P (Elliot, 1994). Se utilizó la estequiometría y los valores totales para transformar los óxidos de cada elemento a valores de unidad por formula (pfu, siglas en inglés). Debido a que los contenidos de Al_2O_3 de la apatita son típicamente cercanos a cero (e.g. Peng et al., 1997), las concentraciones de Al se usaron para determinar cualquier contaminación por inclusiones u otras fases.

Los análisis de LA-ICP-MS se realizaron por medio de un equipo láser excimer Resonetics m50-LR 193 nm acoplado a un Agilent 7700x ICPMS con diámetro de laser aproximadamente 34 µm. El tiempo de ablación duro 40s con flujo de gas de He (750 ml/min He y 2 ml/min N2). La calibración se realizó por medio de *silicate glass standad SRM* NIST610 y NIST612 como estándares externos, primarios y secundarios respectivamente. Mientras que los valores de ^{43}Ca provenientes de las mediciones EMPA realizados en los mismos sectores dentro del grano fueron utilizadas como estándar interno. El *basaltic* BCR2-G fue utilizado como control de calidad. La reducción de los datos se realizó a través de Iolite software (Paton et al., 2011). El intervalo para la reducción de datos fue elegido basado en la parte más plana de la meseta de ^{43}Ca, típicamente ~ 2 s después del encendido del láser y alrededor de ~ 2 s antes de que el láser fuera apagado.

Durante la reducción de los datos, una cuidadosa comprobación de los espectros de masas *multi-elemental* eliminó las posibles impurezas que se pudieron encontrar a lo largo del perfil de profundidad de cada área de ablación, evaluando mediante la inspección del perfil de ^{43}Ca y examinando los valles y picos de otras masas que indiquen la presencia de inclusiones. En el caso de que la concentración de algunos elementos determinados por EMPA y LA-ICP-MS se encuentre por debajo del límite de detección (LOD, siglas en inglés) y con el propósito de mostrar dichos elementos en los gráficos, se utilizó la mitad del valor de LOD (LOD/2). Adicionalmente, en las mediciones de LA-ICP-MS donde los valores de LOD fueron igual a 0, debido a que la concentración del elemento era demasiado baja se utilizaron los valores de LOD documentados por Bouzari et al. (2016).

Producto de que los granos de apatito pueden presentan diferentes colores de luminiscencia en un mismo grano y/o entre granos, los que comúnmente muestran una

distribución altamente heterogénea de elementos (Bouzari et al., 2016), en este estudio en cada grano de apatito se realizaron abrasiones (*spots*) en los diferentes colores de luminiscencia (generalmente 2 o más) para testear diferencias significativas en las composiciones geoquímicas de estos sectores en granos individuales. Los resultados obtenidos de los análisis de EMPA y LA-ICP-MS en las muestras Esp01, Ch13 y Ch04 fueron descartados, en el caso de Ch04 solo se descartaron los análisis provenientes de LA-ICP-MS, producto de una mala ejecución en la preparación de muestra (calidad de la resina).

5.4. Resultados

5.4.1. Características petrográficas de apatitos provenientes de DPCs

El apatito, como un mineral ígneo primario muestra principalmente formas euhedrales y subhedrales (algunos granos pueden estar fracturados debido al proceso de separación), en algunos casos con forma hexagonal distintiva. El tamaño de los cristales varía entre 55 y 250 µm, con respecto a su eje axial con un promedio de 149 (µm) y entre 50 y 165 µm con respecto a su ancho con un promedio de 149 (µm) (Fig. 5.1, 5.2). Generalmente son homogéneos y presentan una relación de aspecto (largo/ancho) que varía entre 1 y 2 (Fig. 5.1 y 5.2). Las diferencias petrográficas en apatitos provenientes de DPCs, queda de manifiesto, a través de estudios petrográficos realizados mediante SEM (Fig. 5.1), microscópico óptico (Fig. 5.2b) y catodoluminiscencia (Fig. 5.2a). En este estudio los apatitos tienden a presentar algunas diferencias con respecto a sus superficies, los cuales presentan superficies lisas (i.e. texturas lisas; e.g. Fig. 5.1a), superficies rugosas (i.e. texturas rugosas; e.g. Fig. 5.1i), superficies con agujeros (i.e. textura porosa; e.g. Fig. 5.1c) y superficies extremadamente desgastadas (i.e. texturas esqueletoidales; e.g Fig. 5.1e), aunque la característica petrográfica más distinta es el color de luminiscencia, el cual puede ser homogéneo (Fig. 5.2a) o heterogéneo y varía entre tonalidades pardas, naranjas, amarillas y verdes (Fig. 5.2). Los colores de luminiscencia heterogéneos se presentan como diferentes tonalidades, ya sea de manera zonados (núcleo con color o tonalidad diferente hacia los bordes; Fig. 5.2 e) y/o áreas de colores diferentes sobre granos homogéneos (Fig. 5.2 g), mencionados por otros autores como “parches” (e.g. Bouzari et al., 2016). Características petrográficas similares son reconocidas por Bouzari et al. (2016) en apatitos provenientes de la región metalogénica de British Columbia, Canadá. Estas características petrográficas varían con respecto a las distintas zonas de alteración hidrotermal.

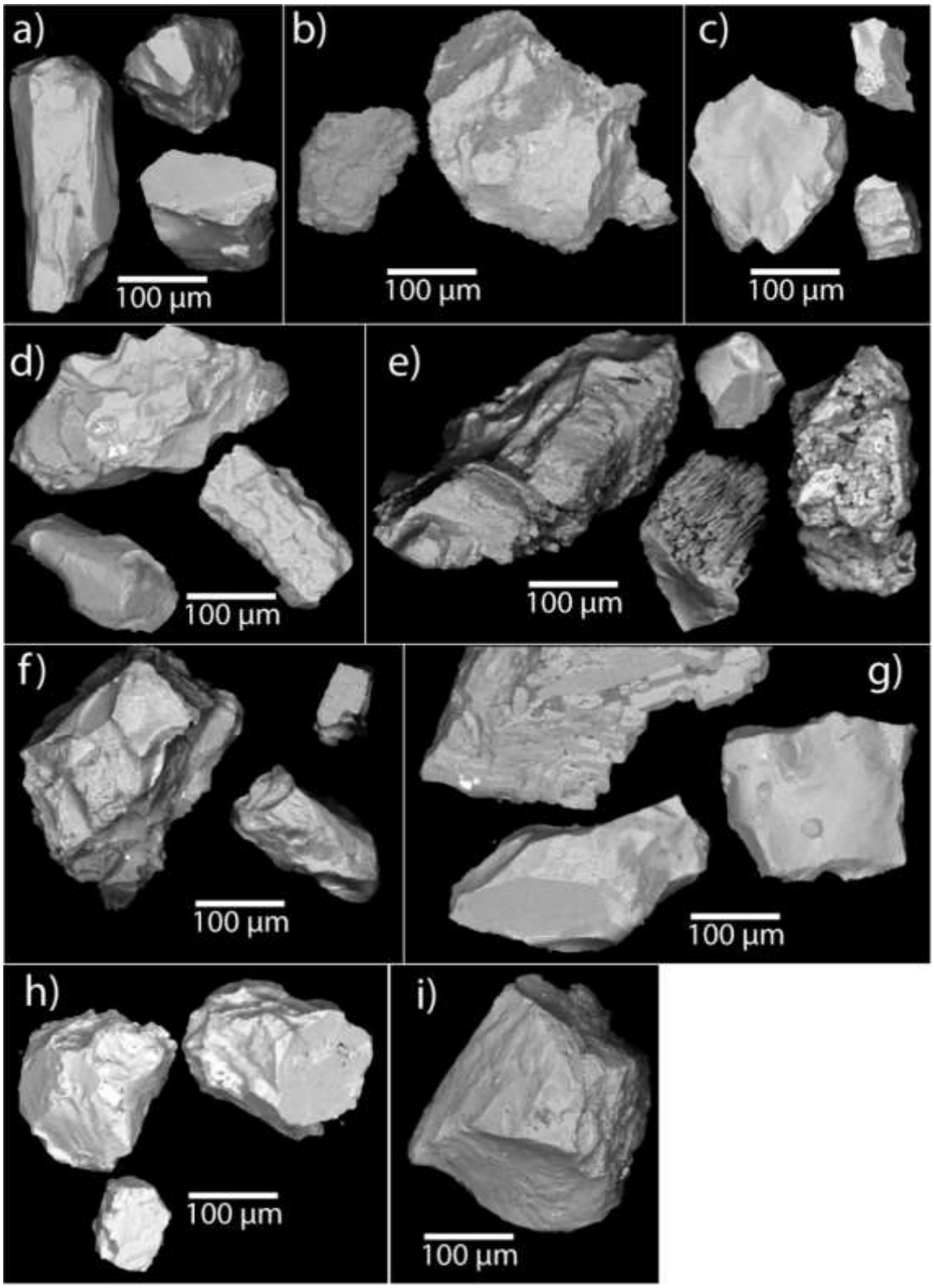


Figura 5.1 Imágenes de microscopio electrónico de barrido (SEM, siglas en inglés) de apatitos representativos de cada alteración hidrotermal desarrollada en los DPCs. Chuquicamata; a) Ch04: Alt. potásica de fondo; b) Ch13: Alt. potásica Intensa; c) Ch18: Alt propilítica. Mirador; d) M01: Alt potásica; e) M03: Alt. fílica débil. Esperanza; f) Esp03: Alt. potásica; g) Esp01: Alt. fílica débil. Escondida. h) Esc03: Alt. propilítica; j) Esc06: Alt. potásica. SEM unido a espectrometría de dispersión de energía (EDS, siglas en inglés) con energía primaria de 20 KeV.

Las muestras de la alteración propilítica y potásica desarrollada en los DPCs de Chuquicamata y Escondida, contienen apatitos con colores de luminiscencia relativamente homogéneos, los que corresponden principalmente a apatitos de color verde y amarillos, siendo esto últimos menos comunes. Adicionalmente, en esta muestra es posible observar, de forma menos frecuente, apatitos con colores de luminiscencia heterogéneos, los cuales corresponden a apatitos zonados, con núcleos de colores amarillos verdosos, verdes grisáceos y verdes con bordes de tonalidades más oscuras y apatitos con diferentes tonalidades de verde (Fig. 5.2 a, b, c, h y i). Por lo general, los cristales de color amarillos tienden a presentar texturas lisas mientras que los otros cristales tienden a presentar texturas lisas, rugosas y porosas.

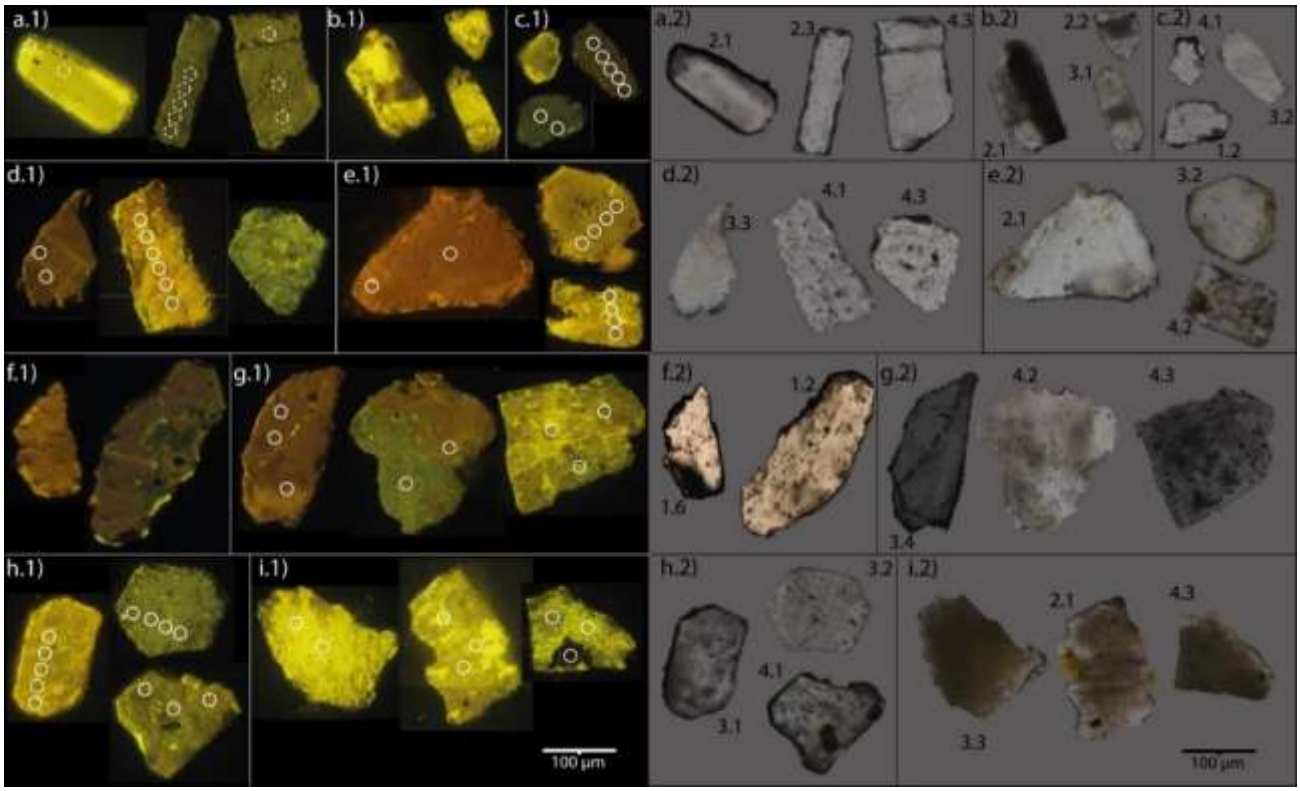


Figura 5.2 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) representativas de apatitos de cada alteración hidrotermal desarrolladas en los DPCs. Chuquicamata; a) Ch04: Alt. potásica de fondo; b) Ch13: Alt. potásica Intensa; c) Ch18: Alt propilítica. Mirador; d) M01: Alt potásica; e) M03: Alt. fílica débil. Esperanza; f) Esp01: Alt. fílica débil; g) Esp03: Alt. potásica. Escondida. h) Esc03: Alt. propilítica; j) Esc06: Alt. potásica. Los círculos blancos representan el tamaño y posición de las ablaciones en los granos para medición de elemento trazas.

Los apatitos asociados a la alteración potásica y fílica débil de los pórfidos Mirador y Esperanza presentan cristales con colores de luminiscencia relativamente homogéneo en tonos pardos y anaranjados con algunas áreas de tonos verdes presente en los bordes

(parches) o desarrollado a lo largo de fracturas (Fig. 5.2 d y g). También, en estos depósitos es posible encontrar en menor medida cristales con colores de luminiscencia heterogéneos, los que corresponden a parches de color verde sobre apatitos de color pardo y apatitos con diferentes tonalidades de verde (Fig. 5.2 d, e, f y g). Los apatitos homogéneos están asociados a texturas lisas y rugosas, mientras que los apatitos heterogéneos están asociados a texturas rugosas con poros y esqueletoidales (Fig. 5.2 g). La alteración fílica débil tiende a presentar apatitos con colores de luminiscencia homogéneos (Fig. 5.2 e y f).

5.4.2. Características geoquímicas de apatitos provenientes de DPCs

Calcio-fosforo: Los resultados analíticos muestran que el Ca y P, ambos componentes principales del apatito, exhiben variaciones pequeñas entre los diferentes depósitos de pórfidos cupríferos (Fig. 5.4). Los valores de Ca en apatito varían entre 4,77 y 5,00 (pfu) (41,41- 56,28 % CaO) con una mediana (x) de 4,95 (pfu) (Tabla 5.1). Estos valores varían considerablemente entre distintos tipos de alteración hidrotermal y las concentraciones más altas son observadas en los apatitos provenientes de la alteración propilítica de Chuquicamata y Escondida, con un x igual a 4,98 y 4,99 (pfu), respectivamente. Por el contrario, las concentraciones más bajas se observan en los apatitos de la alteración fílica débil de Mirador con una x de 4,88 (pfu) (Tabla 5.1; Fig. 5.3a, 5.4). Por lo general, el contenido de Ca tiende a presentar una correlación negativa respecto al contenido de Mn (Fig. 5.3a), Na (Fig. 5 .4), Cl, S, Mg y Fe (Tabla 5.1).

Los valores de P varían entre 2,37 y 3,04 (pfu) (33,23 - 43,59% P_2O_5) con una mediana igual a 2,92 (pfu) (Tabla 5.1). Al igual que en el caso anterior, los apatitos provenientes de la alteración propilítica de Chuquicamata y Escondida presentan las concentraciones más altas, con una x igual a 2,95 (pfu), mientras que los apatitos provenientes de la alteración fílica débil de Mirador y potásica de Esperanza presentan los valores más bajos, con una x igual a 2,88 (pfu) (Tabla 5.1).

Manganeso-Estroncio-Itrio: El Mn entra al apatito por sustitución de Ca^{2+} (Pan y Fleet, 2002). Los valores de Mn en apatitos varían entre 277 y 11.120 (ppm), con un x de 2.363 (ppm) (Tabla 5.2) o entre 0,005 y 0,095 (pfu) (0,068-1,325 % MnO) (Tabla 5.1), donde los valores más bajos son observados en los apatitos presentes en la alteración propilítica de Chuquicamata (x: 460 ppm y x: 0,008 pfu), mientras que los valores más altos se observan en los apatitos de la alteración fílica débil de Mirador (x: 5.760 ppm y x: 0,053 pfu) (Tabla

5.3 y 5.4). Es posible observar una correlación negativa entre las concentraciones de Ca y Mn (Fig. 5.3a).

El Sr se incorpora a la estructura del apatito por sustitución del Ca^{2+} (Pan y Fleet, 2002). Los valores de Sr varían entre 129 y 1.410 (ppm) (x: 405 ppm) (Tabla 5.2). Los valores más altos se observan en apatitos de la alteración potásica de Escondida (x: 483 ppm), mientras que los valores más bajos son asociados a la alteración propilítica de Chuquicamata (x: 185 ppm).

El Y entra en apatitos a partir de una sustitución compleja, $Y^{3+} + Si^{4+} = Ca^{2+} + P^{5+}$ (Sha y Chappell, 1999; Wang et al., 2003). Los contenidos de Y varían entre 129 y 1.410 (ppm) (x: 405 ppm), y al contrario del caso del Sr, los valores más altos son encontrados en apatitos provenientes de la alteración propilítica de Chuquicamata con valores superiores a 1.371 (ppm) (x = 1.956 ppm), mientras que los apatitos de los otros depósitos presentan valores relativamente más bajos, con medianas inferiores a los 500 (ppm) (Tabla 5.2).

Producto de que el Sr y el Y son elementos relativamente inmóviles en el magma, la razón Sr/Y en apatitos ha sido utilizada para trazar la historia de cristalización del magma (Pan et al., 2016). Los valores de la razón Sr/Y en apatitos de este estudio, por lo general son < 1, con la excepción de las mediciones de algunos apatitos encontrados en el depósito de Escondida (Fig. 5.3b). Esto valores varían entre 0,06 y 2,08 y presentan una mediana de 0,45. Los apatitos provenientes de Chuquicamata son los que presentan los valores más bajos, con una mediana de 0,08, mientras que los otros DPCs presentan medianas superiores a 0,25 (Fig. 5.3b).

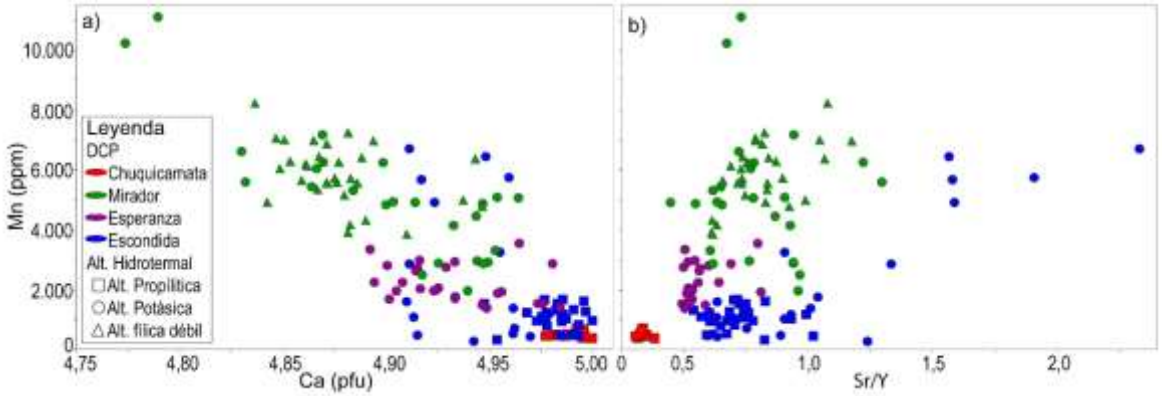


Figura 5.3 a) Contenido de Ca (pfu) versus Mn (ppm) y b) contenido de Sr/Y vs contenido de Mn (ppm) en los apatitos provenientes de los 4 DPCs.

Sodio-Azufre: Por medio de sustituciones complejas el Na puede ingresar a la estructura del apatito como, $Na^{+} + S^{6+} = Ca^{2+} + P^{5+}$, $2Na^{+} = Ca^{2+} + [V]$, y $ETR^{3+} + Na^{+} = 2Ca^{2+}$ (RØnsbo, 1989; Sha y Chappell, 1999). Los valores de Na en los DPCs varían entre 0,002 y 0,024 (pfu) (0,03 - 0,28 % Na_2O) (Tabla 5.1). En la alteración propilítica de los pórfidos de Chuquicamata y Escondida los apatitos presentan valores de Na relativamente bajos, con medianas iguales a 0,05 y 0,04 (pfu), respectivamente, mientras que en estos depósitos los valores más altos de Na son encontrados en la alteración potásica, con medianas iguales a 0,07 y 0,08 (pfu) (Fig. 5.4 a y d; Tabla 5.1). Algo diferente ocurre en Mirador donde los valores más altos de Na (x: 0,017 pfu) son encontrados en apatitos provenientes de la alteración fílica débil mientras que la alteración potásica tiende a presentar valores más bajos en Na (x: 0,010 pfu) (Fig. 5.4b; Tabla 5.1). La concentración de Na tiende a presenta una correlación negativa con el Ca (Fig. 5.4).

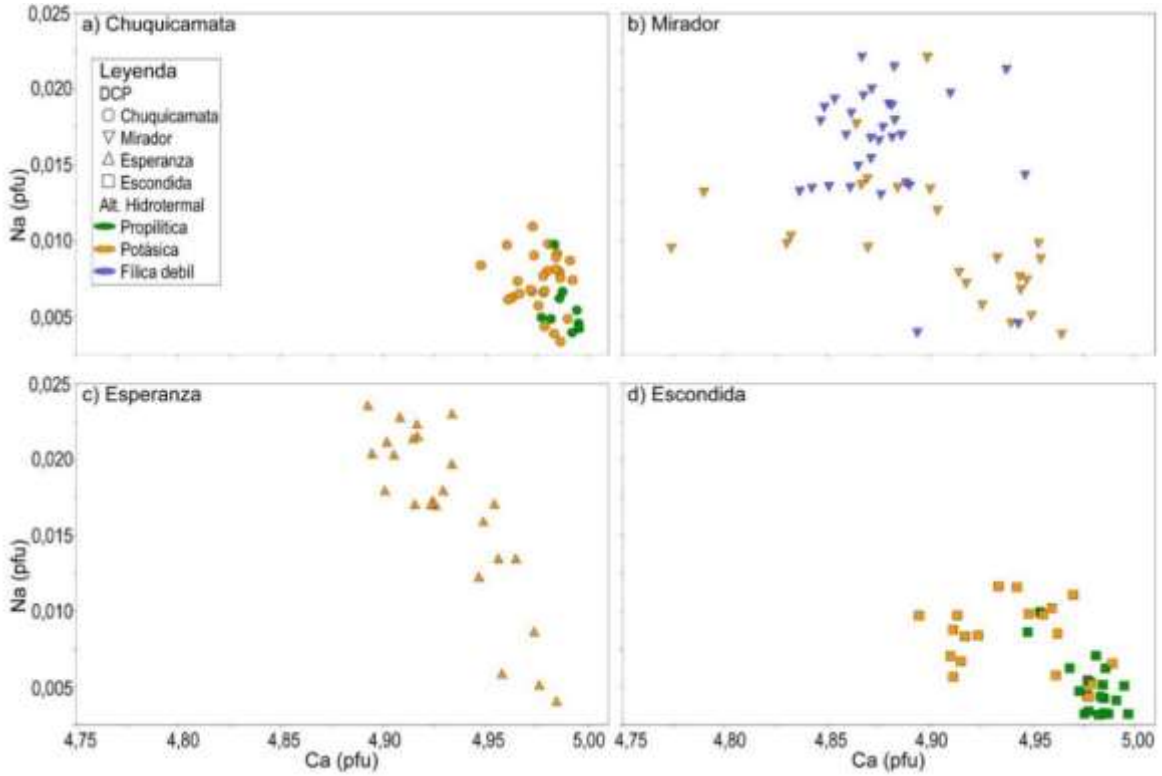


Figura 5.4 Contenido de Ca (pfu) versus de Na (pfu) en apatitos de alteraciones hidrotermales desarrollados en DPCs. a) Chuquicamata; b) Mirador; c) Esperanza; d) Escondida. Verde: alteración propilítica, Naranjo: alteración potásica, Azul: alteración fílica débil.

Al igual que en el caso anterior, el S entra en la estructura del apatito a partir de sustituciones complejas, $Na^{+} + S^{6+} = Ca^{2+} + P^{5+}$ y $S^{6+} + Si^{4+} = 2P^{5+}$ (Sha y Chappell, 1999). Los apatitos asociados a la alteración propilítica en los DPCs de Escondida y Chuquicamata presentan los valores más bajos de S (x: 0,005 pfu), respecto a los observados en la alteración

potásica (x: 0,007 pfu) (Tabla 5.1). En el caso de Mirador, los apatitos de la alteración fílica débil presentan valores de S más elevados (x: 0,011 pfu) que los apatitos de la alteración potásica (x: 0,005 pfu) (Tabla 5.1).

Magnesio-Hierro: El Mg y Fe entran al apatito por sustitución de Ca^{2+} (Pan y Fleet, 2002). La concentración de Fe y Mg son relativamente bajas y tienden a varían entre 0,005 y 0,181 pfu (x: 0,020 pfu) (0,068-2,610% FeO) y 0,003 – 0,051 pfu (x: 0,011 pfu) (0,021 – 0,047 % MgO), respectivamente (Tabla 5.1). Las concentraciones de estos elementos tienden a ser más bajas (por debajo del LOD) en apatitos de la alteración propilítica y tiende a ser más alta en apatitos de la alteración potásica en Chuquicamata y Escondida. Los valores son más altos en apatitos de la alteración fílica débil en comparación con la alteración potásica en el DPC de Mirador.

Halógenos: El Cl está presente en apatitos por sustitución de F^- o OH^- (Pan y Fleet, 2002). El Cl en los apatitos de DPCs varían entre 0,003 y 0,275 pfu, (x: 0,036 pfu) (0,022 – 1,887 % Cl). En Chuquicamata los apatitos de la alteración propilítica presenta los valores más alto de Cl (x: 0,03 pfu) con respecto a la alteración potásica (x: 0,007 pfu), relación que no se observa en el yacimiento de Escondida. En el depósito de Mirador, los apatitos de la alteración fílica débil presenta valores más altos de Cl (x: 0,157 pfu) respecto a los presentes en la alteración potásica (x: 0,087 pfu).

Torio-Uranio: El Th y U ingresan en apatitos por sustituciones complejas tales como Th^{4+} (U^{4+}) = $2Ca^{2+}$, Th^{4+}(U^{4+}) + Si^{4+} = ETR^{3+} + P^{5+} y Ca^{2+} + Th^{4+} (U^{4+}) = $2ETR^{3+}$ (Casillas et al., 1995). Las concentraciones de Th y U varían entre 0,2 y 160 ppm (x: 16,8 ppm) y 1,3 y 170 ppm (x: 21,4 ppm), respectivamente (Tabla 5.2). Los valores más bajos de Th se encuentran en apatitos provenientes de la alteración propilítica de Chuquicamata (x: 2,7 ppm) y Escondida (x: 9,1 ppm), mientras que los valores más altos se observan en la alteración potásica de Esperanza (x: 62,4 ppm). Los apatitos con concentraciones de U más bajas se encuentran la alteración propilítica de Escondida (x: 9.9 ppm), mientras que los valores más altos se encuentran en apatitos de la alteración fílica débil de Mirador (x: 43,1 ppm). En el depósito de Escondida las concentraciones de Th y U son mayores en apatitos de la alteración potásica en comparación con la alteración propilítica, mientras que en Mirador estos valores son más altos en apatitos de la alteración fílica débil en comparación con la alteración potásica.

Vanadio: El V sustituye P^{5+} en apatitos (Sudarsanan et al., 1977; Rønsbo, 1989). La concentración de V en los apatitos estudiados varía entre 0,2 y 23,2 ppm (x: 3,2 ppm) (Tabla 5.2). Los valores más altos se encuentran en los apatitos provenientes de la alteración potásica de Escondida, x: 6,4 ppm y los más bajos son asociados a la alteración potásica de Mirador (x: 0,9 ppm). Los valores de V son más altos en apatitos de la alteración fílica débil en comparación con la alteración potásica en el pórfido de Mirador.

Elementos tierra raras (ETR): La abundancia de los elementos de tierras raras se normalizó a partir de los valores de condrito de McDonough y Sun, (1995). Los patrones de tierras raras de apatitos provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal reconocidas en los DPCs aquí estudiados presentan curvas relativamente similares, aunque con algunas diferencias significativas, lo cual puede ser dividido en tres subtipos de patrones (Fig. 5.5): El tipo 1, corresponde a apatitos de la alteración propilítica de Chuquicamata (Ch18 [Fig. 5.5a]), se caracteriza por presentar valores relativamente similares entre Elementos de Tierras Raras Ligeros (ETRL) y Elementos de Tierras Raras Pesados (ETRP), con un enriquecimiento en Elementos de Tierras Raras Medianas (ETRM) y una fuerte anomalía negativa de Eu; El tipo 2, está dado por apatitos provenientes de la alteración potásica (M01 [Fig. 5.5 b], Esp03 [Fig. 5.5 d] y Esc06 [Fig. 5.5 f]), se distinguen por una mayor concentración de ETRL con respecto al contenido de ETRP, con una pendiente relativamente plana entre ETRM y ETRP y por un anomalía negativa de europio no tan profunda (algunas patrones de M01 son similares a los observados en Ch18); El tipo 3, corresponde a apatitos provenientes de alteraciones fílica débil de Mirador y propilítica de Escondida (M03 [Fig. 5.5 c] y Esc03 [Fig. 5.5e]), son caracterizadas por presentar una mayor concentración de ETRL con respecto al contenido de ETRP, una importante anomalía negativa de Eu.

5.5. Discusiones

5.5.1. Variaciones de elementos trazas en apatitos de DPCs

La gran variabilidad de elementos trazas dentro de la estructura del apatito (e.g. ETR, Sr, Mn, Na, U y Th), lo hacen un sensible registrador de la evolución magmática (Fleet y Pan, 1997). La incorporación de elementos trazas en los apatitos depende del ambiente geológico de formación de la roca hospedante, donde influyen procesos tales como, la actividad del SiO_2, fugacidad del O_2, álcali total, índice de saturación del aluminio (ASI) y

subsecuentes procesos de alteración (e.g. Sha y Chappell, 1999; Belousova et al., 2002). Estos parámetros, particularmente la relación entre el fraccionamiento y el estado de oxidación, son críticos para el desarrollo de mineralización del tipo pórfidos cuprífero (Blevin y Chappell, 1995; Webster y Piccoli, 2015).

El enriquecimiento relativo en Y, ETRP y Mn junto con el decaimiento en los valores de Sr en apatitos puede ser relacionado al grado de fraccionamiento de la roca hospedante (Bolousova et al., 2002), ya que el decaimiento en el contenido de Sr en apatitos, hacia tipos de rocas más félsicas probablemente refleja la partición de Sr en plagioclasas, mientras que el Y, ETRP y Mn se comportan como elementos incompatibles, los cuales son fuertemente particionados dentro de hornblenda, clinopiroxeno y biotita, mostrando un ligero enriquecimiento en rocas graníticas comparado con rocas intermedias o basálticas (e.g. Drake, 1976; Giletti y Casserly, 1994). La relación entre el Mn y la razón Sr/Y de apatitos provenientes de DPCs muestra solo una débil correlación (Fig. 5.3b), debido a que el contenido de Mn no solo depende del grado de fraccionamiento de la roca hospedante, sino también de su estado de oxidación (Miles et al., 2014). El apatito tiende a incorpora Mn^{2+} por sobre los cationes de Mn^{3+} y Mn^{4+}, ya que se sustituye directamente con el Ca^{2+} (Miles et al., 2014). La baja concentración de Mn^{2+} en apatitos de Chuquicamata y Escondida indicarían que estos depósitos metalíferos evolucionaron a partir de magmas más oxidados, mientras que los DPCs Mirador y Esperanza a partir de magmas relativamente más reducidos. Mientras que los valores de Sr/Y < 1 provenientes de la mayoría de los apatitos indicaría que estos minerales cristalizaron después de importante partición de Sr dentro de plagioclasas (Pan et al., 2016).

La concentración de elementos trazas medidos en apatitos provenientes de los depósitos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida, son relativamente similares entre ellos (Fig. 5.3), al igual que las concentraciones de apatitos provenientes de otros DPCs alrededor del mundo (e.g. Cao et al., 2012; Pan et al., 2002; Bouzari et al, 2016; Mao et al., 2016). Sin embargo, se observan pequeñas variaciones con respecto a apatitos provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal, debido a que la interacción fluido-roca puede modificar y obliterar las propiedades físicas y químicas de los apatitos de origen magmáticos (Bouzari et al., 2016). De esta manera, diferentes autores han utilizado al apatito como una herramienta útil para rastrear la evolución de fluidos hidrotermales en la formación de yacimientos (Williams y Cesbron, 1977; Streck y Dilles, 1998; Bouzari et al., 2016).

DCP	Alt. Hid.	Val. estad.	Na_2O (%)	Na (pfu)	MgO (%)	Mg (pfu)	SiO_2 (%)	Si (pfu)	P_2O_5 (%)	P (pfu)	SO_3 (%)	S (pfu)	Cl (%)	Cl (pfu)	CaO (%)	Ca (pfu)	MnO (%)	Mn (pfu)	FeO (%)	Fe (pfu)	Mn/Fe
Chuqhicamata	Potásica	Min	0,04	0,003	0,024	0,003	0,039	0,003	38,4	2,81	0,037	0,003	0,022	0,003	53,20	4,80	0,081	0,006	0,078	0,005	0,62
		Max	0,14	0,011	0,108	0,014	0,242	0,016	43,32	3,01	0,193	0,015	0,077	0,011	56,22	5,00	0,187	0,013	2,610	0,184	2,23
		X	0,09	0,007	0,049	0,006	0,113	0,008	41,13	2,93	0,101	0,008	0,048	0,007	55,21	4,97	0,118	0,008	0,325	0,023	1,31
		x	0,09	0,007	0,048	0,006	0,095	0,006	41,18	2,94	0,099	0,007	0,048	0,007	55,29	4,98	0,112	0,008	0,092	0,006	1,05
		σ	0,02	0,002	0,024	0,003	0,053	0,004	0,97	0,05	0,048	0,004	0,016	0,002	0,61	0,03	0,032	0,002	0,758	0,053	0,62
	Propilítica	Min	0,05	0,004	0,030	0,004	0,071	0,005	40,60	2,84	0,042	0,003	0,099	0,014	54,27	4,98	0,080	0,006	0,094	0,007	
		Max	0,12	0,010	0,031	0,004	0,289	0,019	42,93	2,99	0,110	0,008	0,281	0,040	56,01	5,00	0,141	0,010	0,114	0,008	
		X	0,07	0,005	0,030	0,004	0,189	0,013	41,79	2,94	0,076	0,006	0,201	0,029	55,45	4,99	0,110	0,008	0,104	0,007	
		x	0,06	0,005	0,030	0,004	0,202	0,013	41,69	2,95	0,068	0,005	0,211	0,030	55,64	4,99	0,110	0,008	0,104	0,007	
		σ	0,02	0,002	0,000	0,000	0,062	0,004	0,74	0,05	0,027	0,002	0,054	0,008	0,53	0,01	0,043	0,003	0,014	0,001	
Mirador	Potásica	Min	0,03	0,002	0,021	0,003	0,022	0,001	33,23	2,37	0,047	0,004	0,132	0,021	49,40	4,77	0,217	0,017	0,077	0,005	1,00
		Max	0,27	0,022	0,407	0,051	0,100	0,007	42,66	3,00	0,120	0,009	1,426	0,204	55,32	4,96	1,325	0,095	0,932	0,066	3,37
		X	0,12	0,010	0,117	0,015	0,045	0,003	41,11	2,89	0,078	0,006	0,692	0,099	53,90	4,90	0,600	0,043	0,388	0,028	1,83
		x	0,12	0,010	0,084	0,011	0,036	0,002	41,52	2,91	0,073	0,005	0,602	0,087	54,08	4,91	0,534	0,038	0,354	0,025	1,64
		σ	0,05	0,004	0,100	0,013	0,023	0,002	1,78	0,12	0,024	0,002	0,349	0,050	1,23	0,05	0,282	0,020	0,246	0,017	0,67
	Filica débil	Min	0,05	0,004	0,054	0,007	0,024	0,002	40,17	2,83	0,047	0,004	0,256	0,036	53,00	4,84	0,301	0,021	0,081	0,006	1,27
		Max	0,27	0,022	0,158	0,020	0,057	0,004	42,12	2,97	0,470	0,036	1,537	0,222	55,10	4,95	1,162	0,083	0,625	0,044	4,30
		X	0,20	0,016	0,111	0,014	0,041	0,003	41,20	2,88	0,166	0,012	1,039	0,150	53,56	4,88	0,721	0,052	0,410	0,029	1,99
		x	0,21	0,017	0,112	0,014	0,040	0,003	41,14	2,88	0,146	0,011	1,084	0,157	53,46	4,88	0,734	0,053	0,433	0,031	1,70
		σ	0,05	0,004	0,025	0,003	0,008	0,001	0,57	0,03	0,095	0,007	0,351	0,051	0,49	0,03	0,176	0,013	0,135	0,010	0,87
Esperanza	Potásica	Min	0,05	0,004	0,031	0,004	0,023	0,002	40,54	2,75	0,058	0,004	0,341	0,048	52,58	4,89	0,148	0,011	0,077	0,005	0,58
		Max	0,28	0,024	0,154	0,020	0,109	0,007	42,90	3,00	0,356	0,026	1,887	0,275	55,93	4,98	0,495	0,036	0,452	0,032	2,42
		X	0,20	0,017	0,094	0,012	0,052	0,003	41,59	2,88	0,202	0,015	1,296	0,187	54,23	4,93	0,257	0,019	0,249	0,018	1,13
		x	0,21	0,017	0,100	0,013	0,042	0,003	41,63	2,88	0,199	0,015	1,613	0,235	54,18	4,93	0,247	0,018	0,263	0,019	1,00
		σ	0,07	0,006	0,035	0,004	0,027	0,002	0,52	0,05	0,087	0,006	0,553	0,080	0,72	0,03	0,081	0,006	0,081	0,006	0,45
Escondida	Propilítica	Min	0,04	0,003	0,025	0,003	0,023	0,002	38,49	2,62	0,042	0,003	0,042	0,006	51,85	4,95	0,092	0,007	0,068	0,005	1,45
		Max	0,12	0,010	0,043	0,005	0,268	0,017	43,59	3,01	0,146	0,011	0,252	0,036	56,22	5,00	0,262	0,019	0,073	0,005	1,77
		X	0,06	0,005	0,034	0,004	0,077	0,005	41,84	2,95	0,067	0,005	0,136	0,019	55,37	4,98	0,144	0,010	0,071	0,005	1,61
		x	0,05	0,004	0,033	0,004	0,073	0,005	41,65	2,95	0,063	0,005	0,139	0,020	55,50	4,98	0,139	0,010	0,072	0,005	1,61
		σ	0,02	0,002	0,009	0,001	0,055	0,004	1,04	0,07	0,028	0,002	0,057	0,008	0,80	0,01	0,043	0,003	0,002	0,000	0,22
	Potásica	Min	0,05	0,004	0,027	0,003	0,027	0,002	39,31	2,70	0,046	0,003	0,027	0,004	41,41	4,91	0,068	0,005	0,076	0,006	0,17
		Max	0,14	0,012	0,102	0,013	0,732	0,047	43,15	3,04	0,168	0,012	0,246	0,035	56,28	4,99	0,845	0,063	0,403	0,028	7,36
		X	0,10	0,008	0,046	0,006	0,177	0,011	40,14	2,80	0,107	0,008	0,122	0,018	53,75	4,94	0,304	0,022	0,186	0,013	1,94
		x	0,10	0,008	0,037	0,005	0,117	0,008	40,94	2,92	0,100	0,007	0,123	0,018	54,38	4,95	0,153	0,012	0,136	0,010	1,26
		σ	0,03	0,002	0,022	0,003	0,205	0,013	4,25	0,39	0,036	0,003	0,065	0,009	3,20	0,03	0,280	0,020	0,105	0,007	2,14
		Min	**0,03**	**0,002**	**0,021**	**0,003**	**0,022**	**0,001**	**33,23**	**2,37**	**0,037**	**0,003**	**0,022**	**0,003**	**41,41**	**4,77**	**0,068**	**0,005**	**0,068**	**0,005**	**0,17**
		Max	**0,28**	**0,024**	**0,407**	**0,051**	**0,732**	**0,047**	**43,59**	**3,04**	**0,470**	**0,036**	**1,887**	**0,275**	**56,28**	**5,00**	**1,325**	**0,095**	**2,610**	**0,184**	**7,36**
		X	**0,13**	**0,011**	**0,090**	**0,011**	**0,102**	**0,007**	**41,37**	**2,91**	**0,125**	**0,009**	**0,563**	**0,081**	**54,46**	**4,94**	**0,389**	**0,028**	**0,317**	**0,023**	**1,70**
		x	**0,11**	**0,009**	**0,086**	**0,011**	**0,069**	**0,005**	**41,48**	**2,92**	**0,105**	**0,008**	**0,252**	**0,036**	**54,75**	**4,95**	**0,262**	**0,019**	**0,283**	**0,020**	**1,49**
		σ	**0,07**	**0,006**	**0,061**	**0,008**	**0,103**	**0,007**	**1,06**	**0,08**	**0,079**	**0,006**	**0,566**	**0,082**	**1,47**	**0,05**	**0,296**	**0,021**	**0,290**	**0,020**	**1,04**

Tabla 5.1 Valores estadísticos de EMPA en apatitos provenientes de los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y la Escondida. Min= Valor mínimo, Max= Valor máximo, X= Media, x= Mediana, σ= Varianza. Para eliminar los valores anómalos se trabajó con un intervalo de confianza de σ2 (95% de los datos) y se eliminaron los valores iguales a 0 o negativos (Datos Anexo F).

En los DPCs de Chuquicamata y Escondida, los apatitos provenientes de la alteración propilítica presentan los valores más elevados de Ca y más bajos de Na y S con respecto a los apatitos de la alteración potásica (Fig. 5.4). Además, por lo general los valores de Fe y Mg se encuentra por debajo del LOD en este tipo de alteración. Los apatitos de la alteración propilítica de Chuquicamata presenta valores elevados de Cl y bajos de Mn, esto último no es observado en apatitos de la alteración propilítica de Escondida. Los apatitos de la

alteración fílica débil de Mirador son los que presentan las concentraciones más bajas de Ca y concentraciones más altas de Na, Cl, S, Mg, Fe, ETRL, ETRM (con la excepción de Eu), V, Th y U en comparación con los apatitos provenientes de la alteración potásica y propilítica. En la alteración fílica intensa de Chuquicamata y Escondida no se encontraron apatitos debido a la acides y carácter destructivo de esta alteración.

Los ETR en apatitos pueden ocurrir en concentraciones significativas, ya que se particionan fácilmente en estos minerales (Fleet y Pan, 1995; Fleet et al., 2000). Los apatitos provenientes de los cuatro DPCs presentan 3 subtipos de patrones diferentes (Fig. 5.5). Los apatitos provenientes de alteración propilítica de Chuquicamata, presenta patrones del tipo 1 (Fig. 5.5a), el cual consiste en enriquecimiento en ETRM con respecto a ETRL y ETRP y una fuerte anomalía negativa de Eu, Los apatitos de la alteración potásica de todos los depósitos aquí estudiados presentan patrones del tipo 2, los cuales se caracterizan por una mayor concentración de ETRL con respecto al contenido de ETRP y una ligera anomalía negativa de Eu, mientras que los apatitos de la alteración fílica débil de Mirador y propilítica de Escondida presentan patrones del tipo 3, los cuales presentan al igual que en el caso anterior una mayor concentración de ETRL con respecto al contenido de ETRP, pero con una fuerte anomalía negativa de Eu. Estas variaciones en la concentración de ETR en apatitos puede reflejar variaciones composicionales en un magma como resultado de cristalización de otros minerales (Cao et al., 2012). Por ejemplo, la alanita - monacita incorpora ETRL, mientras que la hornblenda y circón incorporan ETRP (Klein et al., 1997; Belousova et al., 2002; Hseieh et al., 2008). Así, los apatitos con patrones de tipo 2 y 3 cristalizaron cuando el magma es rico en ETRL y pobre en ETRP, mientras que los apatitos con patrones del tipo 1 cristalizarían en un ambiente rico en ETRM. La profundidad de la anomalía negativa de Eu puede ser asociada con el estado de oxidación del magma (Cao et al., 2012), sin embrago debido a que los apatitos presentan una razón Sr/Y < 1, lo que indica que los apatitos cristalizaron después de la partición de Sr en plagioclasas (Pan et al., 2016), la anomalía de Eu estaría controlada por la cristalización temprana de plagioclasa y no por el estado de oxidación. En el caso de los apatitos aquí estudiados, la incorporación de ETR en apatitos estaría controlada principalmente por la cristalización fraccionada de minerales que incorporan ETR en su estructura cristalina durante la evolución magmática, como consecuencia de esto el magma residual se empobrece en estos elementos y genera un fluido hidrotermal relativamente pobre en ETR (Blundy y Wood, 2003).

La variabilidad de elementos trazas en apatitos se correlaciona con el color de luminiscencia de estos, lo cual dependería del tipo e intensidad de la alteración hidrotermal (Bouzari et al., 2016). Así, el reconocimiento de características petrográficas y señales geoquímicas en apatitos provenientes de tipos de rocas específicas y conjuntos de alteración hidrotermal pueden proporcionar discriminadores que hacen que el apatito sea útil como un indicador de fertilidad metalogénica (Cao et al., 2012; Mao et al., 2016; Bouzari et al., 2016).

5.5.2. Relación entre CL y señales geoquímicas de apatitos de DPCs

Para comprender de mejor forma las variaciones geoquímicas en apatitos provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal de DPCs, señales geoquímicas de elementos mayores y trazas de apatitos son comparados con características petrográficas, tales como la textura y el color de luminiscencia, para poder proporcionar así, criterios discriminatorios adicionales en apatitos relacionado a mineralización de DPCs. Las características petrográficas muestran señales distintivas vinculas a tipos e intensidades de alteraciones hidrotermales desarrolladas en estos depósitos. Los granos de apatitos son euhedrales y subhedrales, su tamaño varía entre 55 y 250 µm (eje axial) y entre 50 y 165 µm (ancho) (Fig. 5.1, Tabla 5.1). El color de luminiscencia es la característica petrográfica más distintiva y en menor medida la textura. El primero es una propiedad del apatito causada por la sustitución de metales de transición, ETR y aniones (Waychunas, 2002), mientras que el segundo es producto de la interacción del cristal con el medio físico en el cual se desarrolla (e.g. Celis et al., 2014). Variaciones en el color de luminiscencia de apatitos (e.g. naranjo-rosado) provenientes de depósitos tipo carbonatitas han sido relacionados de forma directa con el tipo y grado de alteración hidrotermal (Mariano, 1988; Kempe y Götze, 2002). En este contexto, Bouzari et al., (2016) testeo los colores de luminiscencia de apatitos provenientes de rocas inalteradas y DPCs en la provincia metalogénica de British Columbia (Canadá), concluyendo que los apatitos de rocas frescas presentan color de luminiscencia amarillo, pardo, amarillo-pardo y anaranjado, los cuales serían de origen magmático, mientras que los apatitos provenientes de rocas con alteración potásica y fílica presentan apatitos con luminiscencia verde y gris, respectivamente, los cuales serían el resultado de la interacción entre cristales previamente formados (apatitos de origen magmáticos) y fluidos hidrotermales, dando origen a apatitos alterados hidrotermalmente.

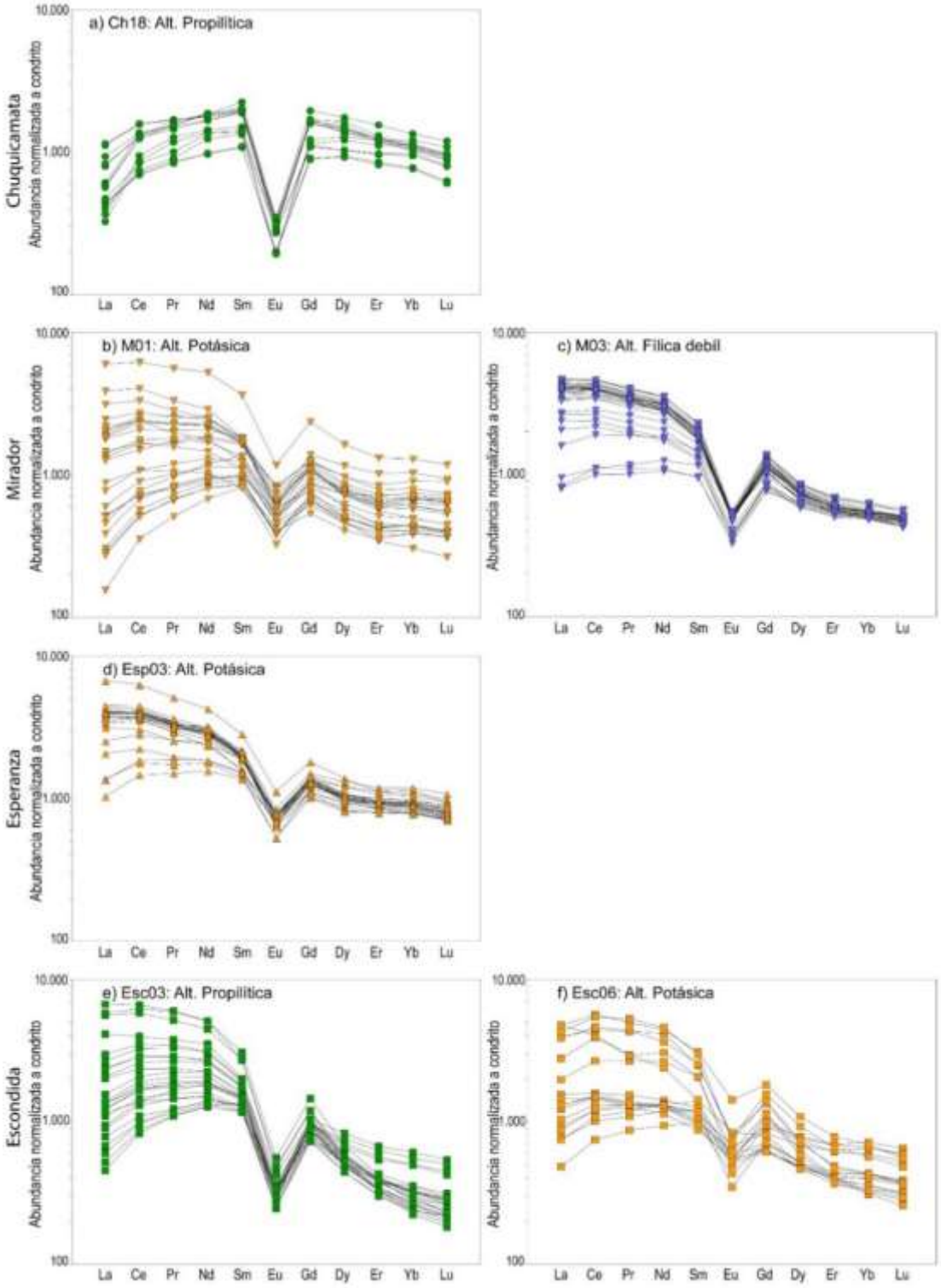


Figura 5.5 Patrones de elementos de tierras raras normalizados por condrito en apatitos de alteraciones hidrotermales desarrollados en DPCs. Chuquicamata; a) Ch18: Alt propilítica. Mirador; b) M01: Alt potásica; c) M03: Alt. fílica débil. Esperanza; d) Esp03: Alt. potásica. Escondida. e) Esc03: Alt. propilítica; f) Esc06: Alt. potásica. Abundancia de los elementos de tierras raras normalizados a partir de los valores de condrito de McDonough y Sun, (1995).

DCP	Alt. Hidro.	Val. estad.	Na (ppm)	Mn (ppm)	V (ppm)	Sr (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Dy (ppm)	Er (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	ETR (ppm)	Y (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Sr/Y	$(La/Sm)_N$	$(La/Yb)_N$	$(Sm/Yb)_N$
Chuquicamata	Propilítica	Min	57	370	2,4	129	77	426	78	444	161	11	177	228	131	124	15	1925	1371	0,7	6,9	0,06	0,23	0,33	1,14
		Max	188	725	6,1	185	272	974	157	858	333	20	390	432	249	217	30	3695	2479	19,7	35,4	0,13	0,58	1,08	1,87
		X	141	492	4,7	154	153	689	124	710	252	15	282	326	185	169	22	2953	1857	6,0	21,4	0,09	0,37	0,61	1,62
		x	148	460	4,8	148	136	763	138	767	281	16	318	341	193	171	23	3299	1956	2,7	21,1	0,08	0,35	0,57	1,71
		σ	43	105	1,2	17	65	193	30	148	56	3	68	64	31	25	4	637	330	6,0	9,4	0,02	0,11	0,25	0,26
Mirador	Potásica	Min	88	1965	0,3	353	37	217	47	311	120	18	107	100	55	49	7	1119	538	0,2	2,3	0,20	0,19	0,51	1,32
		Max	620	11120	4,5	602	1420	3800	520	2400	540	66	470	402	211	208	29	10098	2160	52,0	170,0	1,05	2,13	5,76	3,67
		X	271	5114	1,3	464	358	1104	163	798	210	33	199	179	97	98	14	3268	948	11,2	29,1	0,55	0,94	2,36	2,37
		x	274	4940	0,9	466	312	1015	156	778	200	32	193	178	96	97	14	2981	951	10,2	18,0	0,52	0,97	1,73	2,36
		σ	124	2177	1,1	64	317	823	104	449	88	11	74	65	36	37	5	1949	355	12,1	34,0	0,20	0,54	1,64	0,53
	Fílica débil	Min	132	3879	0,3	391	190	614	94	485	141	19	152	143	81	78	10	2055	747	1,5	14,5	0,36	0,71	1,48	1,79
		Max	787	8260	5,7	737	1117	2848	378	1622	340	31	277	212	111	102	14	7059	1111	66,5	60,8	0,92	2,50	9,16	4,30
		X	398	5877	3,5	491	822	2130	282	1232	265	27	220	177	93	86	12	5360	903	31,8	39,9	0,56	1,87	6,49	3,36
		x	429	5760	3,7	481	935	2399	311	1323	276	28	227	178	92	86	12	5955	897	34,4	43,1	0,53	2,00	7,35	3,53
		σ	119	1038	1,2	89	273	647	79	320	53	3	34	19	8	6	1	1423	99	15,0	12,7	0,14	0,43	2,08	0,62
Esperanza	Potásica	Min	186	1384	0,2	303	187	673	110	566	179	30	190	173	92	81	11	2322	803	3,1	2,4	0,24	0,65	1,13	1,50
		Max	548	3550	3,2	628	1600	3870	476	1950	420	63	360	341	191	192	26	9494	1637	160,0	37,8	0,56	2,38	5,91	2,51
		X	417	2264	1,5	392	815	2159	277	1224	278	41	256	251	148	144	20	5636	1284	60,7	18,2	0,31	1,77	3,82	2,11
		x	451	2046	1,4	376	883	2338	301	1294	287	42	260	250	148	144	20	6065	1276	62,4	19,8	0,28	1,97	4,22	2,14
		σ	98	641	0,7	68	302	674	75	285	48	6	36	36	20	21	3	1456	173	31,0	8,2	0,08	0,48	1,31	0,28
Escondida	Propilítica	Min	83	328	1,2	258	56	278	59	370	139	14	144	109	48	36	4	1368	568	1,3	1,3	0,29	0,25	0,53	2,12
		Max	263	1672	13,4	575	1590	4060	557	2330	456	31	290	204	108	99	13	9438	1148	29,1	88,0	0,77	2,46	30,09	12,21
		X	138	1094	6,3	337	475	1456	223	1059	243	19	188	139	65	54	7	3937	729	10,1	14,3	0,47	1,07	6,95	5,39
		p	134	1086	6,1	323	318	1082	174	870	221	18	189	134	62	50	7	3163	701	9,1	9,9	0,46	0,92	4,89	5,42
		σ	42	374	3,0	69	411	1023	135	526	76	4	33	23	15	17	2	2187	142	7,1	16,4	0,12	0,57	6,89	2,37
	Potásica	Min	97	277	1,3	249	115	458	81	376	130	20	122	115	59	50	6	2182	542	3,7	7,6	0,35	0,50	0,88	0,98
		Max	224	6710	23,2	1410	1130	3340	490	2100	440	48	312	262	157	150	20	8045	1417	49,0	134,0	2,08	3,34	13,26	6,93
		X	155	2450	8,1	649	439	1350	191	895	219	33	185	156	81	76	10	3755	796	17,9	41,6	0,86	1,20	4,42	3,48
		x	152	1382	6,4	483	308	915	126	603	177	33	184	143	68	69	9	2518	685	10,9	34,0	0,68	1,22	3,21	3,15
		σ	40	2280	6,6	350	324	912	123	523	94	8	56	42	26	27	4	1983	233	13,2	30,1	0,49	0,64	3,50	1,80

Tabla 5.2 Valores estadísticos de LA-ICP-MS realizados en apatitos provenientes de los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y la Escondida. Min= Valor mínimo, Max= Valor máximo, X= Media, x= Mediana, σ= Varianza. Para eliminar los valores anómalos se trabajó con un intervalo de confianza de σ2 (95% de los datos) y se eliminaron los valores iguales a 0 o negativos. Tabla con datos Anexo F.

En este estudio, los apatitos provenientes de la alteración propilítica y potásica de los DPCs de Chuquicamata y Escondida son principalmente de color de luminiscencia verde con texturas principalmente lisas, rugosas y porosas, los cuales se originarían a partir de apatitos de luminiscencia amarilla con textura lisas y rugosas, lo que se manifiesta a través de transición amarilla a verde (amarillo verdoso, verde amarillento o zonados) (Fig. 5.2). Los apatitos de la alteración potásica y fílica débil desarrollada en los DPCs de Mirador y Esperanza presentan principalmente un color de luminiscencia pardo y anaranjado con texturas principalmente lisas, los cuales se transforman de forma parcial (parches verdes sobre el grano) o completa a apatitos con luminiscencia verde con texturas rugosas, porosas y esqueletoidales. A diferencia de lo reconocido por Bouzari. (2016), en este estudio no se reconocieron apatitos con color de luminiscencia gris en la alteración fílica intensa de los DPCs de Chuquicamata y Escondida, mientras que en la alteración fílica débil de Mirador y Esperanza la concentración de apatitos alterados es menor, existe un mayor porcentaje de apatitos con luminiscencia de color pardo y anaranjados.

Los apatitos de color de luminiscencia amarilla (en el DPC de Chuquicamata no se pudieron medir señales geoquímicas de apatitos amarillos) tienden a presentar las concentraciones más elevadas de Sr y V (Tabla 5.2). Al compararlos con apatitos de luminiscencia verde, presentan contenidos más bajos de Ca y P, pero valores más altos de Mn, Na (Fig. 5.6), Eu y S. Por lo tanto, podemos sugerir que el color de luminiscencia amarillo en este caso estaría dado por la introducción de Mn, Na, Sr, V y Eu en los sitios del Ca, mientras que S entraría en la posición del P. Los altos contenidos de Sr y V, sumado a un valor relativamente alto de Mn indicarían que estos apatitos cristalizarían tempranamente en el magma, cercanos con la cristalización de plagioclasas, piroxenos, hornblendas y biotitas a partir de un fundido relativamente menos oxidados (Belousova et al., 2002, Miles et al., 2014). Los altos valores de Mn concuerdan con apatitos de color amarillo encontrado en rocas graníticas félsicas (>70% SiO_2), los cuales son enriquecimiento en Mn (Sha y Chappell, 1999; Olade, 1977). Aunque en el caso de las rocas aquí estudiadas, los apatitos amarillos no presentan una relación clara entre el contenido de Mn y Fe, como si se observa en apatitos de color amarillo de rocas graníticas donde la razón de Mn/Fe es superior a 1 (Bouzari et al., 2016). Aunque no existe una correlación directa entre la intensidad del color de luminiscencia en apatitos y concentración absoluta de Mn o Fe (Kempe y Götze, 2002).

La luminiscencia de color pardo y anaranjada es atribuida a mayores concentraciones de Na, Cl, ETRL, ETRM (con la excepción de Eu) y S con un empobrecimiento en el contenido de Ca (Fig. 5.6). Esto coincide con lo documentado por Bouzari et al., (2016) en apatitos inalterados de origen magmático en cuerpos plutónicos de la provincia de British Columbia, con la única excepción de que los apatitos acá estudiados no presentan valores bajos de Mn (Mn/Fe > 1). Los apatitos de color anaranjado tienden a presentar valores geoquímicos similares a los apatitos de luminiscencia pardo. Los altos contenidos ETRL y ETRM medidos en estos apatitos, indicarían que estos tienden a cristalizar temprano en el magma, a partir de sistemas magmáticos menos félsicos (no tan fraccionados, ca. 67% SiO2; Whalen et al., 2001) o desde intrusiones máficas tipo-I (49–56% SiO2, Bath et al., 2013).

La luminiscencia de color verde en los apatitos puede ser producto de un decaimiento progresivo en las concentraciones de Na, Mn, ETR en los sitios del Ca, S en los sitios del P y Cl, lo cual puede ser una lixiviación de estos elementos producto de la circulación de los fluidos hidrotermales. Lo cual coincide con lo documentado por Bouzari et al., (2016) a partir de apatitos de luminiscencia verde provenientes de zonas potásicas asociadas a pórfido cuprífero de British Columbia, donde estos apatitos presentan valores elevados de Ca y

valores bajos en la concentración de Cl, S, Na y ETR. Aunque en el caso de los apatitos aquí estudiadas, la razón Mn/Fe > 1 y no próxima a 1, como si ocurre en los depósitos de British Columbia (Bouzari et al., 2016).

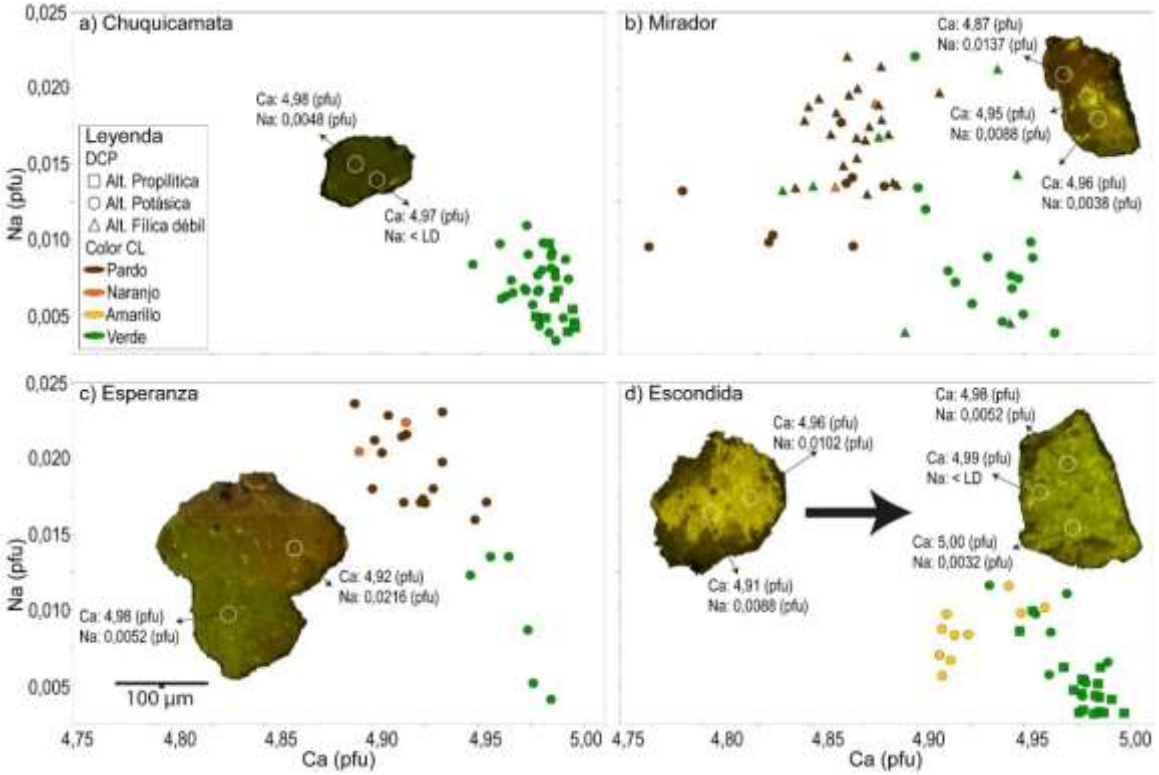


Figura 5.6 Contenido de Ca (pfu) versus Na (pfu) en apatitos de diferentes colores de luminiscencia tomados en diferentes alteraciones hidrotermales asociadas a los distintos DPCs estudiados. a) Chuquicamata; b) Mirador; c) Esperanza; d) Escondida.

Los apatitos de luminiscencia amarilla (Chuquicamata-Escondida) y pardo-anaranjada (Mirador-Esperanza) se transforman de forma parcial o completa a apatitos de luminiscencia verde de diferentes tonalidades (Fig. 5.6). Los apatitos alterados (verdes) no tienden a enriquecerse en elementos trazas, tales como el Na, Cl, S y ETR, aunque la solución hidrotermal sea rica en estos elementos, con la excepción de los ETR (Blundy y Wood, 2003). Esto puede ser producto de que el ambiente hidrotermal, favorece la partición de estos elementos en minerales típicos asociados a las diferentes zonas de alteración hidrotermal, tales como clorita, sulfuros y magnetitas y el apatito, al igual que otros minerales, puede ser empobrecido en elementos trazas debido a la interacción fluido-roca (Broom-Fendley et al., 2016). Por lo general, podemos observar que los apatitos provenientes de DPCs gigantes (Chuquicamata-Escondida) presentan una transformación total, mientras que los apatitos provenientes de DPCs de menor envergadura presentan una transformación parcial (Mirador-Esperanza). Lo cual podría estar vinculado a dos factores, al tamaño del depósito

de cobre y/o a la composición inicial de apatitos. En los depósitos de mayor tamaño participa un mayor volumen de fluido hidrotermal y la interacción fluido-roca tiene una mayor duración, tanto en Chuquicamata como en Escondida, esta interacción es superior a 2 Ma (Mathur et al., 2000; Ossandón et al., 2001; Barra et al., 2012; Padilla-Garza et al., 2001; Hervé et al., 2012), mientras que en depósitos de menor tamaño, tales como Mirador y Esperanza, el volumen de fluido hidrotermal es menor, al igual que la intensidad de la alteración (roca de caja levemente alterada y sin presencia de alteración fílica intensa) y la duración del tiempo de interacción fluido-roca (Perelló et al., 2004; Perelló et al., 2010). En este contexto, nuestros resultados sugieren que los apatitos de luminiscencia verde y sus propiedades geoquímicas se asocian a ambientes de pórfido cuprífero, lo cual puede tener una relación con el tamaño del yacimiento y/o por la composición geoquímica inicial del apatito (amarillo o pardo-naranja), donde el fluido hidrotermal tiende a lixiviar los elementos de los sitios del Ca en estos minerales.

5.5.3. Apatitos detríticos provenientes del registro estratigráfico del DMC como un indicador de la presencia de DPCs.

El apatito es un registrador de procesos hidrotermales en DPCs (Cao et al., 2012; Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016), por ejemplo, la correlación entre alteración hidrotermal características y señales físicas y geoquímicas del apatito, tales como color de luminiscencia y variación en los contenidos de elementos trazas (Na, S, Cl, y ETR), sugieren que los apatitos pueden ser usado como un indicador de fertilidad metalogénica (Bouzari et al., 2016; este estudio). Así estas variaciones pueden ser utilizadas en un rango amplio de materiales, tales como suelos, regolitos, sedimento de origen glacial, fluvial y aluvial, entre otros, como una herramienta efectiva para la exploración de nuevos yacimientos tipo pórfido cuprífero. Esto es particularmente útil cuando minerales comunes provenientes de la alteración hidrotermal se degradan extensamente a arcilla durante los procesos de meteorización. Por lo tanto, el estudio de CL sobre los concentrados de granos de apatito puede proporcionar una herramienta de detección rápida para evaluar la existencia de alteración hidrotermal relaciona a DPCs y de esta forma evaluar rápidamente áreas más prometedoras para la exploración. Esto puede ser seguido por un muestreo más detallado respaldado por análisis de EMPA y LA-ICP-MS para investigar objetivos específicos y evaluar la intensidad de alteración hidrotermal y el tiempo de interacción fluido-roca de forma relativa.

Para testear el uso de apatito como un indicador de la denudación de DPCs en depósitos sedimentarios adyacentes, se tomaron 7 muestras del registro estratigráfico de la mina El Tesoro en el Distrito Minero de Centinela (DMC) (Fig. 5.7a). Esta secuencia sedimentaria alberga dos mantos de mineralización exótica de cobre y es adyacente a los DPCs de Mirador y Esperanza (ver Capitulo 2). Los apatitos se obtuvieron de la matriz de horizontes de gravas, cuya separación se realizó a través de métodos convencionales (mesa vibradora de agua, separación por líquidos densos, separación magnética). Las características petrográficas de los apatitos fueron obtenidas a través de microscopia convencional y técnicas de CL, mientras que las señales geoquímicas fueron obtenidas a través de EMPA (descripción metodológica de este procedimiento es proporcionado en el Anexo E).

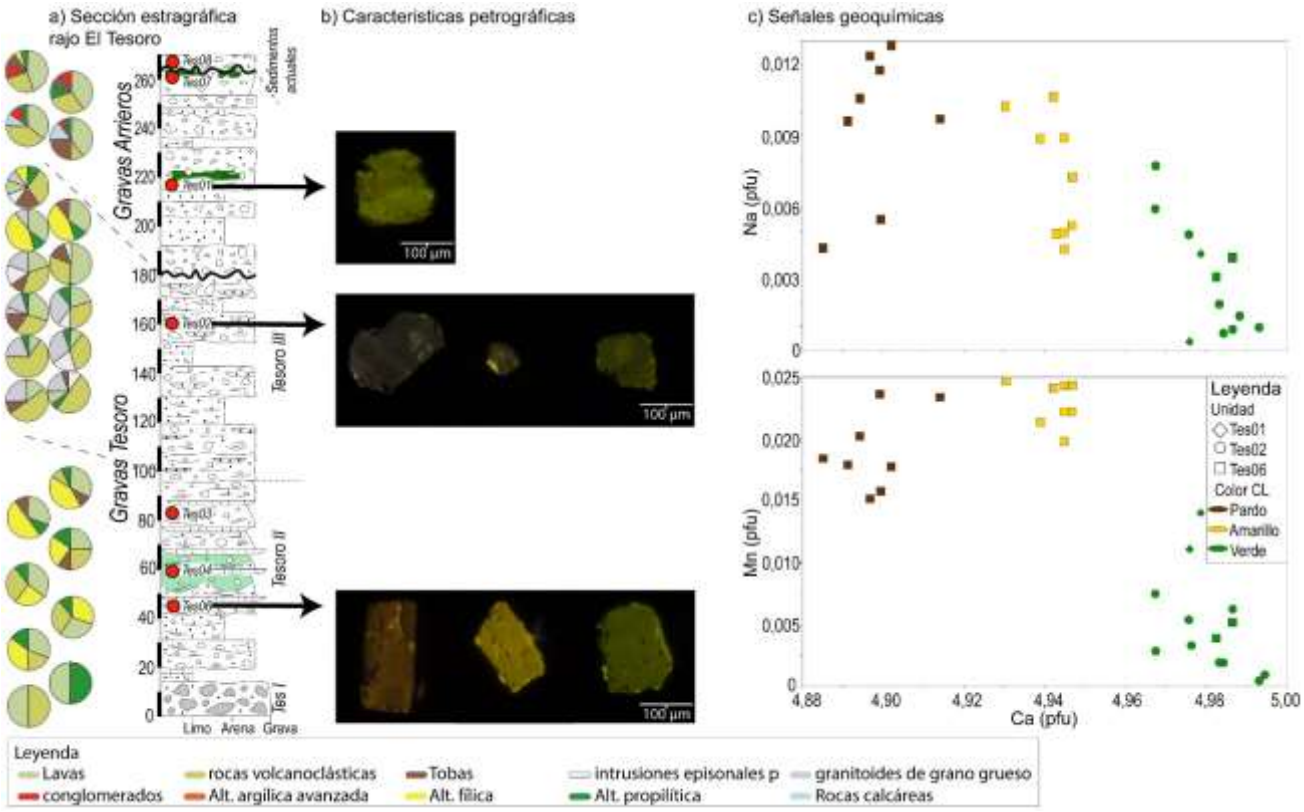


Figura 5.7 Correlación entre la sección estratigráfica del DMC, CL y señales geoquímicas de apatitos detríticos. a) sección estratigráfica del rajo El Tesoro (DMC) y composición de clastos; b) color de luminiscencia de apatitos detríticos asociadas a posiciones estratigráficas; c) señales geoquímicas en apatitos detríticos con diferentes colores de luminiscencia provenientes de DMC, concentración de Ca (pfu) vs Na (pfu) y Mn (pfu).

La presencia de granos de apatitos en la matriz de las gravas del DMC es muy restringida, solo fue posible encontrar 13 granos de apatitos detríticos en las muestras

(Tes01: 1 grano, Tes02: 5 granos y Tes06: 7 granos), a partir de lo cual podemos inferir que en ambiente de abanico aluvial el apatito tiende a desaparecer por la intensidad del transporte sedimentario (Riquelme et al., 2018). Incluso en los lugares que se encontraron los apatitos, corresponden a un ambiente de abanico aluvial, dominado por facies lacustres – palustres y fluviales (Fernández-Mort et al., 2018). Los apatitos encontrados en el registro sedimentario del rajo El Tesoro, son subhedrales y anhedrales (fracturados por el transporte), por lo general tienen un tamaño próximo a las 100 µm y texturas lisas-rugosas. La característica petrográfica más distintiva corresponde a color de luminiscencia (Fig. 5.7b). Los apatitos de parte inferior (Tes06) presentan colores de luminiscencia principalmente pardo y amarillo, en menor medida luminiscencia de color verde (Fig. 5.7b). Mientras que los apatitos de la parte superior (Tes02), por lo general presentan luminiscencia de color verde de diferentes tonalidades (verde, verde pardo, verde amarillo) y el único apatito encontrado en Tes01 es de color verde (Fig. 5.7b).

Al igual que en los DPCs, la relación entre color de luminiscencia y señales geoquímica es relativamente similar, donde apatitos de luminiscencia pardo presentan las concentraciones más bajas de Ca (< 4,92 pfu) y los valores más elevados de Na (> 0,04 pfu) y Cl (>0,2 pfu) (Fig. 5.8c). Mientras que los apatitos de luminiscencia verde presentan las concentraciones más elevadas de Ca (> 4,96 pfu) y valores más bajos de Na (< 0,08 pfu), Cl (< 0,075 pfu) y Mn (< 0,015 pfu) (Fig. 5.7c). Los apatitos de luminiscencia amarilla presentan valores intermedios entre los valores de los apatitos verdes y café, con la excepción del Mn, donde estos apatitos presentan los valores más altos (> 0,175 pfu).

A partir de los resultados de este trabajo y apoyados en las conclusiones de Bouzari et al., (2016), podemos inferir que los apatitos de luminiscencia verde corresponden a apatitos alterados y son exclusivos de DPCs (no han sido reconocidos en otros tipos de ambientes magmáticos/hidrotermales), mientras que los apatitos de color amarillos y pardo-naranja pueden encontrarse en rocas estériles y en pórfidos cupríferos y corresponde a apatitos inalterados. Los apatitos detríticos encontrados en el DMC que presentan color luminiscencia verde tienen señales geoquímicas similares a las documentadas en los DPCs de Chuquicamata, Esperanza, Mirador y Escondida (Fig. 5.8). A partir de lo cual podemos sugerir que estos apatitos provienen de la denudación de DPCs y que pueden resistir trasporte sedimentario de flujo de detritos, indicando que existe yacimientos pórfidos en los alrededores. Lo cual se corrobora con la presencia de mineralización exótica de cobre en los horizontes de gravas, correspondiente al manto inferior y superior del yacimiento el Tesoro

(Fernadez-Mort et al., 2018). Para mejorar el uso de los apatitos detríticos como indicadores de la presencia de DPCs en depósitos sedimentarios adyacentes es necesario testear sedimentos más próximos a los DPCs, donde el trasporte sedimentario sea más corto y/o los horizontes sedimentarios estén compuesto por sedimento de grano más fino (arenas y/o limos), representando ambientes deposicionales de menor energía

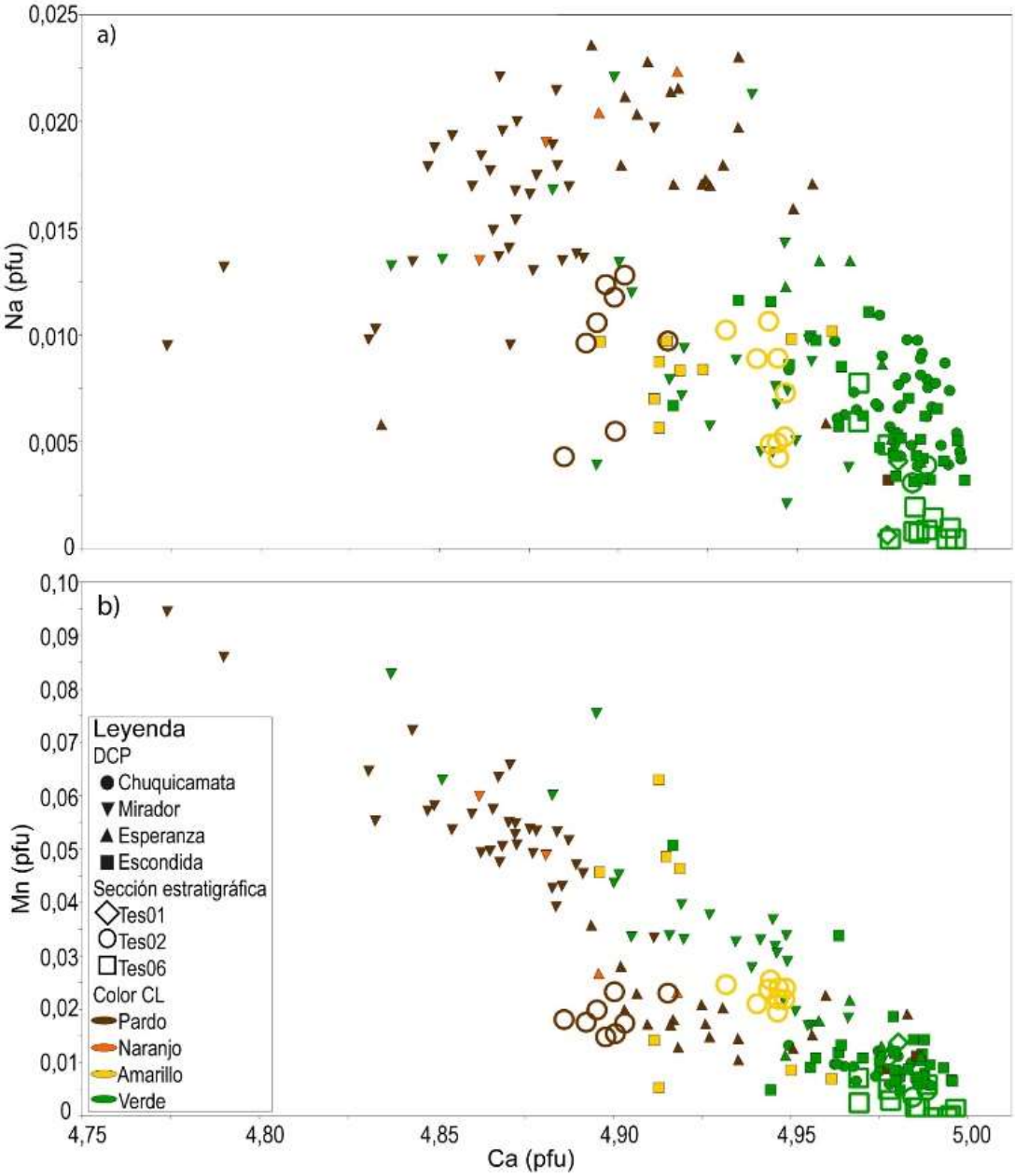


Figura 5.8 Señales geoquímicas de apatitos detríticos provenientes del DMC comparado a los valores geoquímicos de apatitos provenientes de los DPCs (Chuquicamata, Mirador, Esperanza, Escondida). a) Ca (pfu) vs Na (pfu); b) Ca (pfu) vs Mn (pfu)

5.6. Conclusiones

El estudio de las características físicas y geoquímicas de apatitos provenientes de diferentes zonas de alteraciones hidrotermales desarrolladas en los depósitos de pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y la Escondida, busca establecer la relación entre las propiedades petrográficas, principalmente color de luminiscencia y señales geoquímicas de apatitos con la evolución de fluidos hidrotermales y así validar el uso de este mineral como un indicador de pórfido cuprífero. Las conclusiones de este capítulo se pueden resumir de la siguiente manera.

- Los apatitos de color de luminiscencia amarillo, pardo y café corresponden a apatitos inalterados y presentan texturas principalmente lisas a rugosas, mientras que los apatitos de color de luminiscencia verde corresponden a apatitos alterados y por lo general, presentan texturas rugosas, porosas y en menor medida esqueletoidales.
- Los apatitos de color de luminiscencia amarillo encontrados en los DPCs de Chuquicamata-Escondida presentan las concentraciones más altas de Sr y V, mientras que los apatitos de color de luminiscencia pardo-naranjo presentes en los depósitos de Mirador-Esperanza presentan las mayores concentraciones de S, Cl, Na y ETR. En ambos casos hay un empobrecimiento en el contenido de Ca.
- Los apatitos de color de luminiscencia verde provenientes de los pórfidos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida presentan elevadas concentraciones de Ca y una baja concentración de elementos trazas, producto de la lixiviación de estos elementos en los sitios catiónicos del Ca y en menor medida del P producida por la circulación de fluidos hidrotermales.
- La variabilidad geoquímica y color de luminiscencia de apatitos depende principalmente del tamaño del pórfido cuprífero (intensidad de la alteración hidrotermal y tiempo de interacción fluido-roca) y/o de la composición geoquímica inicial del apatito (amarillo o pardo-naranja). Apatitos provenientes de DPCs de mayor tamaño, Chuquicamata y Escondida, alteraciones más intensas y tiempo de interacción fluido-roca > 2 Ma, presenta apatitos totalmente alterados. Mientras que los DPCs de menor tamaño, Mirador-Esperanza, alteraciones parciales o débiles y tiempo de interacción fluido-roca < 1 Ma, presenta apatitos parcialmente alterados.

- La alteración fílica intensa en los DPCs de Chuquicamata-Escondida no presenta apatitos debido a la destructividad, intensidad y acidez del fluido hidrotermal.
- En la matriz de las gravas del registro sedimentario del rajo el Tesoro, Distrito Minero de Centinela, se observar apatitos detríticos de color de luminiscencia verde con valores elevados de Ca y bajos en Na, Mn y Cl, similares a los apatitos modificados hidrotermalmente de los DPCs de Mirador y Esperanza, lo cual indicaría que estos minerales pueden ser utilizados como un indicador de la presencia de DPCs, sin embargo, faltan una mayor compresión de esta herramienta

<u>Capítulo VI</u>: Propiedades magnéticas de rocas del área fuente

Resumen

Los óxidos de Fe-Ti son minerales accesorios comunes que se encuentra en una amplia variedad de rocas hospedantes y en zonas de alteraciones hidrotermal relacionadas a depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs). La interacción fluido hidrotermal - roca hospedante durante los diferentes estados de alteración hidrotermal modifica la concentración, la composición y el tamaño de grano magnético de los óxidos de Fe-Ti, lo cual genera señales magnéticas específicas y altamente distintivas para cada zona de alteración dentro de estos depósitos. Con el objetivo de aislar una señal magnética que sea distintiva de DPCs de rocas intrusivas estériles de composiciones litológicas similares y así validar el uso de señales magnéticas como un registrador del tipo e intensidad de la alteración hidrotermal. Este capítulo, reportan las propiedades magnéticas de las rocas (susceptibilidad magnética, temperaturas de Curie, ciclos de histéresis y magnetización remanente isotermal) y características microscópicas de óxidos Fe-Ti de los depósitos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida y de seis cuerpos intrusivos de roca estériles (sin mineralización y alteración) localizados en los alrededores del yacimiento Chuquicamata emplazados entre el Pérmico y el Eoceno (Complejo Cerro Chuquicamata, Granodiorita Este, Complejo Los Picos, Granodiorita Antena, Granodiorita Fiesta y Pórfido San Lorenzo). Los altos valores de susceptibilidad magnética (χ) observados en intrusivos estériles se correlaciona con un alto contenido de magnetitas homogéneas y titanomagnetitas (< 2%) de origen magmático de tamaños magnéticos multidominio (MD). Por su parte, las alteraciones propilítica, potásica y fílica débil (alteraciones selectivas) presentan valores relativamente altos de χ, pero menores en comparación con los intrusivos de roca estériles. En este caso la señal magnética está dada por magnetita de origen hidrotermal y magmática y en menor medida por titano/maghemita-hematita. Bajos valores de χ son observados en las alteraciones fílica intensa y argílica avanzada (pervasivas), lo cual se correlaciona con una baja presencia de óxidos de Fe-Ti (< 1%), debido a la destrucción y/o reducción en tamaño de grano de magnetita (dominio simple /superparamagnéticas) bajo condiciones acidas y más oxidantes. Lo cual favorece la creación de maghemita y precipitación de rutilo. Los mayores valores de χ son observados en los DPCs de menor envergadura, con alteraciones hidrotermales menos penetrativas y formados en un periodo de tiempo relativamente corto (< 1 Ma) (e.g. Esperanza), en comparación con los DPCs de mayor tamaño, con alteraciones hidrotermales penetrativas, formados durante un periodo de tiempo prolongado (> 2 Ma) (e.g. Chuquicamata). A partir de los resultados de este estudio podemos establecer que existe una relación entre los procesos de alteración hidrotermal, óxidos de Fe-Ti y propiedades magnéticas de las rocas de los DPCs. Además, no se observa un enriquecimiento magnético en estadios tempranos de la alteración hidrotermal potásica al compararlo con cuerpos intrusivos sin mineralización de composición litologica relativamente similares.

6.1. Introducción

Las zonas de alteración hidrotermal desarrolladas en depósitos de pórfidos cupríferos (DPCs) son el resultado de la circulación de fluidos hidrotermales ricos en metales derivados de cuerpos magmáticos ácidos a intermedios a profundidades someras (Richards, 2003; Sillitoe, 2010). La génesis y características de estas zonas de alteración hidrotermal ha sido bien documentadas en diferentes DPCs (Lowell y Guilbert 1970; Beane y Titley 1981; Beane y Bodnar 1995). Las transformaciones minerales en estos sistemas hidrotermales son principalmente controladas por la interacción fluido-roca, composición primaria de la roca de caja y propiedades fisicoquímicas intrínsecas de los fluidos, tales como el pH y equilibrio de las condiciones redox (Reed 1997). Estas transformaciones además de crear minerales de alteración hidrotermal característicos (Rose, 1970; Beane y Titley, 1981; Beane y Bornar, 1995), pueden crear, modificar y/o destruir minerales accesorios, tales como magnetita, titanitas y/o apatito (e.g. Astudillo et al., 2008; Celis et al., 2014; Cao et al., 2012; Riveros et al., 2014; Bouzari et al., 2016), los cual pueden cambiar considerablemente las propiedades fisicoquímicas de la roca que los alberga, tales como las propiedades magnéticas, entre otros (e.g. Clark, 2014; Tapia et al., 2016).

Los minerales magnéticos más comunes en la naturaleza corresponden a los óxidos de Fe-Ti, los cuales son minerales accesorios comunes que se forma en una amplia variedad de ambientes geológicos y rocas hospedantes (e.g. Tauxe, 1998, 2005; Dunlop y Özdemir 1997). La composición de estos minerales varía entre miembros extremos de FeO-Fe_2O_3-TiO_2, cuya proporción forma una solución solida donde varía el contenido de Ti y la valencia del ion de Fe (O`Reilly, 1984). Los óxidos de Fe-Ti pueden experimentar importantes cambios composicionales y texturales causados por una interacción intensa y/o de larga duración entre el fluido hidrotermal y la roca de caja durante la formación de un depósito de tipo pórfido cuprífero (Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016), donde el pH de la solución y el equilibrio redox juegan un rol clave en la estabilidad de los óxidos de Fe-Ti (Reed, 1997). Si bien, los óxidos de Fe-Ti encontrados en zonas de alteración hidrotermal de DPCs pueden ser de origen magmático y/o hidrotermal (e.g. Astudillo et al., 2008), los óxidos de Fe-Ti de origen magmático tienden a presentarse como granos diseminados en la masa fundamental de la roca y presentar texturas de exsolución típicas de alta temperatura, mientras que los de origen hidrotermal ocurren como granos diseminados en la masa fundamental, intercrecidos y reemplazando a otros minerales, tales como hematita, biotita, calcopirita (Nadoll et al., 2014; 2015).

La circulación de fluidos hidrotermales durante los diferentes estados de alteración hidrotermal modifica la concentración, la composición y el tamaño de grano magnético de los óxidos de Fe-Ti, lo cual generar señales magnéticas específicas y distintivas para cada zona de alteración dentro de estos depósitos (Sexton et al. 1995; Clark, 1997; 2014; Clark y Schmidt 2001; Astudillo et al. 2008, 2010; Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016). En consecuencia, en pórfidos cupríferos cantidades significativas de magnetita pueden ser creadas durante estados de la alteración potásica temprana (Meyer 1965; Arancibia y Clark 1996), mientras que la circulación de fluidos ácidos de estado tardío asociados con la alteración fílica tienden a destruir esta fase mineral (Beane y Bodnar 1995) y puede precipitar fases ricas en Ti, como el rutilo (Oliva-Urcia et al. 2011), lo cual puede generar una pérdida del magnetismo. Sin embargo, este enriquecimiento o perdida del magnetismo solo ha sido comparado entre rocas provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal de DPCs y no con respecto a rocas intrusivas estériles, correspondientes a rocas magmáticas que están ausentes de cualquier grado de alteración y mineralización de composición relativamente similar.

En este capítulo, se reportan las propiedades magnéticas de las rocas (susceptibilidad magnética, temperaturas de Curie, ciclos de histéresis y magnetización remanente isotermal), complementadas con características petrográficas de los portadores magnéticos (observaciones microscópicas) provenientes de zonas de alteración hidrotermal desarrolladas en de 4 cuerpos porfídicos de composición monzonítica-granodiorítica correspondientes a Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida. Además, se reportan las propiedades magnéticas de 6 cuerpos intrusivos de roca estériles de los alrededores del yacimiento Chuquicamata emplazados entre el Pérmico y el Eoceno de composición granítica, monzodioríticos y granodiorítica, correspondientes al, Complejo Cerro Chuquicamata, Granodiorita Este, Complejo Monzodioríticos Los Picos, Granodiorita Antena, Granodiorita Fiesta y Pórfido Granodiorítico San Lorenzo. Esto con el objetivo de aislar una señal magnética distintiva proveniente de DPCs respecto de rocas intrusivas estériles de composición litológicas relativamente similares y validar así, el uso de señales magnéticas como indicador del tipo e intensidad de la alteración hidrotermal.

6.2. Muestreo

Con el objetivo de ver los efectos de la alteración hidrotermal sobre las propiedades magnéticas de las rocas, un total de 41 muestras de ~ 500 gr fueron seleccionadas, de las cuales 10 provienen de rocas intrusivas graníticas estériles de los alrededores del DPC de Chuquicamata y 31 se tomaron en diferentes zonas de alteración hidrotermal reconocidas en los pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida.

Para la caracterización magnética de las rocas de los cuerpos intrusivos estériles, las muestras fueron tomadas del Complejo Granítico Cerros Chuquicamata (1), Granodiorita Este (1), Complejo Monzodioríticos Lo Picos (3) y Complejo Granodiorítico Fortuna (5). En esta última unidad, las muestras fueron obtenidas de la Granodiorita Antena (1), Granodiorita Fiesta (2) y del Pórfido Granodiorítico San Lorenzo (2) (Fig. 2.2). Para la caracterización magnética de los pórfidos cupríferos, en el DPC de Chuquicamata 18 muestras fueron tomadas del Pórfido Granodiorítico Este (Fig. 2.3), provenientes de la alteración propilítica (2), potásica de fondo (6), potásica intensa (3) y fílica intensa (7). En el depósito Mirador 3 muestras fueron tomadas del Pórfido Granodiorítico Principal, afectadas por alteración potásica (2) y fílica débil (1). En el yacimiento Esperanza, 4 muestras corresponden al Pórfido Granodiorítico Principal (Fig. 2.5), provenientes de la zona de alteración potásica (2) y de la zona de alteración fílica débil (2). En el pórfido Escondida, 6 muestras se tomaron del Stock granodiorítico-monzodiorítico Escondida (Fig. 2.7), las cuales fueron seleccionadas de las alteraciones propilítica (1), potásica (2), fílica intensa (2) y argílica avanzada (1). Como se menciona en el Anexo B ninguna muestra presenta un solo tipo de alteración hidrotermal, generalmente se observan varios eventos sobreimpuestos o con vestigios de alteraciones precedentes, con la excepción de las muestras provenientes de las zonas con alteración fílica intensa.

6.3. Procedimiento analítico

Con el objetivo de medir las propiedades magnéticas de las rocas, un total de 41 muestras provenientes de los cuerpos intrusivos mencionados anteriormente fueron preparadas en el laboratorio de preparación de muestra del GET. El tamaño de grano se redujo hasta < 0,5 mm con ayuda de un pulverizador de ágata (olla de ágata). El material molido fue montado en cubos plásticos paleo-magnéticos de tamaño estándar de ~ 8 cm^3 de aproximadamente 9 gr, los cuales fueron utilizados para medir susceptibilidad magnética (χ).

Además, este material fue utilizados para realizar los experimentos termomagnéticos. Antes de la reducción del tamaño de grano, se obtuvo un chip por muestra (fragmento de roca < 1,5 mm), para realizar experimentos de histéresis y medir la magnetización remanente isotermal (siglas en inglés, IRM).

La χ fue medida en el laboratorio de magnetismo de la UCN utilizando el instrumento Kappabridge MFK1-FA (AGICO Co) bajo condiciones ambientales (22º-24ºC) con un campo de 200 A/m. Las mediciones de χ fueron realizadas en dos frecuencias diferentes de 976 Hz (χ_{lf}) y 15.616 Hz (χ_{hf}), correspondientes a baja y alta frecuencia, respectivamente. A partir de las mediciones de χ_{lf} y χ_{hf} se calculó la susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia ([$\chi_{fd\%} = ((\chi_{lf} - \chi_{hf})/ \chi_{lf})*100$]; Dearing et al., 1996). Donde, $\chi_{fd\%}$ es un parámetro ampliamente utilizado que refleja la presencia de partículas magnéticas próximas al límite de tamaño magnético superparamagnética/dominio simple (SP/SD) (Verosub y Roberts 1995). Para efecto de este trabajo, cundo hablamos de χ nos referimos a χ_{lf}.

Con el propósito de constreñir el tamaño de grano y otras propiedades, las muestras fueron sujetas a experimentos de histéresis e IRM utilizando un magnetómetro de gradiente alternante Princeton 2900-2 (Princeton Measurements Corp), a temperatura ambiente y aplicando un campo magnético máximo de 1 T. Los parámetros de histéresis, tales como: magnetización remanente (M_r), saturación magnética (M_s), fuerza de coercitividad (B_c), fuerza de coercitividad remanente (B_{cr}), susceptibilidad magnética de bajo campo (χ_{lofi}), susceptibilidad magnética de alto campo (χ_{hifi}), susceptibilidad magnética de los ferrimagnéticos (χ_{ferri}) fueron estimados usando la rutina del PmagPy (disponible en https://earthref.org/PmagPy/cookbook/ Tauxe, 1998, 2005). A partir de los experimentos de IRM, se calcularon parámetros de saturación magnética (SIRM), de coercividad media ($B_{1/2}$) y de dispersión (DP), los cuales son propios y característicos para determinadas fases minerales ferromagnéticas por medio de la rutina de Kruiver et al., (2001).

La mineralogía magnética se reconoció a partir de microscopia óptica y experimentos termomagnéticos (susceptibilidad magnética versus temperatura). Un total de 23 muestras provenientes del área fuente (14 de sistemas de pórfidos cupríferos y 9 de las rocas plutónicas de los alrededores de Chuquicamata) fueron seleccionadas para realizar experimentos termomagnéticos en el Laboratorio de magnetismo del GET en un equipo CS3 KLY3S (AGICO Co). Los especímenes fueron calentados un campo magnético débil (300 A/m), 1 atm de presión, en atmosfera de Argón, desde temperatura ambiente (~25°C) hasta

~700°C y de vuelta a la temperatura ambiente. Los datos termomagnéticos fueron trabajados por medio del software Cureval versión 8.0.2 (disponible en https: //www.agico.com/text/software/cureval/cureval.php) y los puntos de Curie fueron determinados a partir del método propuesto por Hodel et al., (2017) (grad = |(KTn+1 −KTn)/(Tn+1 −Tn)|).

6.4. Resultados

6.4.1. Características microscópicas de los óxidos de Fe-Ti de rocas del área fuente

Los óxidos de Fe-Ti son los minerales magnéticos más comunes en las rocas (Dunlop y Özdemir 1997), debido a esto en cualquier estudio es necesario corroborar su presencia y composición. Los óxidos de Fe-Ti observados en las muestras provenientes de los intrusivos sin mineralización son euhedrales a subeuhedrales, su presencia es superior al 2% del volumen total de la roca, por lo general su tamaño es superior a 100 µm y se tienden a presentar como minerales aislados en la masa fundamental. La composición de estas fases mineralógicas en todas las rocas aquí estudiadas es relativamente similar y corresponde a, magnetita homogénea (Fig. 6.1 a), titanomagnetita (Fig. 6.1 b) y en menor medida maghemita (Fig. 6.1 c). La titanomagnetita corresponde a una asociación magnetita-ilmenita y presentan microtexturas lamelares, gráficas y tipo sándwich. Las magnetitas y titano magnetitas serían de origen magmático y se formarían a altas temperaturas, mientras que las maghemitas podrían ser producto de la lenta oxidación debido al interperismo. La presencia de maghemitas es más abundante en rocas más antiguas, específicamente en el caso del Complejo Cerro Chuquicamata.

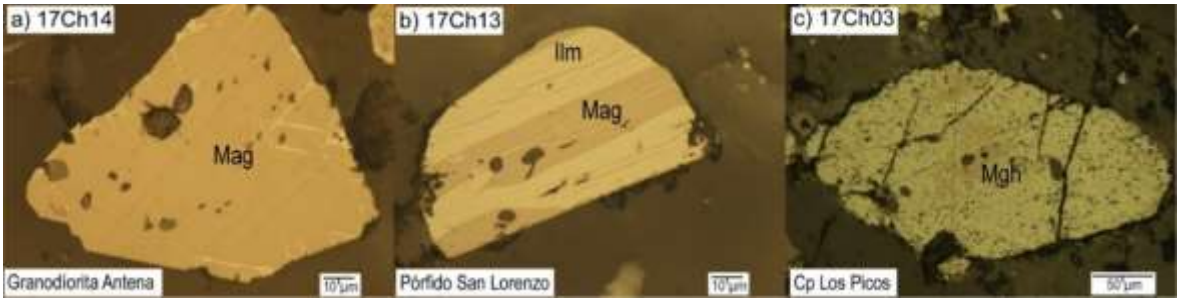


Figura 6.1 Imágenes representativas de los óxidos de Fe-Ti presentes en los intrusivos estériles de los alrededores de Chuquicamata. a) 17Ch14: magnetita homogénea de la Granodiorita Antena; b) 17ch13: titanomagnetita, textura tipo sándwich asociación magnetita-ilmenita, del Pórfido Granodiorítico San Lorenzo; c) 17Ch03: maghemita del Complejo Intrusivo Monzodiorítico Los Picos.

La alteración potásica y propilítica de los DPCs contienen concentraciones de óxidos de Fe-Ti > 2% en volumen, con un tamaño superior a 50 µm y se tienden a presentar en la masa fundamental y en asociación con minerales de mena propios de cada tipo de alteración hidrotermal. Los análisis ópticos indican que estos minerales son magnetitas homogéneas (> 1% en vol.) (Fig. 6.2a) y titano/maghemita-hematita (maghemita o hematita + ilmenita) (<1% en vol.) (Fig. 6.2b). La magnetita homogénea (Fig. 6.2a), por lo general, presenta un tamaño superior a 50 µm y puede ocurrir como cristales aislados y/o en asociación con otros minerales. Un porcentaje de las magnetitas presentes en la masa fundamental podrían ser relictos del protolito y, por lo tanto, de origen magmático. También podrían encontrarse magnetitas hidrotermales en la masa fundamental y precipitaría a partir de fluidos hidrotermales ricos en Fe (Ulrich et al. 2001; Rusk et al. 2004). Además, se observan cristales de magnetitas sobrecrecidos sobre biotita y clorita, las cuales serían producto de transformaciones minerales producidas por la interacción fluido-roca, biotitización y cloritización, respectivamente (Meyer 1965; Arancibia y Clark 1996). También es posible encontrar magnetitas sobrecrecidas en calcopirita, lo cual podría ser producto del reemplazamiento del primero por el segundo (Nadoll, 2014; 2015). La titano/maghemita-hematita presenta un tamaño superior a 100 µm y se encuentra mayoritariamente en la masa fundamental (Fig. 6.2b). En las muestras provenientes de la alteración potásica de Chuquicamata, el contenido de óxidos de Fe-Ti es inferior al 1% del volumen total, el contenido de magnetitas es < 1% y además se puede observar la presencia de rutilo-ilmenita (< 1% en vol.) (Fig. 6.2 d). Este último se encuentra hospedado en la masa fundamental y está parcialmente oxidado en los bordes. La alteración fílica débil presenta un contenido de óxidos de Fe-Ti relativamente similar (> 1 % en vol.), y al igual que en el caso anterior, corresponden a magnetita y titano/maghemita-hematita. Adicionalmente, en la muestra M03, es posible observar hematita asociada a oxidados de Cu (Fig. 6.2 e). La presencia de hematita en esta muestra corresponde a un producto de la oxidación total de magnetita debido a la interacción entre magnetita previamente formada y aguas meteóricas producto del enriquecimiento supérgeno observado en rocas provenientes de la alteración hipógena en el depósito de Mirador (Perelló et al., 2010).

Por el contrario, la mayoría de los óxidos de Fe-Ti no pueden ser distinguidos por métodos ópticos en rocas afectadas por alteración fílica intensa y argílica avanzada. En estas rocas el óxido de Fe-Ti más común, es el rutilo e ilmenita (Fig. 6.2 d), los cuales presentan un tamaño próximo a 50 µm y representan < 1% del volumen de la roca. Este mineral se

encuentra diseminado en la masa fundamental o hospedado en filosilicatos completamente alterados. Los cristales de rutilo son típicamente bordeados por hidróxidos de Fe pobremente cristalizados y no diferenciados ("limonitas"). También, en muestras provenientes de estas alteraciones es posible encontrar contenidos muy bajos de magnetita parcialmente oxidada, las cuales corresponden a maghemitas y son de tamaños < 50 µm (Fig. 6.2 e), las concentraciones son < 0,1 % del volumen de la roca.

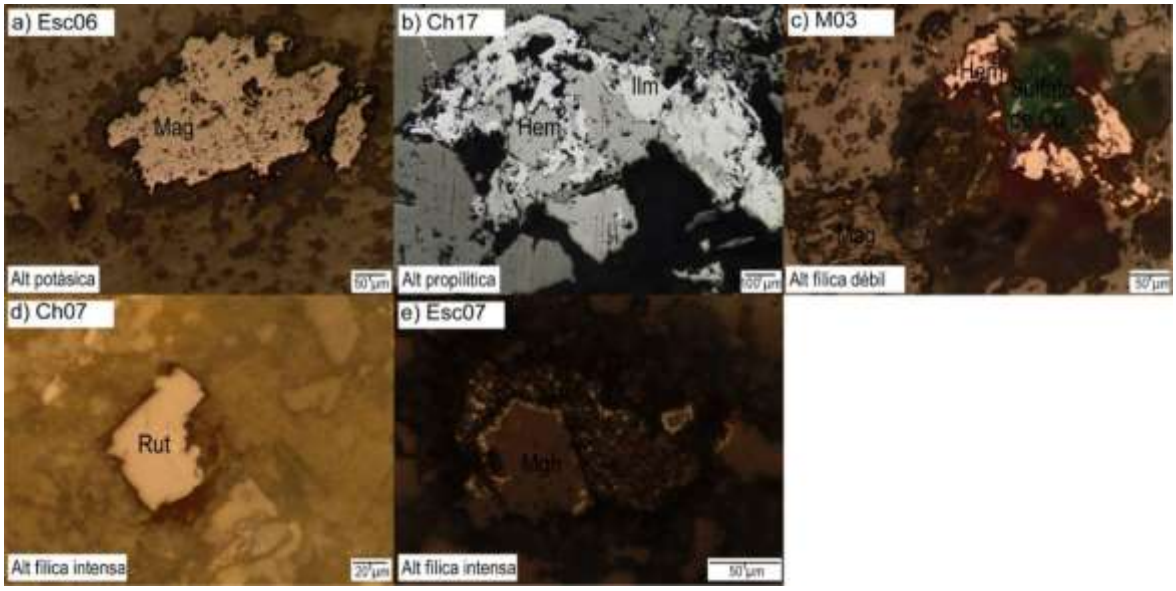


Figura 6.2 Imágenes representativas de los óxidos de Fe-Ti presentes en zonas de alteración hidrotermal de los depósitos de pórfidos cupríferos. a) Esc06: magnetita homogénea de la alteración potásica del DPC Escondida; b) Ch17: titanohematita, ilmenita sobrecrecida sobre cristal de hematita, de la alteración propilítica del DPC de Chuquicamata; c) M03: hematita de origen supérgeno de la alteración fílica débil del DPC Mirador; d) Ch07: Rutilo con bordes oxidados de la alteración fílica intensa del DPC Chuquicamata; e) Esc07: Maghemita del DPC Escondida.

6.4.2. Características magnéticas de rocas del área fuente

6.4.2.1. Susceptibilidad magnética másica (χ)

La χ es la suma de la contribución de todas las fases minerales ferromagnéticas, paramagnéticas y diamagnéticas presentes en la roca (Tarling y Hrouda 1993). Los cuerpos plutónicos estériles presentan valores de χ relativamente similares (Fig. 6.3), que varían entre $1{,}61 \times 10^{-5}$ y $4{,}00 \times 10^{-6}$ (m^3kg^{-1}), con una mediana (x) de $1{,}27 \times 10^{-5}$ (m^3kg^{-1}) (Tabla 6.1). Solo la muestra 17Ch07, proveniente del Complejo Granítico Cerro Chuquicamata, presenta un valor relativamente más bajo $3{,}64 \times 10^{-7}$ (m^3kg^{-1}) (Fig. 6.3, Tabla 6.1). Los altos valores de χ coinciden con contenidos de óxidos de Fe-Ti superiores a 2% en volumen de roca, mientras que el menor valor coincide con un contenido importante de maghemita.

Los intrusivos asociados a depósitos de pórfidos cupríferos tienden a presentar valores de χ relativamente inferiores en comparación con las rocas de intrusiones estériles, con la excepción de los valores provenientes del DPC de Esperanza (mediana: $1{,}92 \times 10^{-5}$ m^3kg^{-1}; Tabla 6.1). En los yacimientos los valores de χ varían entre $-3{,}61 \times 10^{-9}$ y $2{,}62 \times 10^{-5}$ (m^3kg^{-1}), correspondientes a los DPCs de Chuquicamata y Esperanza, respectivamente (Fig. 6. 4; Tabla 6.1). Esta amplia variación en los valores de χ, varia con respecto al tipo e intensidad de la alteración hidrotermal. Por lo general, en cada depósito, los valores de χ más altos son observados en granodioritas afectadas por alteraciones hidrotermales selectivas. La alteración propilítica tiende a presentar valores relativamente más altos que las muestras afectadas por alteración potásica (Fig. 6.4 a y d). Mientras que valores más bajos son registrados en muestras con alteraciones pervasivas, correspondientes a alteración fílica intensa y argílica avanzada (Fig. 6.4 a y d). Las muestras provenientes de la alteración fílica débil tiende a presentar valores más bajos que las alteraciones selectivas, pero más altos que las alteraciones pervasivas (Fig. 6.4). En el depósito de Chuquicamata varias muestras tomadas de la alteración potásica presentan valores muy bajos, incluso en algunos casos negativos (Anexo G), similares a los valores medidos en la alteración fílica intensa del mismo depósito. Valores altos e intermedios de χ coinciden con contenidos altos de óxidos de Fe-Ti, principalmente magnetita (> 2 % en vol.), mientras que valores bajos coinciden con un bajo contenido de magnetita (< 1 % en vol.) y un alto contenido de rutilo-ilmenita.

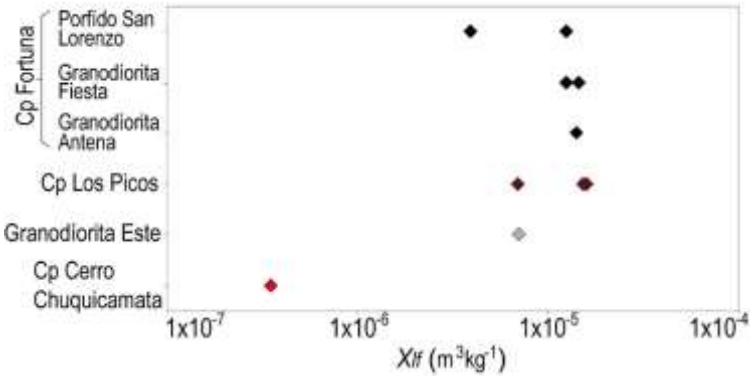


Figura 6.3 Valores de susceptibilidad magnética de baja frecuencia (χlf) de los intrusivos estériles en los alrededores de Chuquicamata. Cp: Complejo.

6.4.2.2. Susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia ($\chi_{fd\%}$)

Este parámetro es utilizado para estimar de forma cualitativa la presencia y concentración de partículas ferromagnéticas pequeñas que tienen tamaños magnéticos cercanos al límite SP/SD, valores de este parámetro > 3% indican la presencia de estas partículas (Maher y Taylor, 1988; Dearing et al., 1996a, 1996b). En todos los intrusivos

estériles es posible observar valores de χfd% < 3%, con la excepción de la muestra proveniente del Complejo Cerro Chuquicamata (Tabla 6.1; Anexo G), lo cual puede ser producto de autigénesis de óxidos de Fe, debido al interperismo sufrido por estas rocas por un largo periodo de tiempo (e.g. Maxbauer et al., 2016). Las muestras provenientes de las alteraciones fílica intensa y argílica avanzada por lo general muestran valores > 3%, al igual que las muestras provenientes de la alteración potásica de Chuquicamata (Tabla 6.1; Anexo G). Se sugiere, que los mayores valores de χfd% pueden ser producto de la génesis de pequeñas magnetitas producidas a partir de la transformación/destrucción de magnetitas relictas por la circulación de fluido ácidos típicos de estas alteraciones (pH > 3; Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014). La muestra M03 presenta valores de χfd% de alrededor de 8%, lo cual sería producto del proceso de enriquecimiento supérgeno sufrido por esta roca (Riveros et al., 2014).

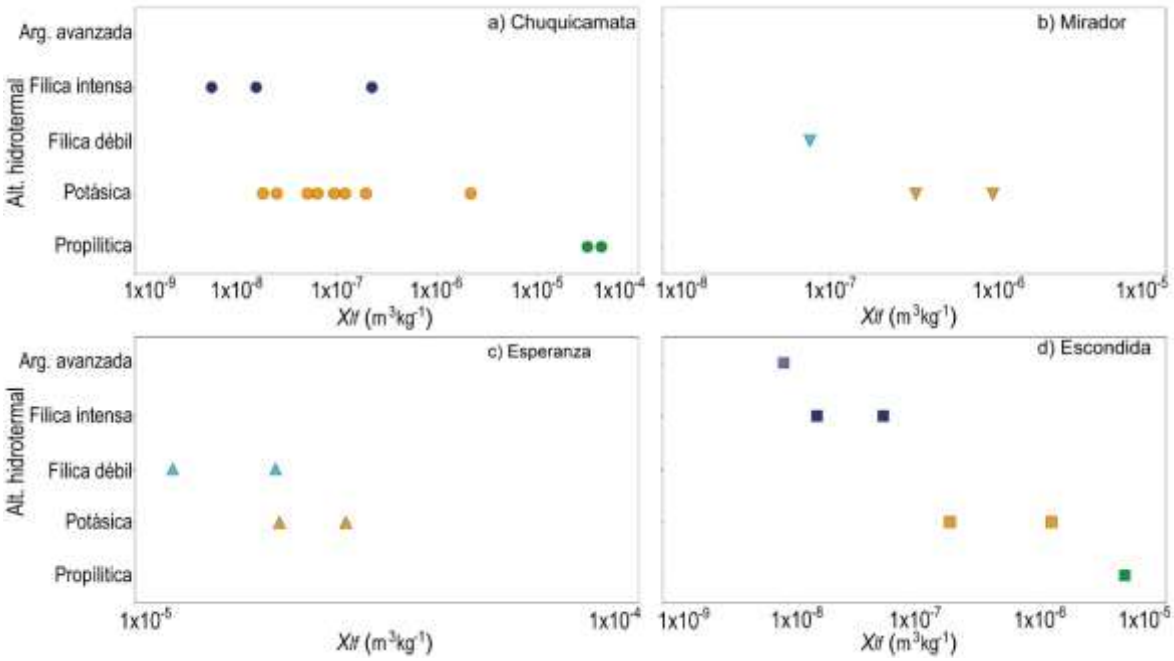


Figura 6.4 Valores de susceptibilidad magnética de baja frecuencia (χlf) de zonas de alteración hidrotermal presentes en los depósitos de pórfidos cupríferos. a) Chuquicamata; b) Mirador; c) Esperanza; d) Escondida.

6.4.2.3. Temperaturas de Curie

La susceptibilidad magnética dependiente de la temperatura es una herramienta útil para la identificación de fases mineralógicas magnética (Lattard et al., 2006; Tauxe et al., 1998). En todos los experimentos termomagnéticos provenientes de muestras de intrusivos estériles, las curvas muestran un comportamiento irreversible por debajo de los 580 °C,

probablemente asociados a cambios mineralógicos debido a la presencia de fases metaestables, mientras que a temperaturas por sobre los 580 °C las curvas presentan un comportamiento reversible (Fig. 6.5). En estas curvas se observan al menos tres diferentes fases magnéticas: a) un incremento en la curva de calentamiento entre los 200 y 400 °C (Tc4), probablemente asociado con la presencia de una fase mineralógica metaestable, tal como maghemita (e.g., Özdemir, 1990), b) un cambio brusco en los valores de susceptibilidad producido cerca de los 580 °C (Tc1), lo cual sugiere la presencia de magnetita relativamente pura, y c) un decaimiento progresivo de la curva indicado por una suave pendiente entre los 580 y 680 °C (Tc3), lo que sugiere la presencia de titano/maghemita-hematita pobre y/o rica en Ti (Tauxe, 1998) (Fig. 6.5). Adicionalmente en las muestras del Complejo Granítico Cerro Chuquicamata se reconoce un descenso progresivo en la susceptibilidad desde los 518 a los 582 °C (Tc2), probablemente asociado a la presencia de titanomagnetita pobre en Ti. En la muestra proveniente de la Granodiorita Este podemos observar un incremento progresivo entre los 530 y 580 °C correspondiente a un pico de Hopkins, el cual está asociado a una transición en el tamaño de dominio magnético asociado probablemente a un pequeño porcentaje de partículas SP (Tauxe, 1998), no reconocidas a través de valores elevados de χfd% en esta muestra. La presencia de titanomagnetita reconocida a partir de observaciones microscópicas puede estar obscurecida por la pérdida de susceptibilidad de la maghemita. Mientras que maghemita y titano/maghemita-hematita no fueron reconocidas a partir de observaciones microscópicas, lo cual puede ser producto de su bajo contenido en la muestra.

En los depósitos porfídicos, al igual que en el caso anterior, las curvas provenientes de experimentos termomagnéticos muestran un comportamiento reversible por sobre los 580 °C, mientras que por debajo de los 580°C las curvas muestras un comportamiento reversible (Fig. 6.6), sin embargo, bajo los 580 °C la curva de enfriamiento (curva azul) presenta valores de susceptibilidad mayores que la curva de calentamiento (curva roja), probablemente asociados a cambios mineralógicos producto de la presencia de sulfuro de Cu y/o Fe y fases metaestables (Fig. 6.4). Esto queda de manifiesto, ya que la alteración propilítica es la que presenta menor contenido de sulfuros y menores diferencias entre las curvas, mientras que la alteración fílica intensa son las que presentan mayor cantidad de sulfuros y mayores diferencias. En estos casos, en todas las curvas, al menos se estima la presencia de magnetita relativamente pura, sugiriendo un cambio brusco en los valores de susceptibilidad producido cerca de los 580 °C (Tc1) (Fig. 6.6).

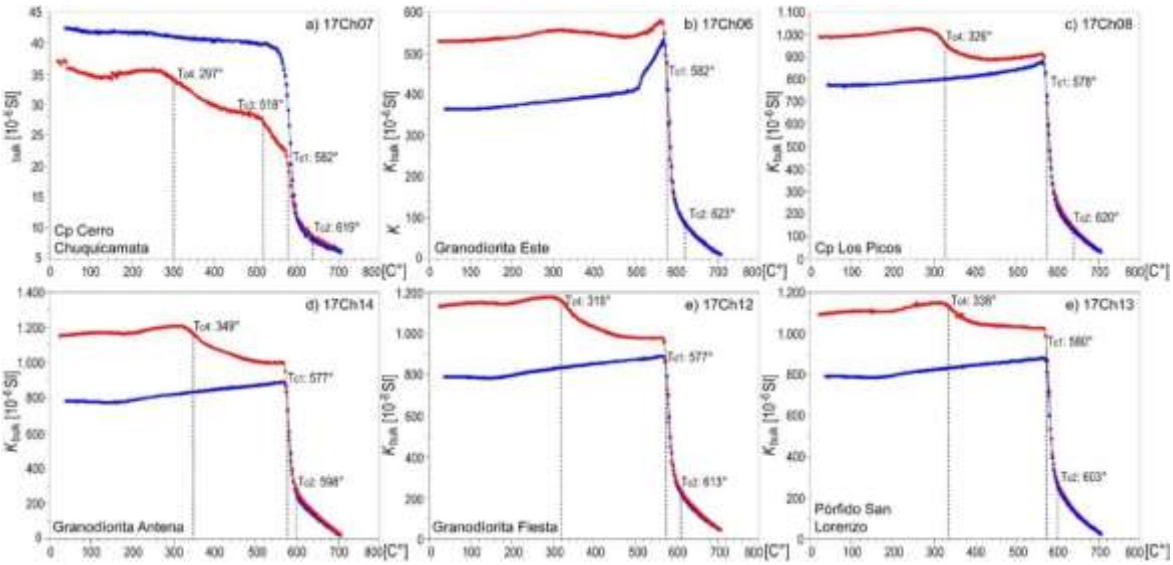


Figura 6.5 Temperaturas de Curie (Tc) de muestras provenientes de intrusivos estériles de los alrededores de Chuquicamata. Color rojo: curva de calentamiento y color azul: curva de enfriamiento. Tc1: magnetita; Tc2: titano/maghemita-hematita; Tc3: titanomanetita; Tc4: maghemita (Tc fue calculado usando el método propuesto por Hodel et al., 2017. grad = |(KTn+1 −KTn)/(Tn+1 −Tn)|). Las curvas fueron procesadas a través del Cureval versión 8.0.2. a) 17Ch07: Complejo Granítico Cerro Chuquicamata; b) 17Ch06: Granodiorita Este; c) 17Ch08: Complejo Monzodiorítico Los Picos; d) 17Ch14: Granodiorita Antena. e) 17Ch12: Granodiorita Fiesta; f) 17Ch13: Pórfido Granodiorítica

Las curvas generadas a partir de muestras provenientes de la alteración potásica y propilítica de los DPCs, además muestras un decaimiento progresivo con una ligera pendiente entre los 580 y 680 °C, asociado a la presencia de titano titanohematita +/- titanomaghemtia (Tc2), con la excepción la muestra Esc06 que presenta solo titanomaghemita. Adicionalmente, en las muestras provenientes de las alteraciones potásicas de Escondida (Fig. 6.6 i) y Chuquicamata (Fig. 6.6 b), es posible observar picos de Hopskin aproximadamente entre 555 y 580 °C, asociados a la presencia de partículas SP, se correlacionan con valores de $\chi_{fd\%} > 3\%$ (Anexo G). Las curvas provenientes de la alteración fílica débil están conformado por las mismas fases mineralógicas mencionadas anteriormente, correspondientes a Tc1 y Tc2. La alteración fílica débil de Esperanza muestra muchas similitudes con la curva generada de la alteración potásica del mismo yacimiento, solo baja levemente los valores de k (bulk). Las curvas generadas a partir de la alteración fílica intensa de Chuquicamata y Escondida (Fig. 6.6 a y h) son similares entre ellas, en ambos casos existe un incremento en la curva de calentamiento entre los 200 °C y 400 °C (Tc4), probablemente asociado con la presencia de maghemita, manifestado de mejor forma en la curva de enfriamiento. Seguido por un decaimiento progresivo de la susceptibilidad, con un pequeño quiebre cerca de los 580°C, asociado a la presencia de magnetita (Tc1). La

presencia de titanomaghemita y/o titanohematita solo se infiere a partir de un decaimiento progresivo con una ligera pendiente entre los 580 y 680 °C, pero sin un quiebre significativo en los valores de susceptibilidad. Adicionalmente, en estas alteraciones una nueva fase mineralógica es reconocida solo en la curva de enfriamiento, entre los 200 y 300 °C (Tc5), la cual puede ser asociada a la generación de una nueva fase magnética metaestable formada por la presencia de pirita.

6.4.2.4. Histéresis magnéticas

Importantes parámetros magnéticos adiciónales pueden ser reconocidos de experimentos de histéresis (M_r, M_s, B_c, B_{cr}, χ_{lofi}, χ_{hifi} y χ_{ferri}). Las muestras provenientes de los intrusivos estériles presentan comportamientos similares en estas curvas (Fig. 6.7). Principalmente ellas exhiben un comportamiento ferromagnético acompañado por un débil comportamiento paramagnético, lo cual es evidenciado por la forma de las curvas, altos valores de χ_{lofi}, χ_{ferri} y magnetización (M_s y M_r) y bajos valores de χ_{hifi} (Tabla 6.1; Anexo G). Las muestras también presentan valores de coercividad bajos (B_c y B_{cr}) (Tabla 6.1). La muestra proveniente del Complejo Cerro Chuquicamata exhibe una importante contribución paramagnética en su curva (Fig. 6.7 a).

Las curvas generadas a partir de experimentos de histéresis provenientes de los DPCs presentan comportamientos relativamente diferentes. Las muestras provenientes de la alteración propilítica de Chuquicamata y Escondida, exhiben principalmente un comportamiento ferromagnético acompañado por un débil comportamiento paramagnético. En este caso la muestra proveniente de Escondida presenta mayores valores de coercividad. Las muestras provenientes de la alteración potásica de los DPCs están conformadas principalmente por una componente ferromagnética por sobre otras componentes. En el caso de Escondida, la muestra puede contener un importante contenido antiferromagnético, debido a valores relativamente altos de B_c, χ_{hifi} y valores relativamente bajos de M_s (Anexo G). Las muestras provenientes de la alteración fílica débil provenientes de Mirador y Esperanza presentan curvas diferentes entre ella. La primera presenta una curva constituida por componente ferrimagnético con una importante contribución de componente antiferromagnéticos, valores elevados de H_c, χ_{hifi} (Anexo G), lo cual es corroborado a partir de observaciones mineralógicas (Fig. 6.2 e) y con IRM (Fig. 6.10 e). Mientras que la segunda presenta una curva similar a las descritas en la alteración potásica, con un dominio de material ferromagnético. Las muestras provenientes de la alteración fílica intensa

provenientes de Chuquicamata y Escondida presentan un comportamiento similar, donde la curva es dominada por una fase ferromagnética por sobre una componente paramagnética.

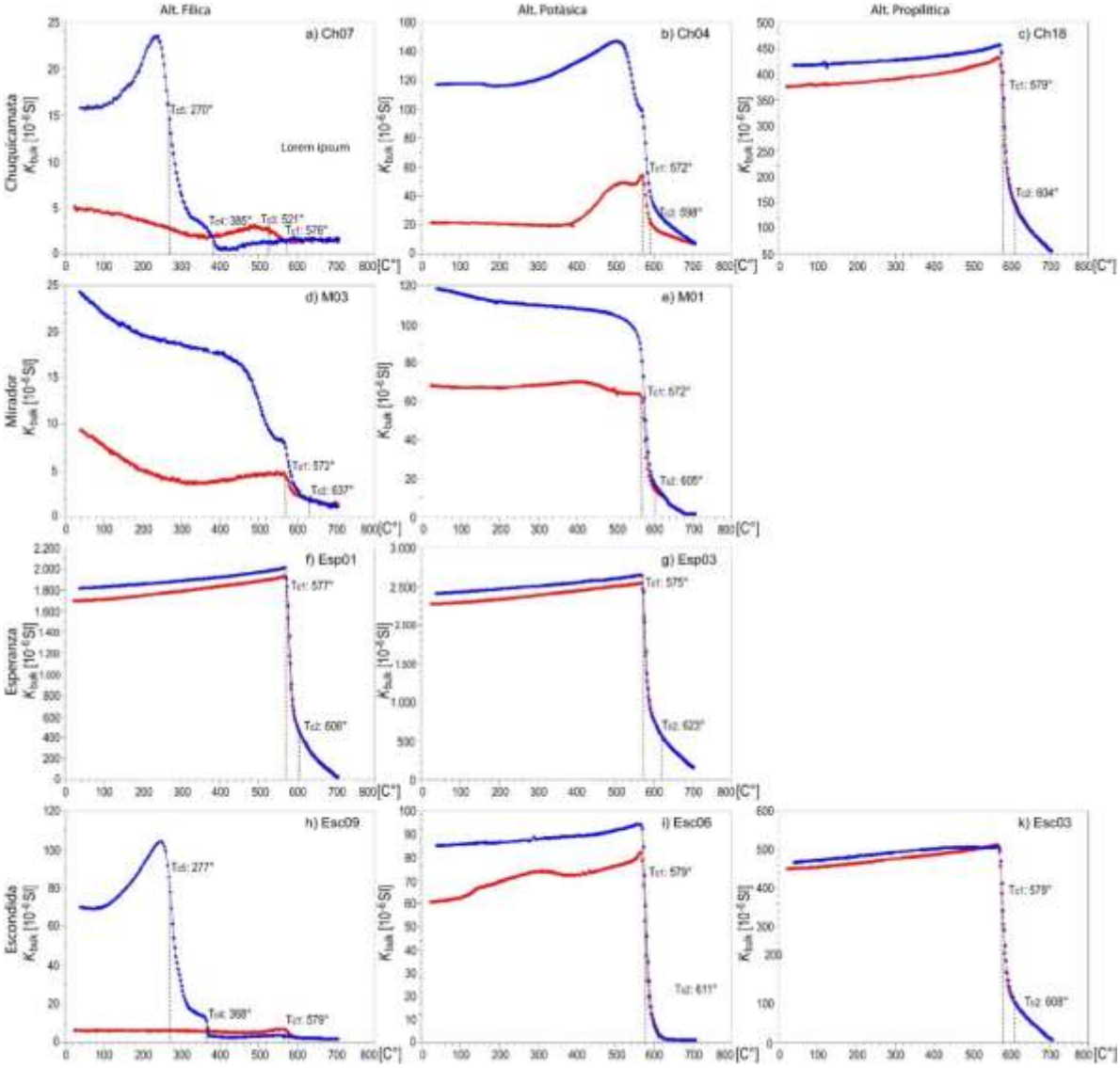


Figura 6.6 Temperaturas de Curie (Tc) de muestras provenientes de zonas de alteración hidrotermal presentes en los depósitos de pórfidos cupríferos. Color rojo: curva de calentamiento y color azul: curva de enfriamiento. Tc1: magnetita; Tc2: titano/maghemita-hematita; Tc3: titanomagnetita; Tc4: maghemita; Tc5: Nueva fase magnética (Tc fue calculado usando el método propuesto por Hodel et al., 2017. grad = |(KTn+1 −KTn)/(Tn+1 −Tn)|). Las curvas fueron procesadas a través del Cureval versión 8.0.2. Chuquicamata; a) Ch07: Alt. fílica intensa; b) Ch04: Alt. potásica; c) Ch18: Alt. propilítica. Mirador; d) M03: Alt. fílica débil; e) M01: Alt. potásica. Esperanza; f) Esp01: Alt. fílica débil; g) Esp03: Alt. potásica. Escondida. h) Esc09: Alt. fílica intensa; i) Esc06: Alt. potásica; k) Esc03: Alt. propilítica.

Los valores de histéresis fueron ploteados en el diagrama de Day para discriminar el tamaño de grano magnético (y posibles mezclas de tamaño) de los minerales ferromagnéticos (útil para magnetitas estequiométricas). Por lo general, los valores medidos de las submuestras de los intrusivos sin mineralización, próximos al campo MD, con la

excepción de la muestra proveniente de Complejo Cerro Chuquicamata, que cae dentro del campo PSD, entre la curva que mezcla partículas MD + SD y la curva que mezcla dominios SP (10 nm) + SD. Esto podría ser el resultado de una mezcla de granos magnéticos SP y PSD o una mezcla ternaria de SP+SD+MD (i.e., Dunlop, 2002b). Las muestras provenientes de Esperanza y de la alteración propilítica de Chuquicamata caen en el dominio MD. Todas las demás muestras caen en dentro del campo PSD, entre la curva que mezcla de partículas MD + SD y la curva que mezcla dominios SP (10 nm) + SD. Esto podría ser el resultado de una mezcla de granos magnéticos SP y PSD o una mezcla ternaria de SP+SD+MD (i.e., Dunlop, 2002b). Por lo general, las muestras provenientes de la alteración fílica intensa y argílica avanzada de Chuquicamata y Escondida y de la alteración fílica débil de Mirador pueden contener una importante cantidad de partículas tamaños SD/SP lo cual puede ser corroborado por su posición dentro del grafico (Fig. 6.9) y por los valores elevados de χfd% (Tabla 6.2 y Anexo G).

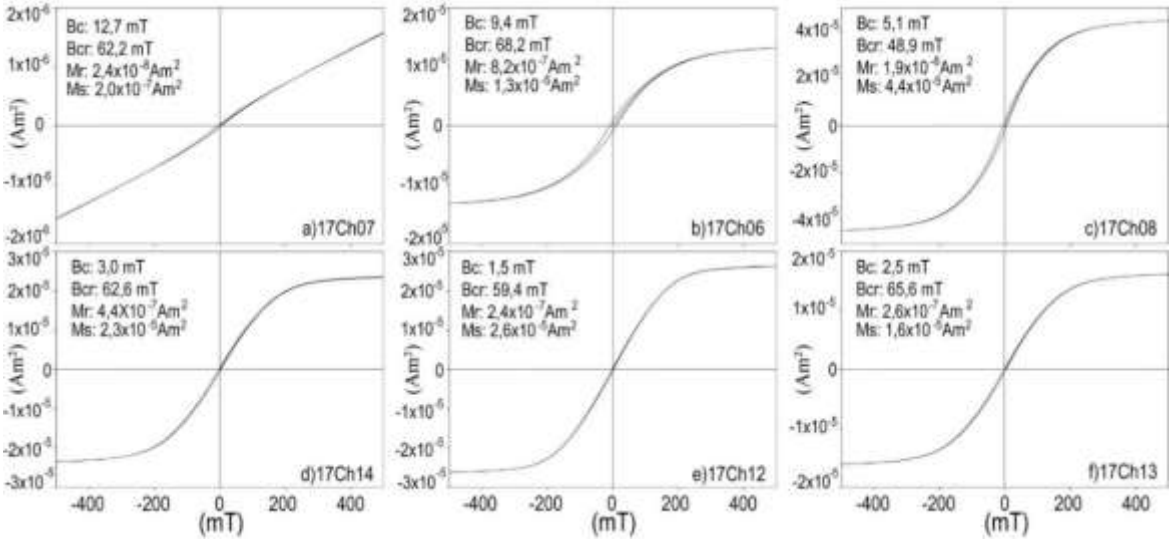


Figura 6.7 Ciclos de histéresis de muestras provenientes de intrusivos estériles de los alrededores de Chuquicamata. Los parámetros magnéticos fueron calculados utilizando las rutinas PmagPy (Tauxe, 1998, 2005). a) 17Ch07: Complejo Granítico Cerro Chuquicamata; b) 17Ch06: Granodiorita Este; c) 17Ch08: Complejo Monzodiorítico Los Picos; d) 17Ch14: Granodiorita Antena. e) 17Ch12: Granodiorita Fiesta; f) 17Ch13: Pórfido Granodiorítica San Lorenzo.

6.4.2.1. Magnetización Remanente Isotermal (IRM)

La adquisición de IRM permite realizar una caracterización del comportamiento magnético intrínseco de la roca. Ejemplos típicos de la adquisición de IRM y análisis estadísticos de muestras (Kruvier et al., 2001) provenientes de intrusivos estériles y zonas con alteración hidrotermal son mostradas en la Figura 6.10. Los intrusivos estériles, (e.g. Granodiorita antena, Fig. 6.10 a), presentan una curva de adquisición IRM conformada

principalmente por un componente magnético que representa el 89% de su valor de IRM y dos componentes secundarios que representan el 11% restante. Esta curva presenta coercividad ($B_{1/2}$) baja a media de 42,61 (mT). Estos tres componentes coinciden con las observaciones microscópicas y experimentos termomagnéticos en los cuales se observa magnetita, titanomagnetita y maghemita.

El análisis estadístico de curvas de adquisición IRM de muestras provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal en DPCs, tiende a estar formadas por fases magnéticas de coercividad bajas a medias y en menor medida altas. Por lo general, tres componentes pueden ser identificados en las curvas de análisis IRM, donde el componente 1 y 2 están en porcentajes > 15% (Fig. 6.10). La alteración propilítica de Chuquicamata (Fig. 6.10 b) y Escondida y las alteraciones potásicas de todos los DPCs tienden a presentar fases magnéticas de coercividad bajas a media ($B_{1/2}$ > 35 mT), los análisis de IRM están conformados por dos componentes principales que representan más del 94% de los resultados. El componente 1 representa más del 74% de las muestras, y por los valores de coercividad posiblemente indiquen la presencia de magnetita. Estas muestras presentan un componente 2 superior al 15%, el cual puede representar a una fase más oxidada o una variación del tamaño de grano. La muestra proveniente de la alteración fílica débil proveniente de Mirador, en este caso particular, tiende a presentar fases magnéticas con coercividades baja, media y alta, las cuales tiende a representar el 51, 33 y 16% de los análisis de IRM, respectivamente, donde el valor superior puede estar asociado a Magnetita, el segundo valor a hematita y el tercero a una variación del tamaño de grano. Las muestras provenientes de la alteración fílica débil en el yacimiento de Esperanza presentan curvas de adquisición IRM similares a las observadas en muestras de la alteración potásica. La alteración fílica intensa tienden a presentar fases magnéticas de coercividad bajas a media ($B_{1/2}$ > 30 mT). En este caso, los análisis de IRM están conformados por dos componentes principales que representan más del 96% de los resultados. El componente 1 representa al 65% de las muestras, y posiblemente corresponde a magnetita, mientras que el segundo componente 2 es igual al 33%, y puede representar a una fase más oxidada o una variación del tamaño de grano (Fig. 6.10 e). Por lo general, las curvas de IRM generadas a partir de muestras de DPCs están conformadas por 2 componentes importantes, lo cual corrobora la presencia de magnetita y titano/maghemita-hematita reconocida a través de experimentos termomagnéticos y observadas a través de microscopia óptica.

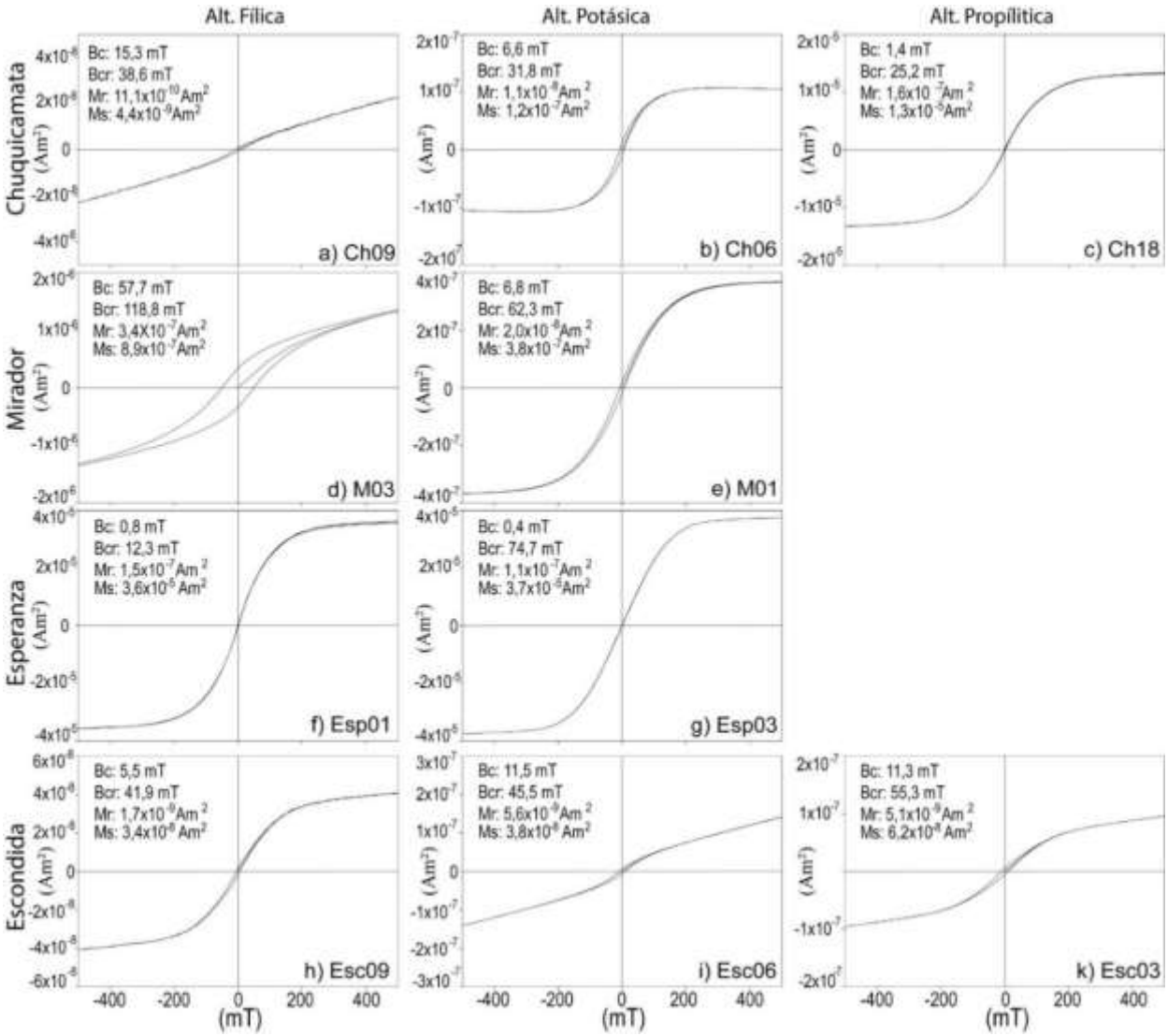


Figura 6.8 Ciclos de histéresis de muestras provenientes de zonas de alteración hidrotermal presentes en los depósitos de pórfidos cupríferos. Los parámetros magnéticos fueron calculados utilizando las rutinas PmagPy (Tauxe, 1998, 2005). Chuquicamata; a) Ch09: Alt. fílica intensa; b) Ch06: Alt. potásica; c) Ch18: Alt. propilítica. Mirador; d) M03: Alt. fílica débil; e) M01: Alt. potásica. Esperanza; f) Esp01: Alt. fílica débil; g) Esp03: Alt. potásica. Escondida. h) Esc09: Alt. fílica intensa; i) Esc06: Alt. potásica; k) Esc03: Alt. propilítica.

6.5. Discusiones

6.5.1. Variaciones magnéticas producto de la circulación de fluidos hidrotermales

Los estudios realizados en este trabajo a partir de muestras provenientes de intrusivos estériles y de zonas de alteración hidrotermal de los depósitos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida sugieren una fuerte correlación entre las señales magnéticas, alteraciones hidrotermales y conjunto de minerales de óxidos de Fe-Ti. Además, los resultados están en concordancia relativa con los estudios magnéticos realizados

previamente en los DPCs de Chuquicamata y Escondida (Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014) y pórfidos de cobre de características similares (Clark, 2014; Astudillo et al., 2010; Tapia et al., 2016). En efecto, los parámetros magnéticos (e.g. χ, M_s, M_r, B_c, B_{cr}, T_c, etc.) exhiben variaciones sistemáticas que se correlación con el tipo e intensidad de la alteración. Lo cual puede depender del tamaño y tiempo de formación del depósito.

En las rocas intrusivas estériles provenientes de los alrededores de Chuquicamata, los altos valores de χ se correlacionan con un alto contenido de óxidos de Fe-Ti > 2%, correspondientes principalmente a magnetita, titanomagnetita, maghemita y titano/maghemita-hematita, por lo general de tamaño magnético MD. Las tres primeras fases minerales mencionadas son reconocidas a partir de microscopia óptica y experimentos termomagnéticos, mientras que el titano/maghemita-hematita se infiere solo a partir de este último experimento, lo cual puede indicar una baja concentración (e.g. Dunlop y Özdemir, 2001). La magnetita y la titanomagnetita sería de origen magmático, en base a sus texturas y presencia en la masa fundamental (e.g. Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014). Mientras que la maghemita y titano/maghemita-hematita podría ser producto de la oxidación de Fe^{+2} a Fe^{+3} en la magnetita y titanomagnetita, respectivamente, debido a la exposición de la roca a condiciones superficiales por un largo periodo de tiempo (e.g. Dunlop y Özdemir, 2001). Lo cual puede ser corroborado por los valores más bajos de χ (Fig. 6.3) y la presencia de minerales magnéticos de tamaños SP/SD en rocas más antiguas, ejemplo Complejo Cerro Chuquicamata (Pérmico; Barra et al., 2012) (Tabla 6.1; Fig. 6.9). Otro camino para una lenta oxidación, serian cambios en el estado de oxidación del magma a altas temperaturas debido a la oxidación de este en los estados finales de cristalización (e.g. Ballard et al., 2002), lo cual es poco probable ya que la concentración de maghemita y titano/maghemita-hematita en intrusivos estériles son bajas.

En los DPCs, los mayores valores de χ se reportan en muestras provenientes de la zona de alteración hidrotermal potásica y propilítica con respecto a las otras zonas de alteración hidrotermal y se correlaciona con una alta presencia de magnetita > 2%. En estas zonas de alteración hidrotermal la señal magnética es controlada por dos fases mineralógicas, las cuales corresponde principalmente a magnetita y/o en menor medida titano/maghemita-hematita. En la alteración potásica los mayores valores de χ se correlacionan con una alta presencia de magnetita, ausencia de texturas de exsolución y relación textural con biotita secundaria y en algunos casos con calcopirita. Las magnetitas aisladas en la masa fundamental de las muestras pueden ser de origen magmático o precipitar a partir de fluidos

hidrotermales, mientras que las asociadas con biotita y calcopirita serian de origen hidrotermal (Riveros et al., 2014). La magnetita hidrotermal puede cristalizar a partir del Fe^{2+} liberado producto del reemplazo de hornblenda por biotita (biotitización) (Brimhall et al. 1985), un proceso comúnmente observado durante estados de alteración temprana de depósitos de pórfidos cupríferos (Meyer 1965; Arancibia y Clark 1996). También se puede formar a partir de la destrucción/transformación de óxidos de Fe-Ti magmáticos inestables en las nuevas condiciones fisicoquímicas. Además, mucho del Fe^{2+} puede ser introducido directamente del fluido hidrotermal durante esta alteración, como se ha mostrado a través de microanálisis de intrusiones fluidas en muchos depósitos de pórfidos cupríferos (Ulrich et al. 2001; Rusk et al. 2004).

Rocas	*Val. estad.*	χLf (m^3kg^{-1})	χHf (m^3kg^{-1})	χfd %	M_s (Am^2kg^{-1})	M_r (Am^2/kg^{-1})	M_{rs}/M_s	B_c (mT)	B_{cr} (mT)	B_{cr}/B_c	χ_{lofi} (m^3kg^{-1})	χ_{hifi} (m^3kg^{-1})	χ_{ferri} (m^3kg^{-1})
Intrusivos sin mineralización	Min	3,64E-07	3,51E-07	1,4	9,32E-03	1,07E-03	0,009	1,5	47	4,911	6,73E-08	3,81E-08	6,73E-08
	Max	1,61E-05	1,59E-05	3,5	4,05E+00	1,76E-01	0,115	12,7	74	40,169	3,06E-05	2,20E-07	3,06E-05
	X	1,05E-05	1,03E-05	1,8	1,17E+00	4,14E-02	0,049	6,5	62	15,742	8,42E-06	8,16E-08	8,42E-06
	x	1,27E-05	1,25E-05	1,6	8,80E-01	2,41E-02	0,035	4,4	62	13,101	5,92E-06	5,28E-08	5,92E-06
	σ	5,44E-06	5,35E-06	0,6	1,15E+00	5,05E-02	0,038	4,5	9	11,551	8,72E-06	6,10E-08	8,72E-06
Chuquicamata	Min	-3,61E-09	-3,49E-09	-72,9	2,36E-04	2,50E-05	0,005	0,5	25	2,525	-1,44E-10	-1,47E-08	-1,44E-10
	Max	4,33E-06	4,25E-06	21,5	6,47E-01	8,16E-03	0,161	27,2	347	70,071	2,91E-06	1,04E-07	2,91E-06
	X	4,31E-07	4,22E-07	1,9	5,82E-02	6,66E-04	0,116	12,0	68	9,450	1,74E-07	6,43E-09	1,74E-07
	x	3,92E-09	3,15E-09	3,3	7,35E-04	7,92E-05	0,128	12,5	46	4,714	5,74E-09	-2,90E-09	5,74E-09
	σ	1,22E-06	1,20E-06	21,3	1,72E-01	1,92E-03	0,044	6,1	72	15,642	6,82E-07	2,81E-08	6,82E-07
Mirador	Min	7,66E-08	7,03E-08	2,0	1,91E-02	2,42E-03	0,052	6,8	62	2,059	1,38E-07	-1,69E-09	1,38E-07
	Max	9,43E-07	9,24E-07	8,2	5,41E-02	2,07E-02	0,382	57,7	120	9,119	3,72E-07	7,58E-08	3,72E-07
	X	4,49E-07	4,39E-07	4,1	4,00E-02	9,53E-03	0,240	33,8	101	4,812	2,83E-07	2,84E-08	2,83E-07
	x	3,28E-07	3,21E-07	2,0	4,67E-02	5,49E-03	0,287	37,0	119	3,258	3,40E-07	1,12E-08	3,40E-07
	σ	4,46E-07	4,39E-07	3,6	1,84E-02	9,77E-03	0,170	25,6	33	3,778	1,27E-07	4,15E-08	1,27E-07
Esperanza	Min	1,19E-05	1,17E-05	1,5	9,99E-02	7,79E-04	0,003	0,4	12	15,008	7,56E-07	2,84E-09	7,56E-07
	Max	2,62E-05	2,57E-05	1,9	4,92E+00	1,49E-02	0,008	1,2	75	169,801	3,78E-05	8,37E-08	3,78E-05
	X	1,91E-05	1,88E-05	1,7	1,98E+00	7,44E-03	0,005	0,8	46	70,733	1,56E-05	4,57E-08	1,56E-05
	x	1,92E-05	1,89E-05	1,7	1,45E+00	7,05E-03	0,005	0,8	48	49,062	1,19E-05	4,81E-08	1,19E-05
	σ	5,86E-06	5,73E-06	0,2	2,08E+00	5,77E-03	0,002	0,3	28	67,976	1,60E-05	3,91E-08	1,60E-05
Escondida	Min	9,34E-09	8,78E-09	1,5	1,04E-03	1,68E-04	0,050	5,5	42	1,736	7,64E-08	1,05E-09	7,64E-08
	Max	4,71E-06	4,63E-06	6,0	7,08E-03	1,22E-03	0,465	106,2	184	8,173	5,39E-07	2,73E-08	5,39E-07
	X	1,04E-06	1,02E-06	2,9	4,15E-03	5,22E-04	0,162	26,4	78	5,170	3,10E-07	1,00E-08	3,10E-07
	x	1,25E-07	1,22E-07	2,3	3,94E-03	4,47E-04	0,113	11,4	60	4,739	3,11E-07	6,73E-09	3,11E-07
	σ	1,86E-06	1,83E-06	1,7	2,25E-03	3,80E-04	0,155	39,3	54	2,408	1,94E-07	1,04E-08	1,94E-07
	Min	-3,61E-09	-3,49E-09	-72,9	2,36E-04	2,50E-05	0,003	0,4	12	1,736	-1,44E-10	-1,47E-08	-1,44E-10
	Max	2,62E-05	2,57E-05	21,5	4,92E+00	1,76E-01	0,465	106,2	347	169,801	3,78E-05	2,20E-07	3,78E-05
	X	4,79E-06	4,71E-06	2,1	5,09E-01	1,19E-02	0,105	13,2	68	15,998	3,72E-06	3,07E-08	3,72E-06
	x	2,18E-07	2,11E-07	2,0	7,08E-03	7,79E-04	0,094	11,1	59	5,859	1,38E-07	1,02E-08	1,38E-07
	σ	7,14E-06	7,02E-06	13,9	1,05E+00	2,96E-02	0,096	18,2	53	28,773	8,02E-06	4,89E-08	8,02E-06

Tabla 6.1 Valores estadísticos de los valores de susceptibilidad magnética y parámetros de histéresis medidos en muestras de intrusivos estériles y de los DPCs. Susceptibilidad magnética de baja frecuencia (χlf), susceptibilidad magnética de alta frecuencia (χHf), susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia (χfd%), saturación magnética (Ms), magnetización remanente (Mr), saturación fuerza de coercitividad (Bc), fuerza de coercitividad remanente (Bcr), susceptibilidad magnética de bajo campo (χlofi), susceptibilidad magnética de alto campo (χhifi), susceptibilidad magnética de los ferrimagnéticos (χferri). Datos magnéticos Anexo G.

Los valores de χ relativamente más altos medidos en muestras provenientes de la alteración propilítica en un mismo depósito, son consistentes con una importante presencia de magnetita y asociación titano/maghemita-hematita, (Fig. 6.2 b; asociación hematita-ilmenita). La presencia de magnetitas relacionadas texturalmente con clorita y biotita pueden indicar un origen hidrotermal, la cual es menos abundante que en el caso de la alteración potásica. La circulación de fluidos hidrotermales de baja temperatura bajo condiciones oxidantes debido a la interacción con aguas meteóricas (Sillitoe, 2010), puede causar la liberación de Fe^{2+} desde el interior del cristal de biotita, lo cual puede generar magnetita secundaria (Oliva-Urcia et al. 2011) y también puede oxidar magnetitas y titanomagnetitas previamente formadas, para formar maghemita y titano/maghemita-hematita, respectivamente (Dunlop y Özdemir 1997; Krása et al. 2011).

Los mayores valores de χ encontrados en las alteraciones potásica y propilítica pueden estar asociados a la presencia de magnetita magmática y a la creación de magnetita hidrotermal durante estados tempranos, productos de los procesos de biotitización y/o cloritización. La generación de magnetita durante las etapas hidrotermales tempranas ha sido comúnmente observada en depósitos de pórfidos cupríferos (Clark y Schmidt 2001; Clark, 2014). En los DPCs de Chuquicamata, Escondida, Pelambre y Teniente, los valores elevados de susceptibilidad magnética en estado tempranos de alteración hidrotermal se asocian a procesos de biotitización (Astudillo et al., 2008; 2010; Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016) o a la precipitación de magnetita desde el fluido hidrotermal en la masa fundamental o en las vetas (Ulrich et al. 2001; Rusk et al. 2004). También, es posible observar la asociación textural calcopirita-magnetita en algunos sectores de la alteración potásica, lo cual podría ser producto del reemplazo de calcopirita por magnetita (Nadoll, 2014; 2015), lo cual aumentaría la señal magnética. De manera similar en el depósito de brecha porfídica rica en oro de Mount Leyshon, los valores más altos de susceptibilidad principalmente se asocian con alteración magnetita-biotita granular fina y magnetita cristalina de grano grueso hospedada en vetas de cuarzo (Seexton et al., 1995). Los mayores valores de χ en la alteración propilítica con respecto a la alteración potásica pueden relacionarse a una alteración menos intensa y más selectiva en la alteración propilítica, lo cual se traduce en una roca menos alterada y más cercana a la roca porfídica estéril.

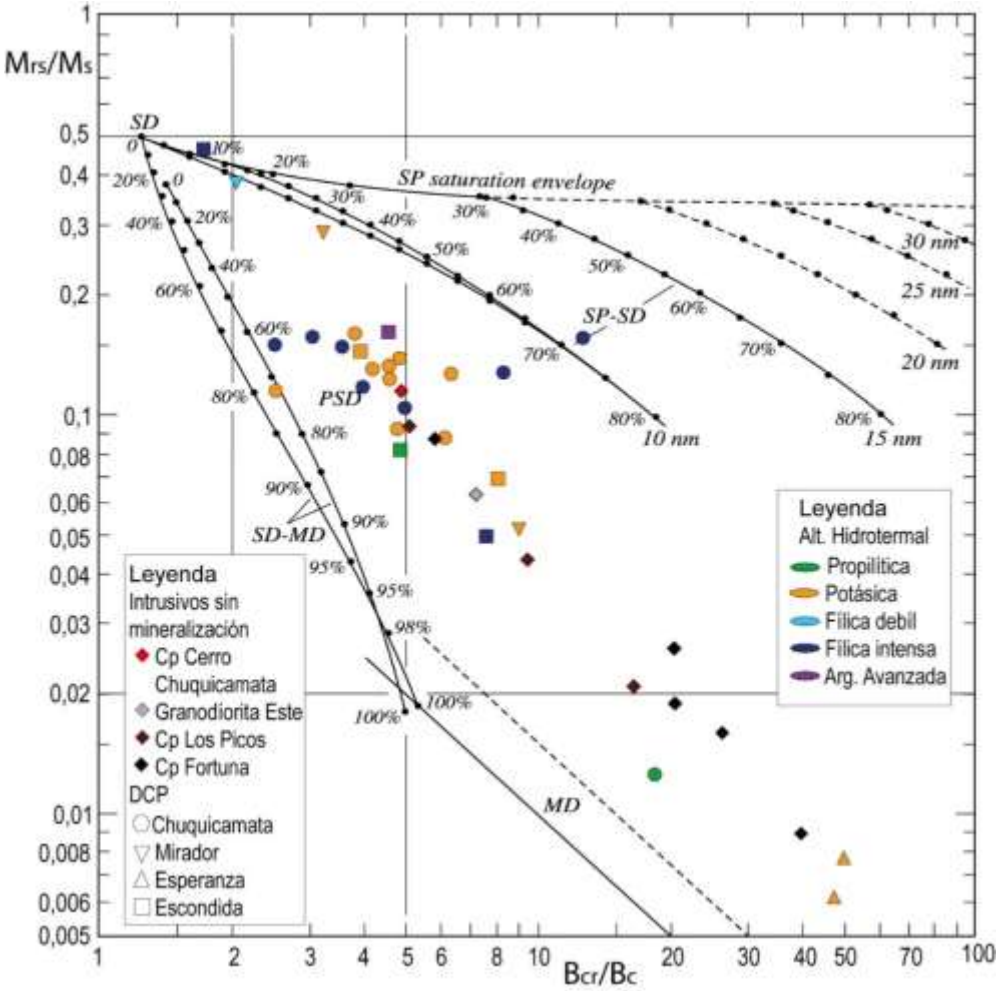


Figura 6.9 Razones de histéresis ploteados en el diagrama de Day (Day et al., 1977) modificado por Dunlop (2002a; 2002b) de muestras provenientes de intrusivos sin mineralización y de los DPCs.

La alteración fílica débil en Mirador y Esperanza presenta valores ligeramente más bajos de χ en comparación con la alteración potásica en los mismos depósitos. Pero valores altos al compararlos con muestras de la alteración fílica intensa de Chuquicamata y Escondida. En esta alteración hidrotermal la señal magnética es controlada principalmente por dos fases mineralógicas, correspondientes a magnetita y/o en menor medida titano/maghemita-hematita (Fig. 6.6). La señal magnética proviene principalmente de óxidos de Fe-Ti de origen magmático e hidrotermal heredados de la alteración potásica, donde el ligero descenso en la señal sería producto de la destrucción de magnetitas producto de la circulación de fluidos ácidos a través de las vetas (e.g. Sillitoe, 2010). En el caso puntual de Mirador, los valores más bajos de χ se correlacionan con la presencia de hematita supérgena, lo cual puede ser producto de la oxidación de óxidos de Fe-Ti debido al enriquecimiento secundario (Riveros et al., 2014).

Los valores más bajos de χ, combinados con evidencia mineralógica, indican que minerales paramagnéticos (tales como sericita, arcillas y sulfuros) representan la contribución magnética más importante en la alteración fílica intensa de los depósitos de Chuquicamata y Escondida. En estas zonas de alteración hidrotermal los óxidos de Fe-Ti, magnetita y maghemita, representan menos del 0,5%, los cuales son reconocidos a partir de observaciones microscópicas (Fig. 6.2 e) y experimentos termomagnéticos (Fig. 6.6 a y h). Gran parte de estos óxidos habrían sido gradualmente reemplazados por fases minerales paramagnéticas, ricas en titanio, tales como el rutilo (Fig. 6.2 e) (e.g. Rabbia et al., 2009), es decir bajo condiciones de pH bajo (< 3), la movilidad del Ti incrementa significativamente y puede migrar de las estructuras de los óxidos de Fe-Ti para formar rutilo (Fig. 6.2 e) o esfeno si el contenido de Ca y SiO_2 son aportados a partir de la disolución de plagioclasa (Oliva-Urcia et al. 2011). Descensos similares de χ han sido reportados por otros autores en este tipo de alteración en los yacimientos de Chuquicamata y Escondida y otros de características similares (Astudillo et al., 2008; 2010; Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016). La baja señal magnética reportada en rocas provenientes de la alteración fílica intensa confirma que los fluidos hidrotermales ácidos oxidantes destruye la mayoría de la magnetita de origen magmática e hidrotermal formada en etapa de alteración temprana de muchos depósitos de pórfidos cupríferos (Clark 1997, 1999; Purucker y Clark 2011).

Los valores de las razones M_{rs}/M_s y B_{cr}/B_c ploteadas en el diagrama de Day (Dunlop 2002a) (Fig. 6.9) puede ser interpretada en términos de evolución fisicoquímica del fluido hidrotermal, es decir, la señal magnética es dominada por la presencia de partículas magnéticas de tamaño grueso MD en rocas intrusivas estériles y/o en rocas con alteración hidrotermal menos penetrativa, tales como la alteración propilítica y potásica y/o en depósitos de menor envergadura. Por lo general, los intrusivos estériles más antiguo, Complejo Cerro Chuquicamata, Granodiorita Este y Complejo Los Picos, pueden tener un aporte menor de magnetitas de tamaños SD/SP debido a la autigénesis de óxidos de Fe-Ti producto del interperismo durante un periodo prolongado de tiempo (e.g. Maxbauer 2016). Las muestras de Chuquicamata tienden a estar formadas principalmente por partículas SP/SD por sobre MD (Fig. 6.9), $\chi_{fd\%} > 3\%$, lo cual es producto de la destrucción parcial y/o reducción del tamaño de grano de magnetita debido a la circulación de fluidos ácidos producto de sobreimposición de la alteración fílica sobre la potásica (Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014). En las muestras de Escondida no es posible encontrar una relación clara entre la alteración hidrotermal y el tamaño de grano magnético. Sin embargo, Riveros et al.

(2014), a partir de un set de muestras más completo reconoce una tendencia donde la señal magnética de alteraciones hidrotermales selectivas está compuesta por un tamaño de grano magnético principalmente MD, mientras que en las alteraciones hidrotermales pervasivas y alteraciones supergenas la señal magnética está domina por una mezcla de partículas de tamaños magnéticos MD con un importante aporte de SP/SD. Las muestras de Mirador pueden tener un aporte importante de grano SP/SD, producto del enriquecimiento supérgeno sufrido por este depósito (Perelló et al., 2010).

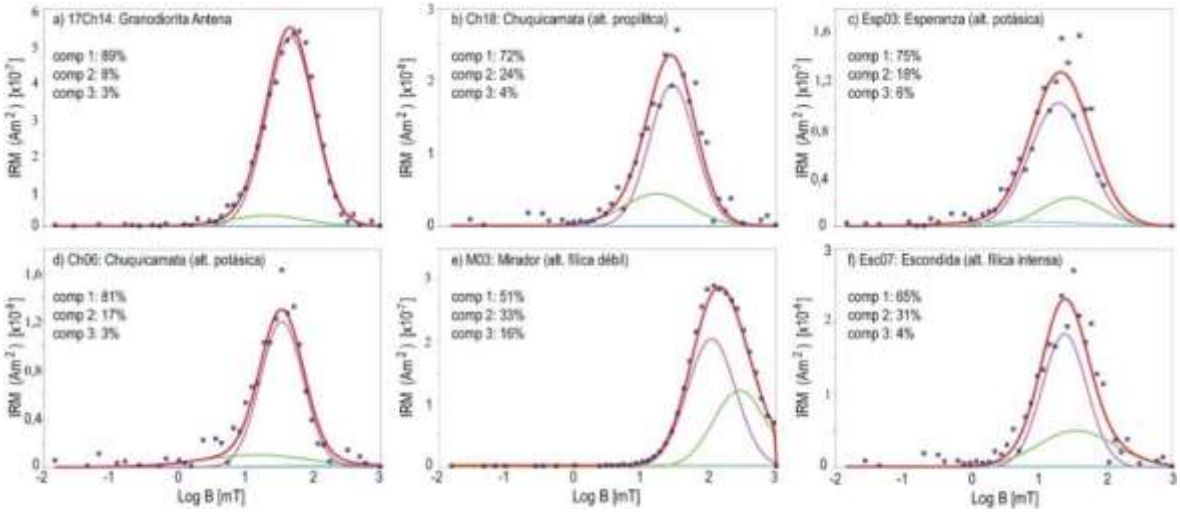


Figura 6.10 Análisis estadístico de curvas de adquisición IRM de muestras representativas de intrusivos sin mineralización y de los DPCs. El análisis estadístico fue estimado a partir de las rutinas de Kruvier et al. (2001). a) 17Ch14: Granodiorita Antena; b) Ch18: Alt. propilítica del DPC Chuquicamata; c) Esp03: Alt. potásica del DPC Esperanza; d) Ch06: Alt. potásica del DPC Chuquicamata; e) M03: Alt. fílica débil del DPC Mirador; f) Esc07: Alt. fílica intensa del DPC Escondida.

En las rocas de composición litológica relativamente similares, los valores más altos de χ son observados en las muestras provenientes de intrusivos sin mineralización y de la alteración potásica y fílica débil del depósito de Esperanza, mientras que los valores más bajos provienen de muestras de la alteración potásica y fílica intensa de Chuquicamata. El pórfido de Esperanza muestra una alteración hidrotermal poco intensa, lo cual puede deberse a que este depósito, es pequeño en tamaño y se forma un corto periodo de tiempo (< 1 Ma) (Perelló et al., 2004; 2010). Los mayores valores de χ son asociados a la generación de magnetita hidrotermal y a rocas con alteraciones hidrotermales poco penetrativas. Por su parte, el pórfido de Chuquicamata presenta alteraciones selectivas y pervasivas intensas, y se formó en un periodo de tiempo < 2 Ma (Ballard et al., 2001; 2002; Rivera et al., 2012; Barra et al., 2013). Los bajos valores de χ en la alteración potásica serian producto de la destrucción de magnetitas relictas y precipitación de rutilo como consecuencia del efecto

telescoping producido en estas rocas por la circulación de fluidos hidrotermales más ácidos generados de una alteración fílica intensa tardía (Rivera et al., 2012). Existe una gran diferencia entre los datos provenientes de las alteraciones de Chuquicamata (valores bajos de χ) y rocas estériles de sus alrededores (valores altos de χ), en este caso no se observa un enriquecimiento magnético debido a la generación de magnetita hidrotermal como ha sido documentado por otros autores en los estados tempranos de alteración potásica (Meyer 1965; Arancibia y Clark 1996; Clark, 20014; Riveros et al., 2014), lo cual puede ser producto del efecto *telescoping* sufrido por este depósito. Para mejorar este estudio y aclarar si realmente la circulación de fluidos hidrotermales en etapas tempranas favorece el enriquecimiento en magnetita en la alteración potásica, al compararlo con roca sin alterar, es necesario estudiar los intrusivos precursores o de composición similar de los alrededores de los depósitos de Mirador, Escondida y Esperanza.

6.6. Conclusiones

El estudio de las propiedades magnéticas de rocas provenientes de intrusivos graníticos estériles y de diferentes zonas de alteraciones hidrotermales desarrolladas en los depósitos de pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y la Escondida, busca establecer una señal magnética de DPCs distintiva de rocas intrusivas estériles de composición litológica relativamente similar y así validar el uso de señales magnéticas como un registrador del tipo e intensidad de la alteración hidrotermal. Las conclusiones de este capítulo se pueden resumir de la siguiente manera.

- Altos valores de χ y bajos valores de $\chi_{fd\%}$ en los intrusivos estériles de los alrededores de Chuquicamata son producto de alta concentraciones de magnetita homogénea y titanomagnetita (> 2%) de origen magmático.
- Valores relativamente altos de χ en las zonas de alteración hidrotermal propilítica, potásica y fílica débil son productos de altas concentraciones (> 2%) de magnetita homogénea de origen magmático e hidrotermal y titano/maghemitas-hematitas posiblemente generadas a partir de la oxidación de titanomagnetitas magmáticas. Mientras que los bajos valores de χ de las zonas de alteración hidrotermal fílica intensa y argílica avanzada son productos de bajas concentraciones de óxidos de Fe-Ti (< 1%) correspondientes a maghemita, magnetita y rutilo generados de la transformación/destrucción de magnetita y titanomagnetitas.

- Las alteraciones hidrotermales fílica intensa y argílica avanzada y la posterior alteración supérgena pueden generar magnetitas de tamaños próximos al límite SP/SD, mientras que las alteraciones hidrotermales potásica, propilítica y fílica débil son dominadas principalmente por magnetitas de tamaños MD, al igual que los intrusivos sin mineralización.
- El DPC de Chuquicamata presenta los valores de χ más bajos, con la excepción de muestras provenientes de la alteración propilítica, producto del efecto *telescoping* que promueve circulación de fluidos hidrotermales ácidos (alteración fílica intensa) lo que causa la destrucción/transformación de magnetita relicta y la formación de rutilo. Este proceso es asociado a depósitos de gran tamaño y formados en un periodo de tiempo relativamente largo (> 2 Ma).
- Este trabajo no aclara el proceso de enriquecimiento magnético debido a la incorporación de magnetita hidrotermal, ya que las señales de χ de rocas estériles de composiciones similares tienden a ser mayores que las de rocas provenientes de alteración potásica temprana, con la excepción de las muestras provenientes de Esperanza.

<u>Capítulo VII</u>: Propiedades magnéticas de registro sedimentario del DMC

Resumen

El uso de propiedades magnéticas en sedimentos ha sido ampliamente utilizado como una herramienta para comprender la variabilidad climática en la cual estos se depositan, sin embargo estos estudios han sido centrados principalmente en depósitos sedimentarios de grano fino, tales como depósitos de lago o paleosuelos originados a partir de depósitos de loess, desarrollados en zonas climáticas húmedas a templadas bajo una precipitación media anual (PMA) > 200 mm/a, mientras que los sedimentos de grano grueso depositados bajo condiciones climáticas áridas-hiperáridas han sido poco estudiados. Para determinar el origen de la señal magnética medida en sedimentos de grano grueso depositadas en una región con una PMA < 200 mm/a, se han estudiado las propiedades magnéticas de muestras provenientes de cuatro secuencias sedimentarias del DMC, cuyo relleno sedimentario proviene de la erosión de la Precordillera iniciada durante la fase tectónica Incaica. Estas unidades sedimentarias son diferenciadas esencialmente por su contenido de paleosuelos, tipos de facies, espesor y ambiente sedimentario, las que se depositaron desde el Eoceno inferior al Mioceno superior y corresponden a; gravas Atravesados, gravas Tesoro, gravas Arrieros y sedimentos Ratones. Estas reflejan diferentes condiciones climáticas y/o tectónicas prevalecientes durante el tiempo de su deposición. Los experimentos magnéticos realizados a lo largo del registro estratigráfico muestran que la señal magnética es principalmente contralada por la concentración de magnetitas y titanomagnetitas de tamaño magnético PSD/MD de origen detrítico, que son principalmente concentrado en la fracción fina de la matriz de los sedimentos (< 0,5 mm), no observándose variaciones importantes en la composición de los óxidos de Fe-Ti y/o cambios en el tamaño de grano magnético, con la excepción de los horizontes de fango de los sedimentos Ratones, donde la señal magnética es principalmente contralada por la concentración de hematita y magnetitas/maghemita de tamaño magnético SP/SD de origen autigénico, vinculado a la generación de un depósito tipo *wetland*. Los valores relacionados a intensidad magnética tienden a decrecer en el registro sedimentario desde las gravas Atravesados a gravas Arrieros, lo cual puede ser vinculado con variaciones en las condiciones climáticas (de árido a hiperárido), tectónicas y/o fuente de los sedimentos. En gravas Atravesados (secuencia más continua y con mayores números mediciones magnéticas), no hay variación en la composición de clastos (origen volcánico y granítico) a lo largo de la secuencia, así la concentración de minerales ferromagnéticos en la parte superior de las gravas Atravesados es controlada principalmente por factores climáticos, mientras que la parte media superior por un fator tectónico, desde la parte media-inferior no se reconoce el predominio de algunos de estos factores. Estos resultados demuestran que las propiedades magnéticas en registros sedimentarios de grano grueso depositados en condiciones climáticas desérticas pueden ser utilizadas como un indicador de las condiciones climáticas y/o tectónicas en la cual los sedimentos fueron depositados.

7.1. Introducción

Las propiedades magnéticas de registros sedimentarios es una herramienta ampliamente utilizada para estudiar variabilidad climática/ambiental (e.g., Maher y Thompson, 1999; Evans y Heller, 2003). En sedimentos de origen continental, las diferencias en las señales magnéticas han sido utilizadas para comprender variaciones paleo-climáticas, las cuales se han centrado históricamente en sedimentos de grano fino, tales como sedimentos lacustres y/o paleosuelos derivados de depósitos de *loess* desarrollados en zonas húmedas y/o templadas, las que se desarrollan bajo una precipitación media anual (PMA) entre 200 y 1.000 mm/a (e.g. Wang et al., 2006; Orgeira et al., 2008; Maher et al., 2016). Además, propiedades magnéticas provenientes de depósitos continentales de origen fluvio-lacustres y eólicos ha sido utilizadas para desentrañar la historia de aridificación y alzamiento del plataeau Tibetano (e.g., Xie et al., 2009; Zhang et al., 2015). Sin embargo, a pesar de la validación del uso de esta herramienta para comprender variabilidad climática/ambiental a partir de sedimentos de origen continental, la conexión entre propiedades magnéticas obtenidas de sedimentos de grano grueso de ambientes desérticos (PMA < 200 mm/a) y condiciones ambientales siguen siendo poco investigadas (e.g., Pizarro et al., 2019).

Los sedimentos continentales de grano grueso están compuestos por componentes clásticos y una matriz cuya composición depende en gran medida de los tipos de roca expuestos en las fuentes. En particular, los componentes que forman la matriz pueden ser de origen autigénico y/o detrítico. La fracción detrítica es influenciada por el transporte de materiales principalmente por agua, viento y/o los procesos gravitacionales, siento todos ellos controlados por factores climáticos y/o tectónicos (e.g. Arche, 1992; Tucker, 2009), mientras que los componentes autigénico se forman durante la diagénesis y/o pedogénesis, y estos procesos dependen de la humedad atmosférica relativa, la circulación de agua subterráneas, tasa de evaporación, temperatura, geomorfología y la actividad bacteriana específica (e.g, Retallack 1991, Sheldon y Tabor, 2009). Los componentes provenientes de la fracción detrítica generalmente se caracterizan por un tamaño de grano de minerales magnéticos más grueso asociado con tamaños pseudo-dominio (PSD) y/o dominios múltiples (MD), mientras que el grupo de minerales autigénicos a menudo se asocia con un tamaño de grano superparamagnético (SP) y/o dominio simple (SD) (Tsatskin et al., 1998; Evans y Heller, 2003; Torrent et al., 2007; Xie et al., 2009). Existe un consenso en cuanto a que el enriquecimiento de sedimentos continentales en minerales magnéticos de tamaños

MD/PSD es producto del aporte detrítico proveniente de la desintegración de la roca parental (e.g. Saez et al., 2012; Pizarro et al., 2019), sin embargo no existe un consenso claro respecto del enriquecimiento de minerales magnéticos de tamaños de SP/SD en estos sedimentos, siendo el mecanismo más probable la meteorización de minerales que contienen Fe durante el desarrollo de la pedogénesis y/o diagénesis temprana a través de ciclos húmedos y secos (Dearing et al., 1996a, 1996b; Cornell y Schwertmann, 2003; Maxbauer et al., 2016). De esta forma, los componentes autigénicos presentes en la matriz de los sedimentos de grano grueso son más propensos a integrar una señal paleo-climática/ambiental (Pennock y Vreeken, 1986; Retallack, 1991; Brockman et al., 1992; Maher y Thompson, 1992), aunque se ha demostrado que los componentes detríticos también tienen el potencial de registrar información paleo-ambiental (Lü et al., 2010; Pimentel, 2002; Pizarro et al., 2019).

El Desierto de Atacama contiene numerosos y extensos depósitos de gravas fluviales y aluviales que se originaron a partir de la erosión de la Precordillera (Blanco, 2008) y en menor medida de sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos, en respuesta a episodios tectónicos y/o variaciones en las condiciones climáticas (Maksaev y Zentilli, 1999; Riquelme et al., 2007; Reiners et al., 2015). El Desierto de Atacama en el presente es el lugar más seco de la tierra, con un PMA <10 mm/a (Jordan et al., 2014). Las condiciones áridas en el Desierto de Atacama prevalecen al menos desde el Mesozoico (Suárez y Bell, 1987; Clarke, 2006; Hartley y Rice, 2005), aunque el inicio de la hiperaridez aún es tema de discusión (e.g, Sillitoe y McKee, 1996; Hartley y Chong, 2002; Dunai et al., 2005; Evenstar et al., 2009; Sun et al., 2018). La mayoría de los trabajos indica que el inicio de estas condiciones ocurre antes de los 10 Ma (probablemente en el Mioceno Medio) (Dunai et al., 2005; Alpers y Brimhall, 1988; Rech et al., 2006; 2010; Jordan et al., 2014; Oerter et al., 2016; Fernández-Mort et al., 2018; Sun et al., 2018). El inicio de la hiperaridez coincide con tasas de acumulación detrítica relativamente bajas, las cuales son asociadas a una erosión y denudación relativamente lenta y una pediplaniciación del relieve (Maksaev y Zentilli, 1999; Riquelme et al., 2018). Mientras que condiciones climáticas áridas coinciden con tazas de acumulación detrítica relativamente altas, las cuales se relacionan a periodos de exhumación y denudación relativamente rápidos, asociados a la fase tectónica Incaica Eocena (Maksaev, 1990; Maksaev y Zentilli, 1999; Sánchez et al., 2018; Henrriquez et al., 2019) y favorecen la denudación de DPCs de edad Eocena-Oligocena (Maksaev y Zentilli, 1999; Riquelme et al., 2018). Pizarro et al. (2019), testea el uso de señales magnéticas provenientes de paleosuelos y un depósito de *wetland* desarrollos en horizontes de gravas depositados en

condiciones áridas/hiperáridas del Desierto de Atacama y concluye que la señal magnética es controlada principalmente por cambios en la fuente de los sedimentos y/o variación en las condiciones tectónicas y/o climáticas durante su depositación, sin embargo no aclara cuál de estos factores es más influyente sobre el registro magnético. Además, no se sabe si los minerales magnéticos, resistentes a la meteorización en climas áridos e hiperáridos, provenientes de la denudación de DPCs son capaz de generar una señal magnética distintiva en el registro sedimentario de cuencas adyacentes.

En este capítulo, se reportan las propiedades magnéticas (susceptibilidad magnética, temperaturas de Curie, ciclos de histéresis, magnetización remanente isotermal y anhisteretica), acompañadas por observaciones de microscópicas de los óxidos de Fe-Ti provenientes de cuatro secuencias sedimentarias descritas en el Distrito Minero Centinela (DMC; Tapia et al., 2012; Riquelme et al., 2018). Estas unidades sedimentarias se depositan desde Eoceno inferior al Mioceno superior y son diferenciadas en base a su contenido de paleosuelos, tipos de facies, espesor sedimentario y ambiente de deposición y son reconocidas como; gravas Atravesados, gravas Tesoro, gravas Arrieros y sedimentos Ratones, las cuales reflejan las condiciones climáticas y/o tectónicas prevalecientes durante el tiempo de su deposición (Riquelme et al., 2018; Fernández-Mort et al., 2018; Pizarro et al., 2019; Muñoz en prep.). Este estudio se desarrolla como una continuidad del trabajo de Pizarro et al., (2019) (Anexo G) con el objetivo de desenmascarar el origen de la señal magnética derivada de la matriz (< 2 mm) de sedimentos de grano grueso depositados en condiciones áridas/hiperáridas (PMA < 200 mm/a) y validar su uso como un indicador de las condiciones tectono-climáticas de deposición. Adicionalmente, este trabajo busca establecer una relación entre la señal magnética del registro sedimentario con la presencia de óxidos de Fe-Ti provenientes de la erosión de depósitos de pórfidos cupríferos.

7.2. Muestreo

Con el objetivo de desenmascarar el origen del registro magnético de la matriz (< 2 mm) de los sedimentos de granos gruesos depositados en una región árida-hiperárida (PMA < 200 mm/a), un total de 442 muestras de ~ 1 kg fueron seleccionadas a partir de diferentes sitios de muestreo del DMC (Fig. 2.4), los cuales corresponden a cuatro secuencias del registro estratigráfico del DMC, previamente estudiadas y caracterizadas por Riquelme et al., (2018). Estas secuencias fueron depositadas desde el Eoceno superior al Mioceno, y

corresponden, de más antigua a más joven, a las gravas Atravesados (~ 300 m), gravas Tesoro (~ 300 m), gravas Arrieros (~ 80 m) y sedimentos los Ratones (~ 20 m) (Fig. 2.8). A partir de sus asociaciones de facies y ambientes de deposición es posible definir subunidades dentro de estas secuencias sedimentarias (Riquelme et al., 2018; Fernández-Mort et al., 2018; Pizarro et al., 2019; Muñoz et al., en prep.). Las gravas Atravesados está compuesta por gravas Atravesados I (AtI), Atravesados II (At II) y Atravesados III (At III), las gravas Tesoro por gravas Tesoro I (Tes I), Tesoro II (Tes II) y Tesoro III (Tes III) y los sedimentos Ratones por sedimentos Ratones I (Rat I) y Ratones II (Rat II). Las características geológicas de estas unidades y subunidades fueron previamente descritas en el capítulo N°2.

Un total de 341 muestras fueron tomadas de las gravas Atravesados, de las cuales 146 provienen de At I, 137 de At II y 98 de At III. Solo 16 muestras fue posible tomar de las gravas Tesoro, debido a problemas logísticos relacionados con la actividad de producción minera, 6 de Tes II y 10 de Tes III. Un total de 49 muestras fueron tomadas de las gravas Arrieros y 36 muestras de los sedimentos Ratones, 21 de las asociaciones de facies Rat I y 16 de Rat II. Las muestras fueron recolectadas en todos los perfiles de techo a base y en intervalos relativamente constantes. En las gravas Atravesados cada ~ 1 m, en las gravas Tesoro cada ~ 10 m y en gravas Arrieros y sedimentos los Ratones cada ~ 40 cm. En la presencia de paleosuelos y en el depósito de *wetland*, el muestreo se realizó de forma más detallada, cada ~ 15 cm (ver Pizarro et al., 2019).

7.3. Procedimiento analítico

Con el objetivo de medir las propiedades magnéticas, las muestras fueron preparadas en el laboratorio de preparación de muestra de la UCN, estas fueron tamizadas y divididas en 3 fracciones: fracción a (F_a) (< 0,5 mm), fracción b-c (F_{b-c}) (entre 0,5 y 2 mm) y fracción d (F_d) (> 2 mm). La fracción F_d representa la porción clástica gruesa (> 2 mm), mientras que las fracciones F_a y F_{b-c} representan mezclas de componentes tantos clásticos como de matriz. Estas últimas fracciones fueron montadas en cubos plásticos paleo-magnéticos de tamaño estándar de ~ 8 cm^3 con capacidad aproximada de 9 gr de material, los cuales fueron utilizados para medir susceptibilidad magnética (χ). Además, un total de 246 cubos rellenos por la fracción F_a fueron utilizados para medir magnetización remanente anhisteretica (ARM, siglas en inglés). Adicionalmente, a partir de la fracción F_a se confeccionaron

submuestras (chip: 3 x 2 mm y ~10 mg), para realizar experimentos de histéresis y medir la magnetización remanente isotermal (IRM, siglas en inglés).

La χ fue medida en el laboratorio de magnetismo del GET utilizando un susceptómetro Bartington (Bartington Instruments Ltd) en condiciones ambientales normales (22º-24ºC) bajo un campo magnético de 200 A/m. Las mediciones de χ fueron realizadas en una frecuencia baja y otra alta, 470 Hz (χ_{Lf}) y 4.700 Hz (χ_{Hf}), respectivamente. A partir de las mediciones de χ_{Lf} y χ_{Hf} se calculó la susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia, $\chi_{fd\%}$ (Dearing et al., 1996). Para efecto de este trabajo, el termino de χ hace referencia a las mediciones de χ_{Lf}.

Las mediciones de ARM fueron obtenidas en el Institut de physique du globe de Paris (IPGP) (Francia). Para la obtención de ARM, las muestras fueron desmagnetizadas y magnetizadas a través de un LDA5-AF Demagnetizer (Agico Co) a condiciones ambientales normales. La desmagnetización se realizó en medio de campos alternos (AC) de 100 mT y la magnetización en un campo continuo DC de 50 µT y AC de 100 mT. Posteriormente se realizaron mediciones de ARM, en 4 posiciones diferentes en un magnetómetro de giro JR-5A (Agico Co), con un intervalo de confianza de 95%. Los valores ARM de las muestras provenientes de los sedimentos de Rat II fueron obtenidas a través de un magnetómetro criogénico 2G (2G Enterprises), en condiciones ambientales, con un intervalo de confianza de 95%, equipo de mayor sensibilidad, debido a que estas muestras presentaban valores bajos de χ. Adicionalmente, a través de estos equipos y siguiendo el procedimiento mencionados anteriormente, un total de 19 curvas de desmagnetización y ARM a diferentes campos alternos (por pasos) fueron obtenidas a partir de la fracción F_a. Los campos alternos AC, utilizados corresponden a: 2, 5, 7, 12, 17, 25, 30, 40, 50, 80 y 100 (mT), mientras que los experimentos de ARM también utilizaron un campo continuo DC de 50 µT.

Experimentos de histéresis e IRM fueron realizados en la UCN, utilizando un magnetómetro de gradiente alternante Princeton 2900-2 (Princeton Measurements Corp), a temperatura ambiente y aplicando un campo magnético máximo de 1 T. Los parámetros de histéresis, tales como: magnetización remanente (M_r), saturación magnética (M_s), fuerza de coercitividad (B_c), fuerza de coercitividad remanente (B_{cr}), susceptibilidad magnética de bajo campo (χ_{lofi}), susceptibilidad magnética de alto campo (χ_{hifi}) y susceptibilidad magnética de los ferrimagnéticos (χ_{ferri}) fueron obtenidos utilizando la rutina del PmagPy (disponible en https://earthref.org/PmagPy/cookbook/ Tauxe, 1998, 2005). A partir de los experimentos

de IRM, se calcularon parámetros de saturación magnética (SIRM), de coercividad media ($B_{1/2}$) y de dispersión (DP), los cuales son propios y característicos para determinadas fases minerales ferromagnéticas por medio de la rutina de Kruiver et al., (2001). Además, a partir de la ejecución de esta rutina se obtuvo la S-ratio (S-ratio: (1-IRM-0.3T/IRM1T)/2).

La mineralogía magnética se reconoció a partir de experimentos termomagnéticos (susceptibilidad magnética versus temperatura), microscopia óptica y microscopio electrónico de barrido (SEM). Un total de 23 muestras provenientes de la fracción F_a representativas del registro sedimentario de DMC fueron seleccionadas para realizar experimentos termomagnéticos en el Laboratorio de magnetismo del GET en un CS2 KLY3 (AGICO Co). Los especímenes fueron realizados en un campo magnético débil (300 A/m), a 1 atm de presión y atmosfera de oxígeno, desde temperatura ambiente (~25°C) hasta ~700°C y de vuelta a la temperatura ambiente. Los datos termomagnéticos fueron trabajados por medio del software Cureval versión 8.0.2 y los puntos de Curie fueron determinados a partir del método propuesto por Hodel et al., (2017) (grad = |(KTn+1 −KTn)/(Tn+1 −Tn)|). Para constreñir de mejor forma el tamaño la composición de la mineralogía magnética, 11 submuestras de la fracción F_a, fueron utilizadas para obtener imágenes de alta resolución utilizando un SEM acoplado a un espectrómetro de dispersión de energía (EDS, siglas en inglés) de 20 KeV de energía primaria.

7.4. Resultados

7.4.1. Características petrográficas de óxidos de Fe-Ti del registro sedimentario del DMC

La matriz de los sedimentos en el DMC está compuesta por una mezcla variable de minerales, donde las especies predominante corresponden a cuarzo, feldespatos, carbonatos, cloruros y/o sulfatos (Pizarro et al., 2019). Existe una predominancia del contenido de carbonatos en las gravas Atravesados, Tesoro y la asociación de facies Rat II de los sedimentos Ratones, mientras que la matriz de Arrieros y asociación de facies Rat I está compuesta principalmente por sulfatos. También es posible observar una porción importante de fragmentos líticos provenientes de las rocas que afloran en los alrededores, los cuales tiende a aumentar en la fracción F_{b-c} y a disminuir en la fracción F_a. En todas las muestras es posible observar un alto contenido de óxidos de Fe-Ti, > 2%, con la excepción de las muestras provenientes de Rat II. El contenido de óxidos de Fe-Ti, tiende a disminuir desde la fracción F_a hacia la fracción F_{b-c} y corresponden principalmente a cristales aislados de

magnetita y titanomagnetita. Adicionalmente, en algunas muestras es posible observar hematita, goetita y limonitas, las cuales representan < 1% del volumen total de cada muestra.

Análisis SEM/EDS en submuestras de la fracción F_a representativas de todas las unidades estratigráficas aquí estudiadas (Fig. 7.1) indican la presencia de cristales subhedrales redondeados > 20 µm de titanomagnetitas pobre en Ti en las gravas Atravesados, específicamente en At III (Fig. 7.1 a). Las gravas Tesoro y Arrieros y los sedimentos Rat I están compuestas principalmente por cristales subhedrales redondeados y angulares > 20 µm de magnetitas y titanomagnetitas pobres y ricas en Ti (Fig. 7.1 b, c, d y e). Adicionalmente, en las gravas de Arrieros es posible encontrar la presencia de cristales laminados de hematita > 10 µm (Fig. 7.1 f). Las muestras provenientes de la asociación de facies Rat II, en la parte media e inferior contienen cristales euhedrales de magnetita/maghemita de tamaño ~ 2 µm (Fig. 7.1 g), mientras que, en la parte superior de la secuencia, se identificaron cristales subhedrales de hematita ~ 1 µm (Fig. 7.1 h). También, en horizontes con asociación de facies Rat II es posible encontrar cristales subhedrales redondeados y de baja esfericidad de magnetita y titanomagnetitare de tamaño > 2 µm. Una primera aproximación, en base a la forma y el tamaño, sugiere un origen detrítico para los cristales redondeados de magnetitas y titanomagnetias de tamaños > 2 µm, mientras que los cristales euhedrales-subhedrales de maghemita/magnetitas y hematitas de tamaños < 2 µm, pueden tener un origen diferente (Maher y Thompson, 1999).

7.4.2. Características magnéticas del registro sedimentario del DMC.

7.4.2.1. Susceptibilidad magnética másica (χ)

Los valores de χ son mayores en la fracción F_a en comparación con la fracción F_{b-c} (Fig. 7.2; Tabla 7.1). Sin embargo, los valores de χ entre las fracciones F_a y F_{b-c} tiende a homogenizarse hacia gravas más antiguas. Las mayores diferencias de χ entre fracciones es observada en Rat I y Arr y las mayores similitudes en At I y At II. En la fracción F_a, los valores χ varían entre $1{,}58 \times 10^{-4}$ y $1{,}08 \times 10^{-2}$ (m^3kg^{-1}), con una mediana (x) de $3{,}87 \times 10^{-3}$ (m^3kg^{-1}), mientras que en la fracción F_{b-c} varían entre $1{,}17 \times 10^{-4}$ y $7{,}53 \times 10^{-3}$ (m^3kg^{-1}), con una x de $3{,}40 \times 10^{-3}$ (m^3kg^{-1}) (Fig. 7.2; Tabla 7.1). Tanto en la fracción f_a como la fracción F_{b-c} los valores más altos de χ son observados en muestras provenientes de At I con un valor de x igual a $4{,}88 \times 10^{-3}$ y $5{,}11 \times 10^{-3}$ (m^3kg^{-1}), respectivamente. Mientras que los valores de χ más bajos son observados en las gravas Arrieros y los horizontes Rat II de los sedimentos Ratones. En las fracciones F_a y F_{b-c}, las gravas Arrieros tienen un x iguales a $2{,}32 \times 10^{-3}$ y

1,08 x10^{-3} (m^3kg^{-1}), respectivamente, mientras que estas mismas fracciones, en los horizontes Rat II presentan una x aún más baja, F_a igual a 7,27x10^{-4} (m^3kg^{-1}) y F_{b-c} igual a 4,72x10^{-4} (m^3kg^{-1}) (Fig. 7.2; Tabla 7.1).

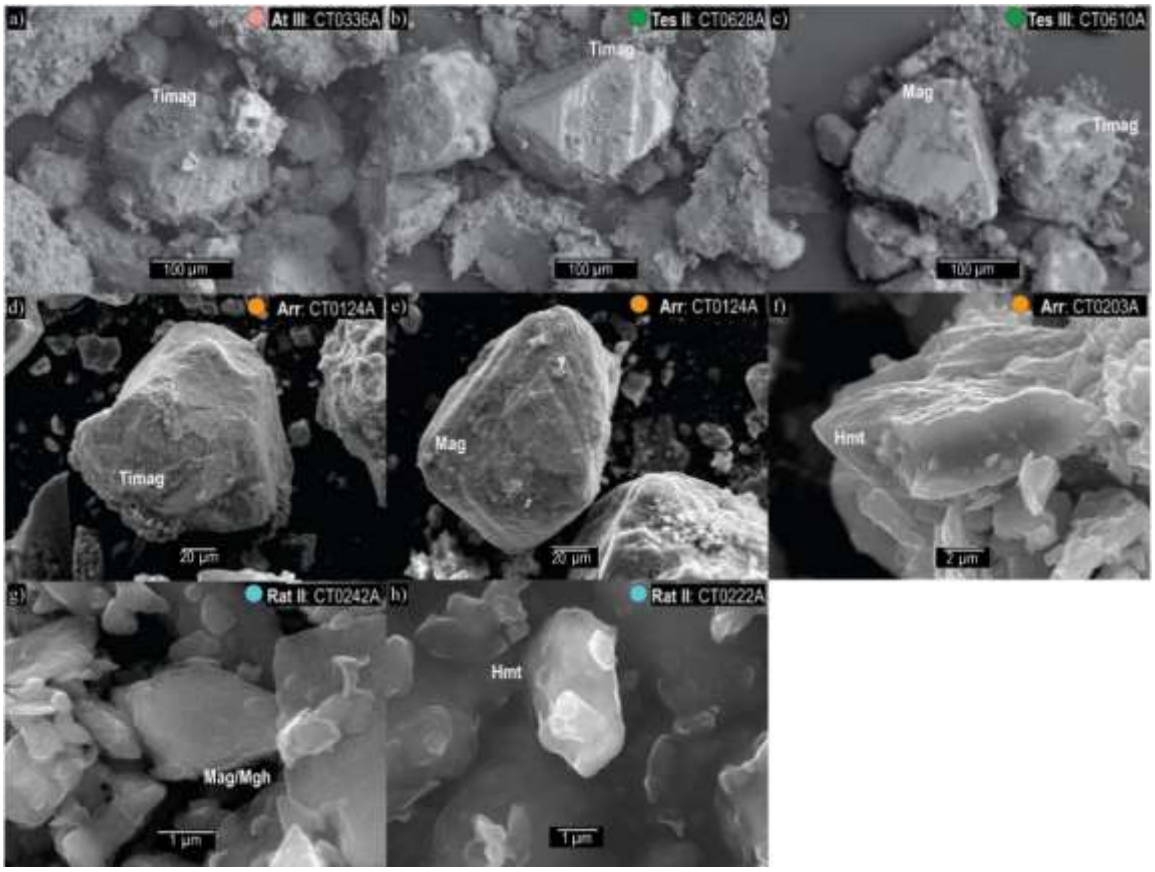


Figura 7.1 Imágenes de microscopio electrónico de barrido (siglas en inglés SEM) de la mineralogía magnética de las submuestras de la Fracción Fa del registro sedimentario del DMC. a) CT0336A: titanomagnetita de gravas Atravesados (At III); b) CT0628A: titanomagnetita de gravas Tesoro; c) CT0610A: magnetita y titanomagnetita de gravas Tesoro; d) CT0124A: titanomagnetita de gravas Arrieros; e) CT0124A: magnetita de gravas Arrieros; f) CT0203A: hematita de gravas Arrieros; g) CT0224A: maghemita o magnetita de sedimentos Ratones (Rat II); h) CT0222A: hematita de sedimentos Ratones (Rat II).

7.4.2.2. Susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia ($\chi_{fd\%}$)

Los mayores valores de $\chi_{fd\%}$ fueron medidos en muestras provenientes de los horizontes con asociación de facies Rat II en los sedimentos Ratones. En estos horizontes, por lo general, los valores de $\chi_{fd\%}$ > 3%, alcanzando valores máximos de hasta 9% (Fig. 7.2, Tabla 7.1, Anexo H). En contraste, en todas las otras unidades sedimentarias los valores de $\chi_{fd\%}$ son inferiores al 3% con un promedio (X) inferior a 2%. Además, los valores de $\chi_{fd\%}$ son relativamente similares entre la fracción F_a y $F_{b-C,}$ para todas las muestras (Fig. 7.2, Tabla 7.1, Anexo H). Lo cual indica que estos horizontes estratigráficos presentan un contenido

importante de pequeñas partículas ferromagnéticas de tamaños magnéticos próximos al límite SP/SD (e.g. Dearing et al., 1996a, 1996b; Evans y Heller, 2003; Hao et al., 2008). La presencia de estas partículas reflejaría el desarrollo de procesos autigénicos de minerales magnéticos en estos horizontes debido a acondiciones ambientales más húmedas generadas en un ambiente de *wetland* (Pizarro et al., 2019).

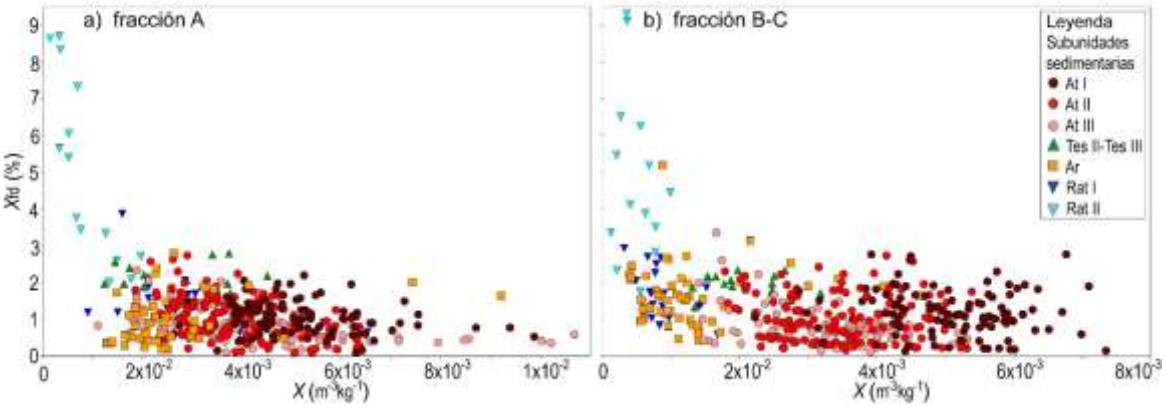


Figura 7.2 Susceptibilidad magnética de baja frecuencia (χ; 470 Hz) versus susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia (χfd%). a) valores medidos en fracción F_a (< 0,5 mm). b) Valores medidos en fracción F_{b-c} (2 - 0,5 mm).

7.4.2.3. Temperaturas de Curie

Los experimentos termomagnéticos generan curvas con un comportamiento irreversible para todas las muestras analizadas (Fig. 7.3), probablemente vinculado a cambios en la fase mineral durante el calentamiento en una atmosfera no inherente (presencia de oxígeno) (Tauxe, 2005). Todas las muestras provenientes del registro sedimentario del DMC, por lo general, presentan, a) un incremento en la curva de calentamiento entre los 200 y 400 °C, probablemente asociado con la presencia de una fase mineralógica metaestable, tal como maghemita (e.g., Özdemir, 1990), b) un progresivo descenso desde los ~ 500 a los 570 °C, probablemente asociado con la presencia de titanomagnetita pobre y/o rica en Ti, c) un cambio brusco en los valores de susceptibilidad producido cerca de los 580 °C (Tc1), asociado a la presencia de magnetita relativamente pura y d) un decaimiento progresivo de la curva indicado por una suave pendiente entre los 580 y 680 °C (Tc3), lo que sugiere la presencia de titano/maghemita-hematita pobre y/o rica en Ti (Tauxe, 1998).

En orden de cuantificar la contribución relativa de minerales ferromagnéticos a la señal magnética de las muestras, se utilizó un gradiente normalizado de curvas termomagnéticas propuesto por Hodel et al. (2017) para calcular la temperatura de Curie

específicas. Las curvas provenientes de las gravas Atravesados están compuestas por maghemita, titanomagnetitas ricas (Tc_{3b}) y pobre en Ti (Tc_{3a}) y titano/maghemitas-hematitas (Tc_2) (Fig. 7.3 a, b, c, d, e y f). El decaimiento principal en los valores de susceptibilidad entre los 580 y 680 °C, en estas curvas, se produce antes de los 625 °C. En las muestras provenientes de las gravas Tesoro es posible identificar las cuatro fases reconocidas anteriormente (Fig. 7.3 g y h). Además, estas muestras presentan un abrupto decaimiento en los valores de susceptibilidad entre los 573 y 576 °C, asociado a la presencia de magnetita relativamente pura (T_{c1}) (Fig. 7.3 g y h), la cual corresponde a la fase magnética principal. Las muestras provenientes de las gravas Arrieros, están conformadas por maghemita, titanomagnetita ricas en Ti, magnetitas relativamente puras (fase principal) y titano/maghemita-hematita. En este caso, el decaimiento principal de los valores de susceptibilidad entre los 580 y 680 °C, se produce a temperaturas relativamente altas, entre los 637 y 652 °C (Fig. 7.3 i y j). El comportamiento de las curvas provenientes de la asociación de facies Rat I de los sedimentos Ratones es relativamente similar a los de gravas Arrieros y presentan las mismas fases mineralógicas con temperaturas de Curie relativamente similares (Fig. 7.3 k y i).

Los experimentos termomagnéticos se correlacionan con observaciones petrográficas de microscopia óptica y SEM, donde la principal fase mineralógica magnética encontrada en las gravas de Atravesados corresponde a titanomagnetita, mientras que todas las demás unidades la fase magnética principal corresponde a magnetita y titanomagnetita.

7.4.2.4. Histéresis magnéticas

La figura 7.4 muestras curvas de histéresis representativas de cada unidad estratigráfica provenientes del registro sedimentario del DMC. Por lo general, todas las curvas exhiben un comportamiento relativamente similar, donde un comportamiento fuertemente ferromagnético es acompañado por un débil comportamiento paramagnético, lo cual es evidenciado por la forma de las curvas. Además, las curvas presentan valores relativamente altos de M_s y χ_{lofi}, χ_{ferri} y relativamente bajos de M_r, coercividades (B_c y B_{cr}) y χ_{hifi} (Tabla 7.1; Anexo H). La forma de la curva y los valores de estos parámetros indicarían la presencia de una fase magnética blanda, tales como magnetita o titanomagnetita de tamaños relativamente grueso, PSD/MD. En algunas muestras proveniente de las gravas Tesoro, es posible observar curvas con valores relativamente más altos de coercividad (B_c y B_{cr}) y χ_{hifi} (Fig. 7.4 h; Tabla 7.1, Anexo H), lo cual puede ser originado por la presencia de

minerales antiferromagnéticos (Dunlop y Ozdemir et al., 1997; Tauxe, 1998). La mayoría de las curvas provenientes de Rat II son relativamente similares con las curvas descrita anteriormente (Fig. 7.4 i), con la excepción de que esta curva presenta los valores más altos de B_c, pero valores relativamente bajos de B_{cr} y χ_{hifi}, lo cual puede ser producto de variaciones en los tamaños magnéticos, indicando la presencia de minerales ferromagnéticos de tamaños SD (Tauxe, 1998).

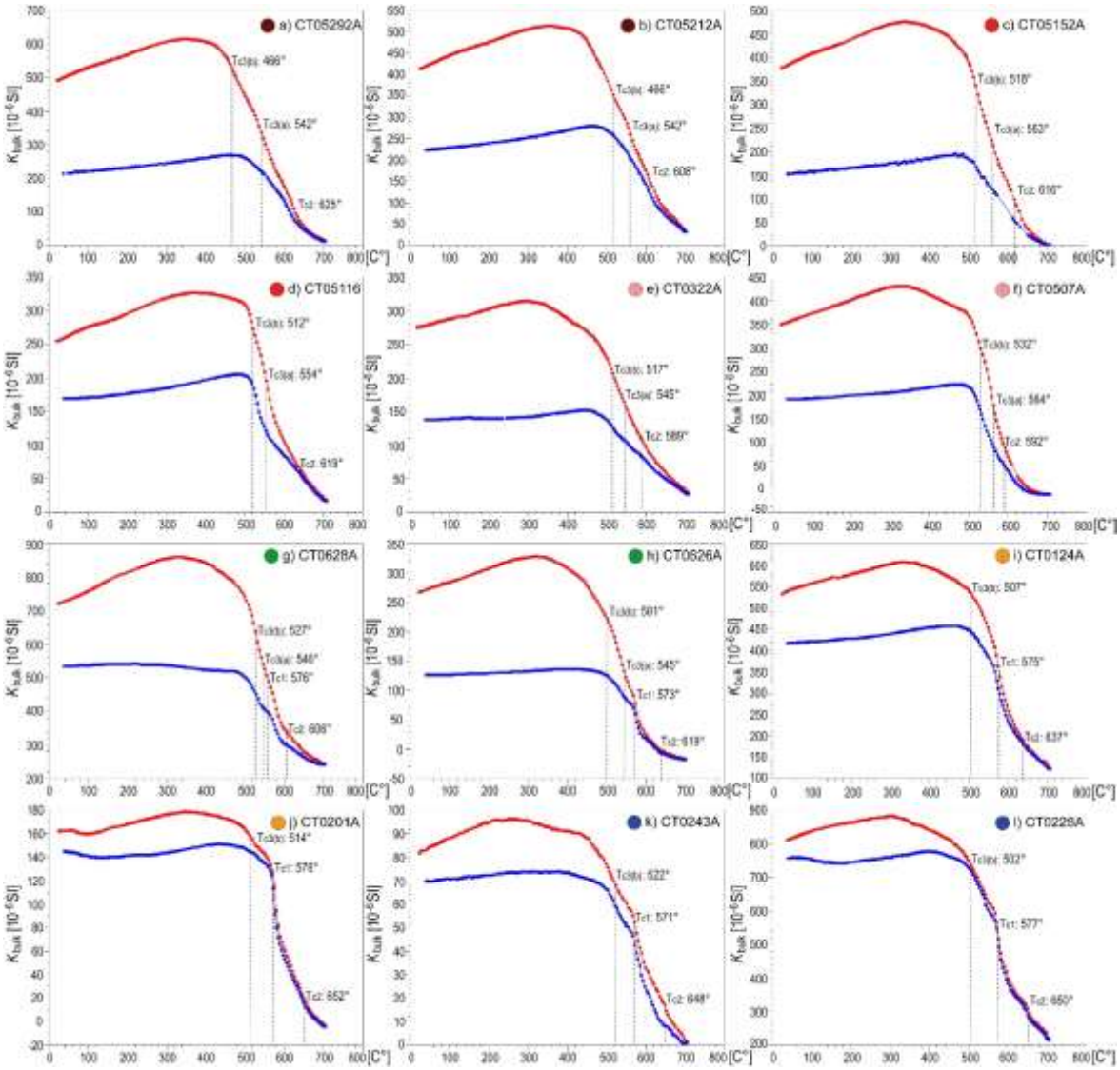


Figura 7.3 Temperaturas de Curie (Tc) de submuestras de la Fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. Color rojo: curva de calentamiento y color azul: curva de enfriamiento. Tc1: magnetita; Tc2: titano/maghemita-hematita; Tc3a: titanomagnetita rica en Ti; Tc3b: titanomagnetita pobre en Ti (Tc calculado usando el método propuesto por Hodel et al., 2017. grad = |(KTn+1 −KTn)/(Tn+1 −Tn)|). Gravas Atravesados, a) CT05292A: At I, b) CT05212A: At I, c) CT05152A: At II, d) CT05116A: At II, e) CT0322A: At III, f) CT0507A: At III. Gravas Tesoro, g) CT0628A: Tes II, h) CT0626A: Tes II. Gravas Arrieros, i) CT0124A: Ar, j) CT0201A: Ar. Sedimentos Ratones, k) CT0243A: Rat I, l) CT0228A: Rat I.

Las razones de coercividad (B_{cr}/B_c) versus magnetización (M_r/M_s) fueron ploteadas en el diagrama de Day (Fig. 7.5; cf. Dunlop, 2002 a) para discriminar el tamaño magnético de minerales ferrimagnéticos, asumiendo que la mayor concentración de óxidos de Fe-Ti corresponden a magnetitas y titanomagnetitas. Los valores medidos de las submuestras de los sedimentos Rat II caen dentro del campo PSD, entre la curva que mezcla partículas MD + SD y la curva que mezcla dominios SP (10 nm) + SD. Esto podría ser el resultado de una mezcla de granos magnéticos SP y PSD o una mezcla ternaria de SP+SD+MD (i.e., Dunlop, 2002b). Sin embargo, en este último caso es probable que exista un alto porcentaje de partículas pequeñas (SP/SD) que resultaría de los procesos autigénicos vinculados a condiciones ambientales más húmedas típicas de ambiente de *wetland* (Pizarro et al., 2019), lo cual es soportado por valores elevados de $\chi_{fd\%}$ (> 4%). Por lo general, los valores provenientes de las submuestras de las otras unidades y subunidades caen principalmente entre la curva MD y curva que mezcla dominios SP (10 nm) + SD (e.g., Dunlop, 2002b). Lo cual podría ser el resultado de una mezcla de dominios SP + MD dominados por tamaños de granos magnéticos MD. Tales granos magnéticos, han sido observados en análisis de SEM y son consistentes con valores de $\chi_{fd\%}$ < 3%.

7.4.2.5. Curvas de desmagnetización y adquisición ARM

En la figura 7.6 se presentan curvas de desmagnetización y magnetización ARM de submuestras representativas de las unidades sedimentarias que componen el DMC. Las curvas fueron generadas a partir de la aplicación de distintos campos alternos (AC) aplicados (0, 2, 5, 7, 12, 17, 25, 30, 40, 50, 80 y 100 mT), donde adicionalmente ARM utiliza un campo continuo (DC) de 50 µT. Todas las curvas exhiben un comportamiento relativamente similar, tanto en los experimentos de desmagnetización como en los de adquisición ARM. La curva de desmagnetización presenta un decaimiento continuo desde la máxima saturación (A100), mientras que la curva ARM alcanza la saturación cerca de los 80 mT. La intercepción de estas dos curvas nos entrega el valor de B_c, el cual en todos los casos es inferior a 21 mT, con un promedio de 19 mT. A partir de los bajos valores de B_c y forma de las curvas podemos sugerir que la mineralogía magnética corresponde principalmente a magnetita y/o titanomagnetita de tamaños magnéticos PSD/MD. En el caso de la submuestra proveniente de Rat II, la curva de desmagnetización presenta una quiebre a partir de los 7 mT y desde los 17 mT presenta una desmagnetización continua, mientras que la curva ARM alcanza la saturación después de los 100 Mt. Los B_c de estas curvas son superiores a 23 mT, con un

promedio de 24 mT. A partir de estos podemos sugerir que existe un porcentaje importante de minerales ferromagnéticos de tamaños SD/SP.

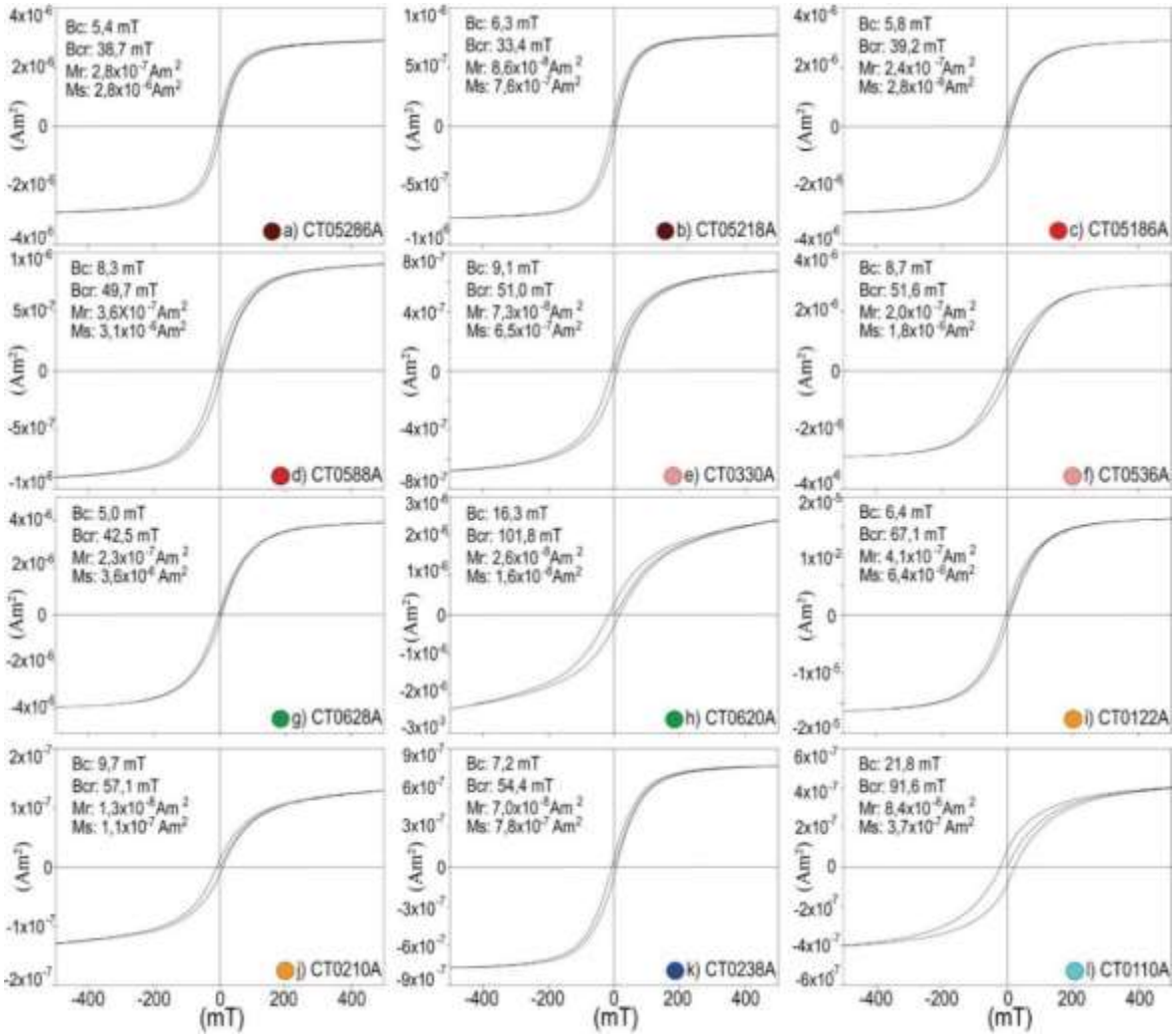


Figura 7.4 Ciclos de histéresis de submuestras de la Fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. Los parámetros magnéticos fueron calculados utilizando las rutinas PmagPy (Tauxe, 1998, 2005). Gravas Atravesados, a) CT05286A: At I, b) CT05218A: At I, c) CT05186A: At II, d) CT0588A: At II, e) CT0330A: At III, f) CT0536A: At III. Gravas Tesoro, g) CT0628A: Tes II, h) CT0620A: Tes II. Gravas Arrieros, i) CT0122A: Ar, j) CT0210A: Ar. Sedimentos Ratones, k) CT0238A: Rat I, l) CT0110A: Rat II.

7.4.2.1. Magnetización Remanente Isotermal (IRM)

La figura 7.7 corresponde al análisis estadístico de curvas de adquisición IRM de muestras provenientes de las diferentes unidades estratigráficas del registro sedimentario de Centinela. Todas las muestras tienden a estar formadas por fases magnéticas de coercividad relativamente bajas a medias. En todas las muestras, con la excepción de muestras provenientes de la asociación de facies Rat II de los sedimentos Ratones, un componente principal puede ser identificado en las curvas de análisis IRM, el cual representa un

porcentaje superior al 70% y puede llegar a representar el 88% del total de la curva (Fig. 7.7). El porcentaje del segundo componente, por lo general de mayor coercividad, puede representar entre el 9 y el 23%, mientras que un tercer componente puede representar entre del 3 y 6% del total de la curva. El primer componente posiblemente corresponda a magnetita y/o titanomagnetita, mientras que el segundo componente de una coercividad relativamente mayor puede corresponder a un mineral de alta coercividad, posiblemente hematita. En el caso de las muestras provenientes de los horizontes conformados por asociaciones de facies Rat II (Fig. 7.7 h y i), los análisis estadísticos de curvas de adquisición IRM están conformadas por 2 componentes principales, el primero es de coercividad media a relativamente baja y representa del 67 al 59% del total de la curva. Mientras que el segundo puede ser de coercividad baja (Fig. 7.7 k) o relativamente alta (Fig. 7.7 i) y representa del 28 a 41%. También es posible identificar un tercer componente que varía entre 1 y 5%. El primer componente posiblemente corresponda a magnetita, mientras que el segundo componente de coercividad relativamente baja corresponda a maghemita o magnetita de un tamaño de grano inferior (cercanos al límite SP/SD), mientras que el segundo componente de coercividad relativamente alta puede corresponder a una variación y/o presencia de un mineral de alta coercividad, tales como hematita de tamaño pequeño, lo cual se condice con observaciones SEM y altos valores de $\chi_{fd\%}$ en estos horizontes.

7.5. Discusiones

7.5.1. Variaciones magnéticas en el registro sedimentario del DMC

Entre las diferentes unidades sedimentarias estudiadas del DMC podemos observar ligeras diferencias en los parámetros magnéticos relacionados a la intensidad de magnetización (χ, χ_{lofi}, χ_{ARM}, SIRM y M_s) y estos tienden a presentar variaciones relativamente similares a lo largo de todo el perfil (Fig. 7.8), cuya mayor diferencia se observada en la curva de χ lo cual puede ser producto de que esta curva se forma a partir de un mayor número de mediciones, por ende, presenta una mayor resolución. En las muestras de todo el perfil estratigráfico, los valores de χ son más altos y presentan una mayor variabilidad en la fracción F_a, en comparación con muestra de la fracción F_{b-c}, aunque los valores de χ provenientes de ambas fracciones tienden a homogenizarse hacia sedimentos más antiguos (Fig. 7.8). Por lo general, los parámetros relacionados a intensidad de magnetización tienden a ser relativamente más altos en las gravas Atravesados y horizontes

de los sedimentos Rat I, moderados a altos en las gravas Tesoro y bajos en gravas Arrieros y en los horizontes compuestos por asociaciones de facies Rat II de los sedimentos Ratones (Anexo H). Las variaciones de estos parámetros indican cambios en la concentración de minerales magnéticos (Dunlop y Özdemir, 1997; Tauxe, 1998; Maxbauer et al., 2016). Así, un enriquecimiento magnético es registrado en las unidades más antiguas y en Rat I, mientras que un empobrecimiento se registra en las Gravas Arrieros. Aunque, solamente χ y M_s es directamente relacionado a la concentración, mientras que la magnitud de los otros tres parámetros también depende del tamaño de grano (e.g. Tsatskin et al., 1998; Evan y Heller, 2003). Tanto, χ, χ_{lofi} y M_s son parámetros de magnetización inducida, es decir, ellos contienen contribuciones de todos los minerales presentes en la muestra, día-, para- y ferrimagnéticos (Dunlop y Özdemir, 1997; Tauxe, 1998). Los valores de M_s presentados aquí se originan solamente de la saturación de magnetización de fases ferrimagnética (después de la sustracción de χ_{hifi}). Las curvas de histéresis ferromagnéticas presentadas en la figura 7.4, están conformadas principalmente por componentes ferrimagnéticos y en menor medida por fases antiferromagnéticas o paramagnéticas y alcanzan la saturación entre los 100 y 200 mT, lo cual es típico de magnetita, maghemita o titanomagnetita (Dunlop y Özdemir, 1997).

Los valores de χ_{hifi} son relativamente bajos y presentan un patrón relativamente similar a las curvas mencionadas anteriormente, sin embargo incrementos son observados en algunas muestras de las gravas de Tesoro, de hecho estos horizontes son los que presentan los valores de χ_{hifi} más altos (x: 4,61x10^{-8} m^{3}kg^{-1}; Tabla 7.1), mientras que los sedimentos provenientes de los horizontes Rat II los valores más bajos (x: 1,46x10^{-8} m^{3}kg^{-1}; Tabla 7.1), pero con unos pocos valores de hasta 6,08 x10^{-8} (m^{3}kg^{-1}) en algunas muestras (Fig. 7.8, Anexo H). Los estratos con elevados valores de χ_{hifi} no solo estarían dominados por la presencia de minerales ferrimagnéticos, sino también una importante contribución de minerales antiferromagnéticos y/o paramagnéticos en estos horizontes. Los minerales ferrimagnéticos claramente dominan la susceptibilidad χ_{lofi} en todas las unidades estratigráficas aquí estudiadas (Fig. 7.8), χ_{ferri} es 3 órdenes de magnitud más alto que la χ_{hifi} y presenta una escasa variabilidad en forma y valores con respecto a χ_{lofi}, (χ_{lofi} = X: 3,04x10^{-6} y x: 2,39x10^{-6}, χ_{ferri} = X: 3,00x10^{-6} y x: 2,36x10^{-6}; Tabla 7.1), aunque χ_{ferri} puede ensombrecer la cantidad de minerales antiferromagnéticos y paramagnéticos debido a que la susceptibilidad intrínseca de estos minerales es mucho mayor.

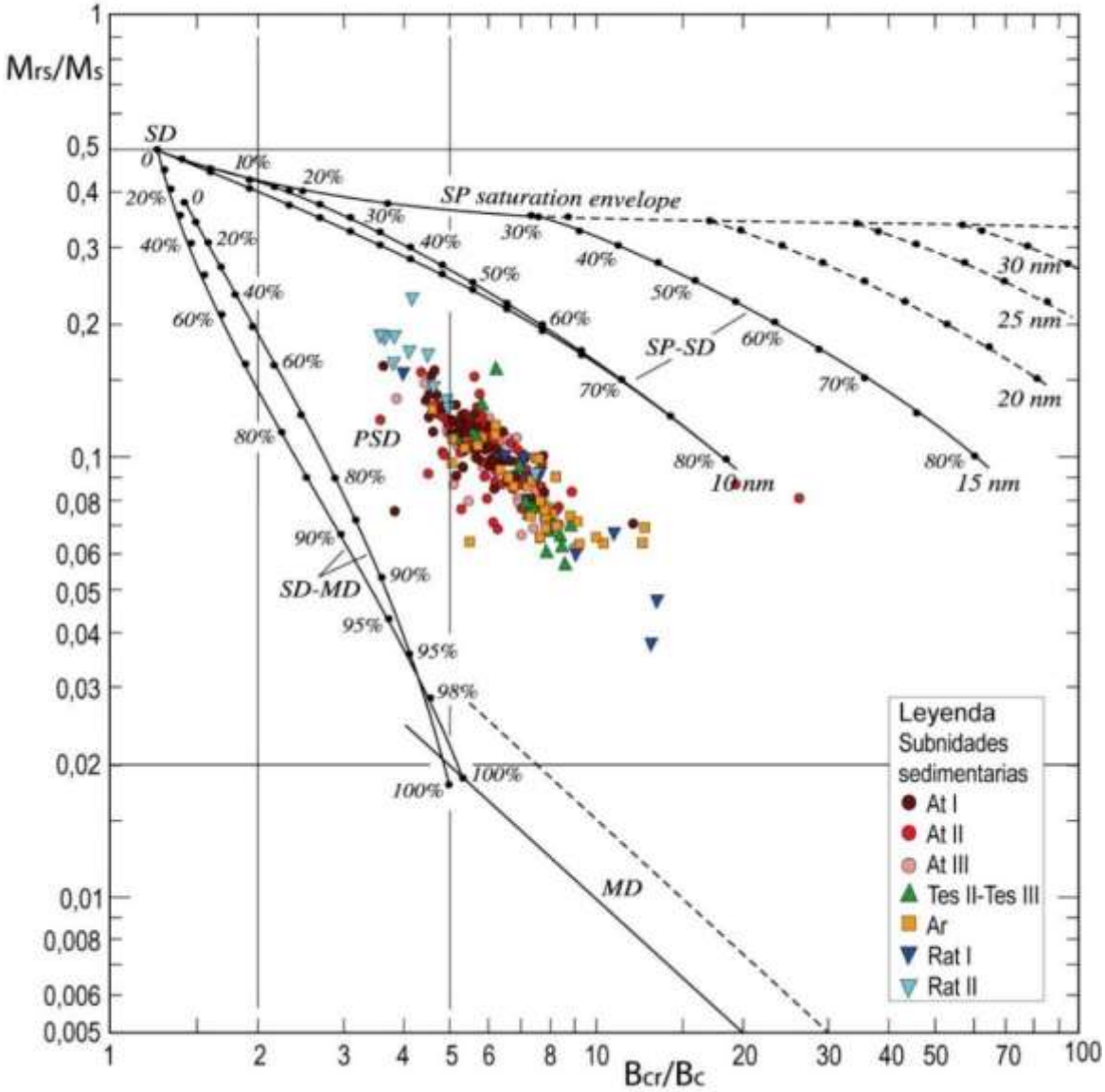


Figura 7.5 Razones de histéresis ploteados en el diagrama de Day (Day et al., 1977) modificado por Dunlop (2002a; 2002b) de submuestras de la fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC.

En el registro sedimentario del DMC, la B_c y B_{cr} varían entre 1,7 y 21,8 mT y entre 6,5 y 108 mT, respectivamente (Fig. 7.8, Tabla 7.1). Los valores más altos de B_c se registran en los horizontes con asociaciones de facies Rat II y los más altos de B_{cr} en las gravas Tesoro y horizontes con asociaciones de facies Rat I. En ambos casos, los valores más bajos son registrados en At I. En las gravas Tesoro y en algunas muestras de At III es posible observar una relación inversa con los parámetros de intensidad, es decir cuando estos valores son bajos, las coercividades son relativamente altas. Por lo tanto, en estos horizontes puede haber un enriquecimiento en minerales magnéticamente más blandos (e.g. Tauxe 1998; 2005). Esto

está sustentado por la forma de la curva de histéresis de los horizontes de las gravas Tesoro (Fig. 7.4 h) y valores elevados de coercividades y χ_{hifi} (Tabla 7.1). En las submuestras provenientes de los horizontes con asociaciones de facies Rat II, B_c presenta una relación inversa con los parámetros de intensidad, mientras que B_{cr} presenta una similitud con estos parámetros (Fig. 7.8). En este caso las variaciones de B_c y B_{cr} pueden ser relacionadas principalmente a variaciones en el tamaño de grano magnético, más que a cambios mineralógicos, esto se ve reflejado en una baja razón B_c/B_{cr}, mostrada en el diagrama de Day (Fig. 7.5).

Los parámetros independientes de la concentración ($\chi_{fd\%}$, χ_{ARM}/M_s, $SIRM/M_s$, χ_{ferri}/χ_{ARM}) pueden ser tomados como un indicador de variaciones del tamaño de grano relativo. En este contexto, Los valores de $\chi_{fd\%}$ son elevados (> 4%) en los horizontes con asociaciones de facies Rat II, mientras que es menor en todo el resto de la sección estratigráfica, con valores de $\chi_{fd\%}$ <3% (Fig. 7.2 y 7.8), indicando un enriquecimiento en partículas magnéticas cercanas al límite SP/SD en los horizontes Rat II (Dearing et al., 1996; Evans y Heller, 2003; Hrouda, 2011; Maxbauer et al., 2016). Las razones χ_{ARM}/M_s, $SIRM/M_s$, χ_{ferri}/χ_{ARM} también se relacionan a variaciones en el contenido de partículas SP/SD de magnetitas-maghemitas (e.g. Tsatskin et al., 1998; Evans y Heller, 2003), sin embargo, estas razones son relativamente constantes en todo el perfil, lo cual indica que las variaciones de tamaños de grano magnético no son en general muy distintivitas, con la excepción de las muestras provenientes de los horizontes de Rat II, donde las razones $SIRM/M_s$ y χ_{ferri}/χ_{ARM} presentan un comportamiento inverso a la curva $\chi_{fd\%}$, lo cual puede ser interpretado como una predominancia de partículas SP por sobre SD, ya que valores elevados de χ_{ARM} y SIRM depende preferentemente de partículas que puede retener la magnetización en ausencia de un campo, tales como las partículas SD (Dunlop y Özdemir, 1997; Tauxe, 1998, 2005). Así altos valores $\chi_{fd\%}$ (> 4%), estarían relacionados principalmente a la presencia de partículas SP (Dearing et al., 1996). Además, en el diagrama de Day (Fig. 7.5), se puede observar que los valores de las razones de magnetización y coercividad caen dentro del campo PSD, entre la curva que mezcla partículas MD + SD y la curva que mezcla dominios SP (10 nm) + SD. Esto podría ser el resultado de una mezcla de granos magnéticos SP con menor concentración de granos SD y PSD (i.e., Dunlop, 2002b).

La razón S-Ratio (S-Ratio = 0,5 x (1– IRM-300mT)/ IRM-1000mT) es cercana a 1 a lo largo de todo el perfil estratigráfico, excepto en algunos horizontes de las gravas Atravesados y Tesoro con S-ratio próximas a 0,5, lo cual indicaría que estos horizontes

pueden estar compuesto por minerales magnéticos duros (Kruiver et al., 2001; Maxbauer et al., 2016). Cuanto más próximo es el valor de S-Ratio a 1, existe una mayor probabilidad que la muestra, este compuesta por magnetita relativamente pura, tal como lo muestran los experimentos termomagnéticos (Fig. 7.3) y curvas de desmagnetización y ARM (Fig. 7.6), en donde se evidencia que la señal magnética está controlada principalmente por magnetita y titanomagnetita.

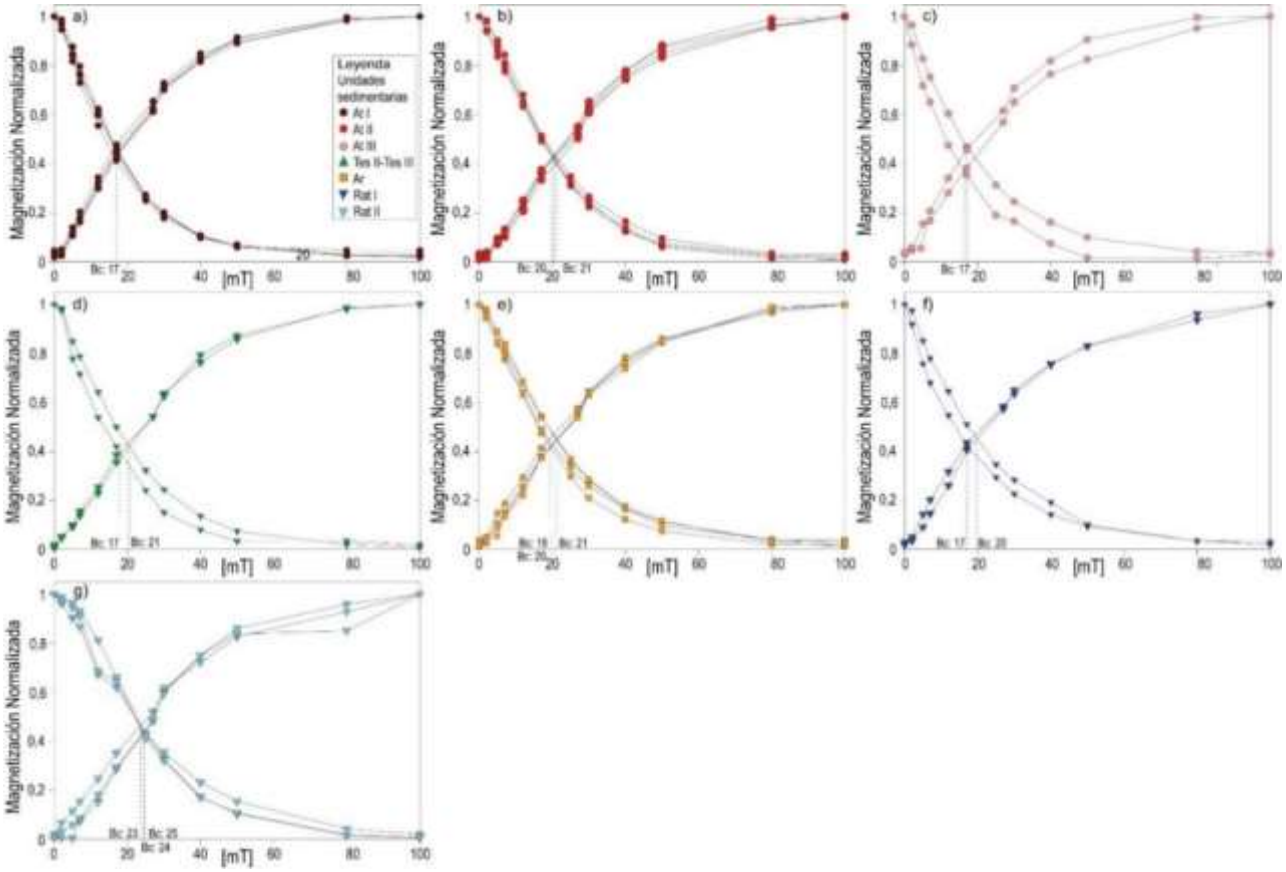


Figura 7.6 Curvas de desmagnetización AF y curvas de magnetización ARM confeccionadas a partir de submuestras de la Fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. Experimentos de remanencia realizados bajo la presencia de diferentes campos magnéticos externos (AC): 0, 2, 5, 7, 12, 17, 25, 30, 40, 50, 80 y 100 (mT). Los experimentos de ARM, también fueron desarrollados bajo un campo continuo (DC): 50 µT. Gravas Atravesados, a) At I (CT05286A, CT05280A, CT05274A, CT05212A), b) At II (CT05154A, CT05152A, CT05100A, CT0560A), c) At III (CT0532A, CT0527). Gravas Tesoro, d) Tes II (CT0629A, CT0626A). Gravas Arrieros, e) Ar (CT0132A, CT0124A, CT0115A, CT0401A). Sedimentos Ratones, f) Rat I (CT0238A, CT0228A), g) Rat II (CT0242A, CT0232A, CT0221A).

7.5.2. Origen de la señal magnética en el registro sedimentario del DMC

Como se demostró a partir de experimentos termomagnéticos y observaciones mineralógicas, la señal magnética del registro sedimentario de grano grueso en DMC es principalmente controlada por la concentración de magnetitas y titanomagnetitas de tamaños

PSD/MD de origen detrítico, los cuales derivan de la erosión de rocas aflorantes en los alrededores del distrito (Sáez et al., 2012; Pizarro et al., 2019). Estos minerales también están presentes en los horizontes con asociaciones de facies Rat II de los sedimentos Ratones, además, estos horizontes presentan hematita y magnetita/maghemita de tamaños SP/SD de origen autigénico producto de condiciones ambientales más húmedas, típicas de ambiente *wetland* (Pizarro et al., 2019).

Entre las diferentes unidades sedimentarias, las gravas Atravesados muestran valores de χ más elevados que los sedimentos de Rat I y las gravas Tesoro, los cuales presentan valores superiores a las gravas Arrieros (Fig. 7.2, Fig. 7.8). Donde el incremento de los valores de χ es vinculada al incremento del contenido minerales magnéticos de origen detrítico (Pizarro et al., 2019). Comportamientos relativamente similares observados en todas las curvas termomagnéticas (Fig. 7.3) y en otros parámetros que dependen de la composición (Fig. 7.8), sugieren que un cambio en la fuente de los sedimentos entre las diferentes unidades sedimentarias es poco probable. Además, el diagrama de Day (Fig. 7.5) y/o parámetros que dependen del tamaño de grano (χ_{ARM} y/o $\chi_{fd\%}$) (Fig. 7.8), no muestra cambios significativos a lo largo del perfil, lo cual sugiere que los minerales ferromagnéticos no sufrieron cambios post-deposicionales debido a la interacción con condiciones ambientales. Incluso el desarrollo pedogenético de suelos ricos en carbonato y sulfato en el Desierto de Atacama no afecta la composición y/o tamaño de grano de minerales detríticos ferromagnéticos, siendo solo posible formar minerales de Fe autigénicos producto de la transformación o destrucción de minerales detrítico en condiciones ambientales más húmedas, tales como las formadoras de un depósito de *wetland* (Pizarro et al., 2019). La disminución en el contenido de minerales ferromagnéticos de origen detríticos desde gravas Atravesados a gravas Arrieros podría estar relacionado con la disminución en las tasas de precipitación y la dilución de los flujos sedimentarios desde los cuales se depositaron estos sedimentos. Además, las gravas Atravesados y gravas Arrieros difieren en sus procedencias de sedimentos (aunque esto no es evidente en los experimentos termomagnéticos) y en las condiciones tectónicas bajo las cuales se depositaron (Riquelme et al., 2018).

Variaciones en las condiciones climáticas en las cuales estas unidades fueron depositadas son inferidas a partir de la presencia de diferentes paleosuelos, variaciones en el contenido de facies sedimentarias y la presencia de horizontes con mineralización exótica de cobre (Oerter et al., 2016; Riquelme et al., 2018; Fernández-Mort et al., 2018; Muñoz en prep.). Paleosuelos ricos en carbonatos son comunes dentro de las gravas Atravesados,

Tesoro y en la parte inferior de Arrieros, lo cual indicaría que estas unidades fueron depositadas bajo condiciones climáticas áridas (~ 40 mm/a; Rech et al., 2006), lo que es soportado además por la presencia de asociaciones de facies más húmedas que las encontradas hoy en día en el Desierto de Atacama (flujos de corrientes desarrollados en las partes medias a distales de abanicos aluviales y flujos de corrientes permanentes), las que actualmente solo son observadas en la parte inferior de los principales cañones que son alimentados por la escorrentía de la precipitación en las partes altas de la cordillera de Los Andes (e.g. Nalpas et al., 2008). Mientras que en la parte superior de las gravas Arrieros es posible encontrar paleosuelos ricos en sulfato bien desarrollados, los cuales se forman de manera posterior bajo condiciones climáticas hiperáridas (< 10 mm/a; Rech et al., 2006; Jordan et al., 2014; Sun et al., 2018), cuyas facies sedimentarias, al igual que las de Rat I, (flujos de detritos y flujos de manto desarrollados en la parte proximal de un abanico aluvial) son típicas de climas extremadamente secos y son similares a aquellas observados durante episodios de lluvias torrenciales en el Desierto de Atacama (Riquelme et al., 2018; Muñoz et al., en prep.). En este contexto, las condiciones climáticas pueden jugar un rol importante en la selectividad de minerales magnético en la matriz de los sedimentos. En todo el perfil estratigráfico, los valores de χ tienden a ser más altos y variables en la fracción F_a, en comparación con muestra de la fracción $F_{b\text{-}c}$. Los valores de ambas fracciones tienden a homogenizarse hacia las unidades sedimentarias más antiguas (Fig. 7.8). De esta forma, el aumento de la selectividad de minerales magnéticos es relacionada con la disminución de la dilución de los flujos sedimentarios, ya que las gravas Atravesados y Tesoro está compuestas por depósitos de flujos de corriente (flujo más diluido), mientras que las gravas Arrieros y los sedimentos Rat I corresponden a flujos de detritos y flujos laminares hiperconcentrados (menos diluidos) (Tapia et al., 2012; Riquelme et al., 2018). Una manera para explicar este comportamiento podría ser que los flujos diluidos se transportan sobre una distancia relativamente corta, acotada por un paleorelieve, la cual no es suficiente larga como para generar una selección de minerales magnéticos entre la fracción F_a y $F_{b\text{-}c}$, mientras que los flujos concentrados tenderían a ser transportados por distancias relativamente más larga debido al retroceso del escarpe en el Mioceno superior (Riquelme et al., 2018). Estas variaciones en la concentración de óxidos de Fe-Ti también puede ser una respuesta a una nueva configuración hidrológica, producto de un cambio en las redes de drenaje (Rossel et al., 2018).

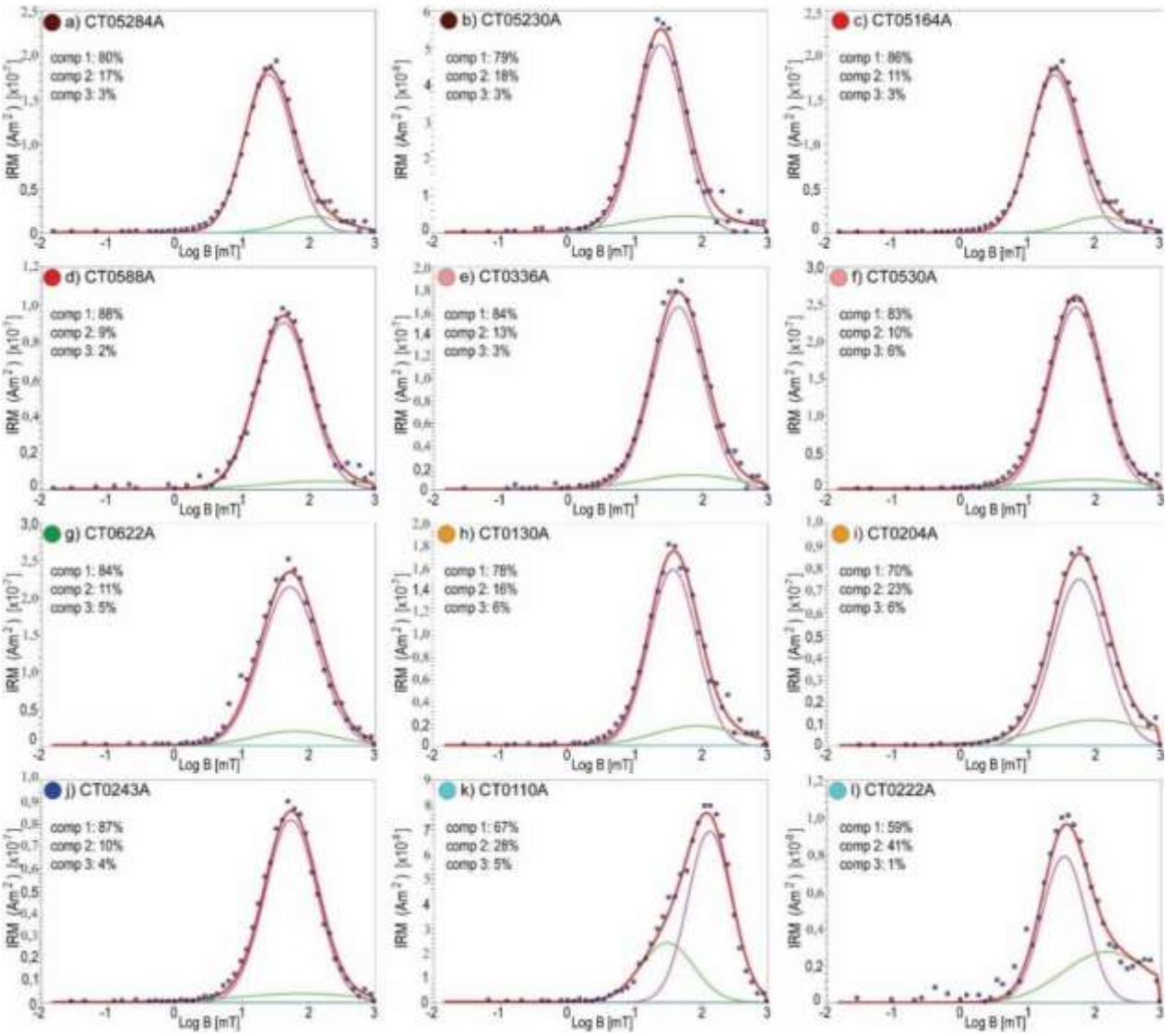


Figura 7.7 Análisis estadístico de curvas de adquisición IRM de submuestras de la fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. Análisis estadístico de curvas de adquisición IRM de submuestras de la fracción Fa provenientes del registro sedimentario del DMC. El análisis estadístico fue estimado a partir de las rutinas de Kruiver et al. (2001). Gravas Atravesados, a) CT05284A: At I, b) CT05230A: At I, c) CT05164A: At II, d) CT0588A: At II, e) CT0336A: At III, f) CT0536A: At III. Gravas Tesoro, g) CT0622A: Tes II. Gravas Arrieros, h) CT0130A: Ar, i) CT0204A: Ar. Sedimentos Ratones, j) CT0243A: Rat I, k) CT0110A: Rat II, l) CT0222A: Rat II.

Con respecto al contenido de clastos, Atravesados incluye principalmente clastos ricos en minerales magnéticos que se originan a partir de rocas volcánicas andesíticas y dacítica del Paleoceno, mientras que clastos provenientes de granitoides Cretácicos y Paleocenos son menos comunes. En cambio, las gravas Arrieros y sedimentos Ratones presentan una amplia gama de litologías e incluyen importantes contribuciones de fragmentos de rocas calcáreas mesozoicas y basamento metamórfico paleozoico, respectivamente (Riquelme et al., 2018; Pizarro et al., 2019). También, existe diferencias en las condiciones tectónicas en las cuales se depositaron las unidades sedimentarias. Las

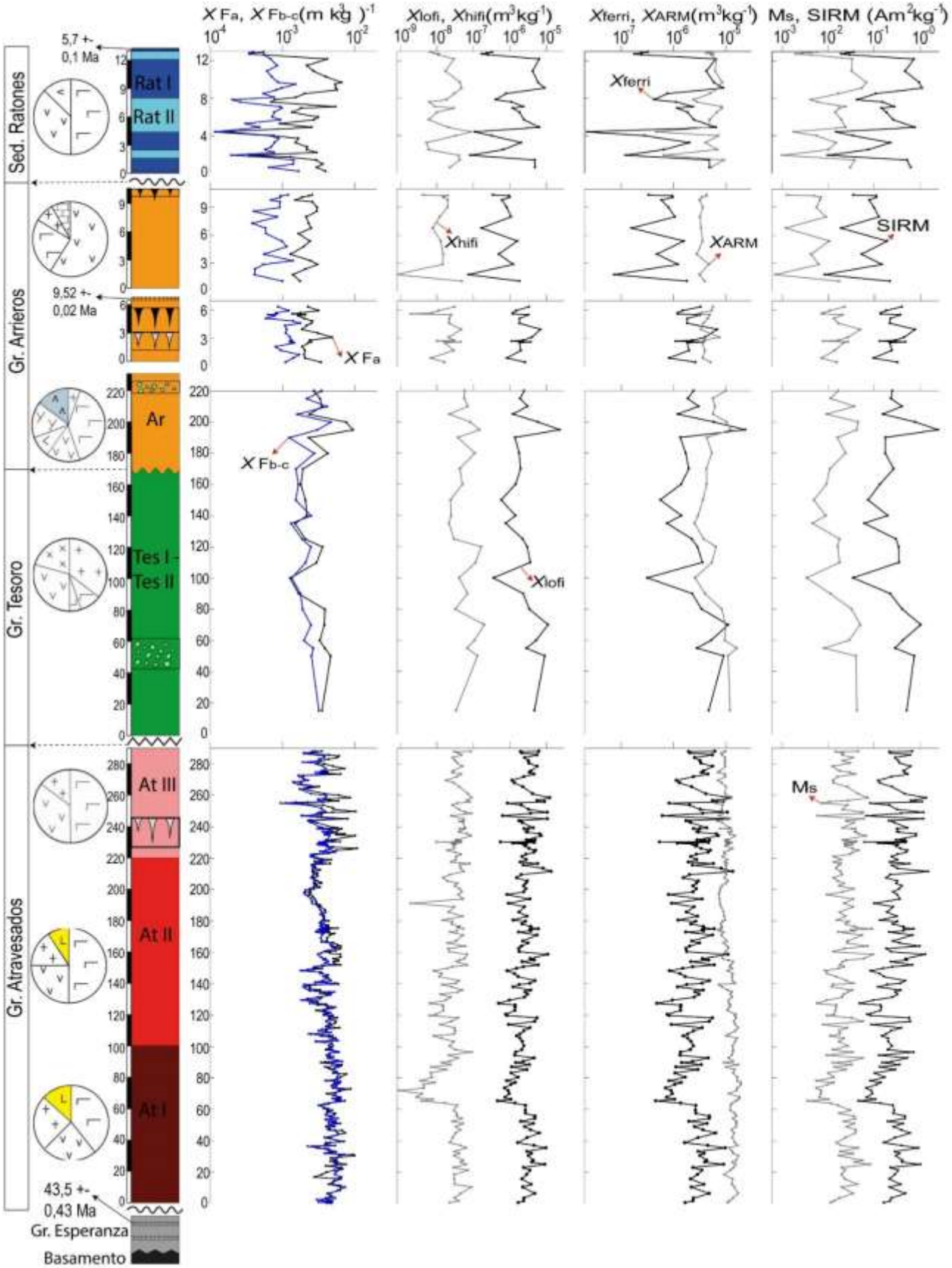
gravas Atravesados coincide con un momento relativamente rápido de exhumación y denudación, como lo sugiere el modelo confeccionado a partir de datos termocronológicos del DMC (e.g. Sánchez et al., 2018; Henrriquez et al., 2019), mientras que la deposición de las gravas Arrieros y sedimentos Rat I coincide con un tiempo relativamente lento de erosión y denudación de rocas y pediplaniciación del relieve (Maksaev y Zentilli, 1999; Riquelme et al., 2018). Por lo tanto, parte de la disminución de los valores de χ también puede ser una consecuencia de variaciones en la fuente y/o por cambio en las condiciones tectónicas.

En un ambiente desértico los cambios en las concentraciones de minerales ferromagnético de origen detrítico pueden estar vinculados tanto a variaciones en la fuente como a condiciones tectono/climáticas. Dado que las variaciones en la fuente son fáciles de rastrear, se pueden utilizar secciones de gravas continentales para desentrañar la historia tectónica/climática de una región y, por lo tanto, se necesitan registros sedimentarios continuos, más largos y con una importante resolución de datos. En este contexto, la secuencia de gravas Atravesados está conformada a lo largo de todo el perfil, por clastos ricos en minerales magnéticos provenientes de rocas volcánicas Paleocenas y graníticas Cretácicas y Paleocenas y se deposita en un momento de exhumación y denudación relativamente rápidas que coincide con una importante fase tectónica documentada en el Norte de Chile, fase Tectónica Incaica (e.g. Maksaev, 1990; Maksaev y Zentilli, 1999; Reiners et al., 2015; Sánchez et al., 2018; Henríquez et al., 2019). A lo largo de todo el perfil es posible encontrar suelos ricos en carbonato a partir de lo cual se asume que estos horizontes se depositaron bajo condiciones climáticas áridas (PMA ~ 40 mm/a). Solo es posible encontrar variaciones en el contenido de facies sedimentarias, las cuales varían desde abajo hacia arriba desde menos húmedas (At I) a más húmedas (At III). La señal magnética asociada a cambios en las concentraciones de titanomagnetitas +- magnetitas presenta valores relativamente similares a lo largo del perfil, solo es posible observar cambios significativos en el patrón de la curva asociados a variabilidad de los valores χ (desviación estándar; Tabla 7.1). Una variabilidad moderada en la curva es observada a lo largo de At I y hasta la mitad de At II (cerca de los 160 m, Fig. 7.8). Luego el patrón de variabilidad se mantiene constante (valores de χ constante) hasta el inicio de At III (cerca de los 220 m, Fig. 7.8). Esta última subunidad tiende a presentar una gran variabilidad de los valores χ (σ = $1{,}86 \times 10^{-3}$; Tabla 7.1). Una variabilidad constante en la curva de χ puede estar asociada a una producción de sedimentos (minerales ferromagnéticos) relativamente constante en el tiempo, lo cual estaría vinculado con una predominancia de las condiciones tectónicas por sobre las

condiciones climáticas. Mientras que una curva con mayor variabilidad en los valores de χ estaría asociada a una producción de sedimentos discontinua en el tiempo, lo cual podría ser asociado a un predominio de las condiciones climáticas por sobre las condiciones tectónicas. Una importante variabilidad en los valores χ puede también ser observada en el perfil de los sedimentos Ratones (Fig. 7.8), donde la deposición de los sedimentos está asociada a fluctuaciones climáticas, entre periodos húmedos y secos, que tienen una alta frecuencia en un corto periodo de tiempo (Pizarro et al., 2019). Para el caso de un depósito de *wetland* esto están documentados entre 10 y100 Ka (Betancourt et al., 2000; Rech et al., 2002, 2003; Quade et al., 2008; Grosjean et al., 2005).

7.5.3. Relación entre las propiedades magnéticas y denudación de DPCs

Muestras provenientes de zonas de alteración hidrotermal y supérgena de depósitos de pórfidos cupríferos presentan señales magnéticas distintivas de cuerpos intrusivos estériles adyacentes (e.g. Astudillo et al., 2008; Clark, 2014; Este estudio). Las variaciones de la señal magnética están relacionadas a concentración, composición y/o tamaño de grano de minerales magnéticos presentes en la roca (Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016; Este trabajo), lo cual dependerá principalmente de las condiciones intrínsecas del fluido y del tiempo de interacción entre la roca de caja y el fluido hidrotermal y/o fluido meteórico (Sexton et al. 1995; Clark 1997; 2014; Astudillo et al. 2008, 2010; Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016; Este trabajo). En el caso de alteraciones hidrotermales, la señal magnética de la alteración potásica estaría dada por una alta concentración de magnética y titano-maghemita/hematita de tamaño PSD/MD de origen hidrotermal o magmática, mientras que la señal magnética de la alteración fílica estaría dada por una menor concentración de óxidos de Fe-Ti, los cuales corresponden a rutilo ± maghemita, de tamaños cercanos al límite SD/SP de origen hidrotermal (Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014; Este estudio). En el caso la alteración supérgena, por lo general, los fluidos meteóricos al interactuar con rocas afectadas por alteración hidrotermal tienden a destruir/transformar los sulfuros de Fe-Cu y óxidos de Fe-Ti previamente formados para formar hematita, goethita y limonitas (e.g. Chávez, 2000) de tamaños próximos al límite SP/SD (Riveros et al., 2014; Este estudio). En este contexto, las alteraciones hidrotermales de los depósitos de pórfidos cupríferos adyacentes al registro estratigráfico de la cuenca Centinela, correspondientes a Mirador y Esperanza, están compuestas por minerales magnéticos de origen magmático e hidrotermal (capitulo 6). Además, en el depósito de Mirador es posible observar un importante enriquecimiento supérgeno (Mora et al., 2004; Perelló et al., 2010; Tapia et al., 2019).


X Fa, X Fb-c(m kg3)-1
Xlofi, Xhifi(m3kg-1)
Xferri, XARM(m3kg-1)
Ms, SIRM (Am2kg-1)
5,7 +- 0,1 Ma
Sed. Ratones
Rat I
Rat II
Gr. Arrieros
9,52 +- 0,02 Ma
Ar
Gr. Tesoro
Tes I - Tes II
Gr. Atravesados
At III
At II
At I
43,5 +- 0,43 Ma
Gr. Esperanza
Basamento
Xferri
Xhifi
XARM
SIRM
X Fa
X Fb-c
Xlofi
Ms

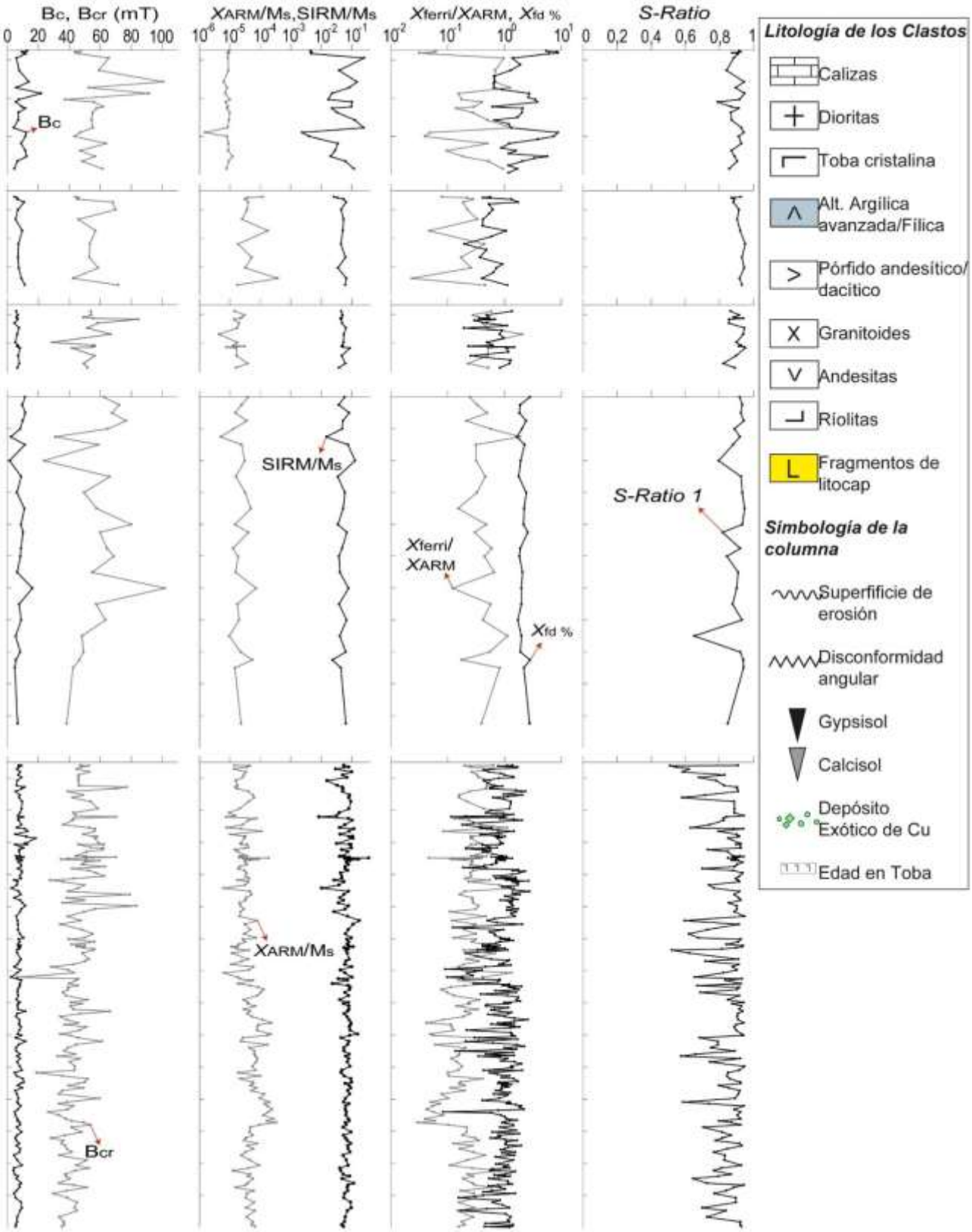

Bc, Bcr (mT)
0 20 40 60 80 100
XARM/Ms,SIRM/Ms
10^-6 10^-5 10^-4 10^-3 10^-2 10^-1
Xferri/XARM, Xfd %
10^-2 10^-1 10^0 10^1
S-Ratio
0 0,2 0,4 0,6 0,8 1
Bc
SIRM/Ms
Xferri/
XARM
Xfd %
S-Ratio 1
XARM/Ms
Bcr
Litología de los Clastos
Calizas
Dioritas
Toba cristalina
Alt. Argílica avanzada/Fílica
Pórfido andesítico/ dacítico
Granitoides
Andesitas
Riolitas
Fragmentos de litocap
Simbología de la columna
Superfificie de erosión
Disconformidad angular
Gypsisol
Calcisol
Depósito Exótico de Cu
Edad en Toba

Figura 7.8 Secuencia sedimentaria esquemática del registro sedimentario del DMC con sus parámetros magnéticos. Lado izquierdo de la columna, conteo litológico de clastos de las unidades investigadas en este estudio. Lado derecho de la columna, parámetros magnéticos. χ F_a y χ F_{b-c}: susceptibilidad magnética de baja frecuencia (470 Hz) de la fracción F_a y F_{b-c}, respectivamente; χ_{lofi}: susceptibilidad magnética de bajo campo; χ_{hifi}: susceptibilidad magnética de alto campo; χ_{ferri}: susceptibilidad magnética de componentes ferrimagnéticos (χ_{ferri}: χ_{lofi} - χ_{hifi}); χ_{ARM}: susceptibilidad magnética anhisteretica; SIRM, saturación de magnetización remanente isotermal; M_s: saturación magnética; B_c: fuerza coercividad; B_{cr}: fuerza de coercividad remanente; $\chi_{fd\%}$: Susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia ($\chi_{fd\%}$ = ((χ_{lf} - χ_{hf})/ χ_{lf})*100); S-ratio (S-ratio: (1-IRM-0.3T/IRM1T)/2). Datos magnéticos Anexo H.

Unid	A.F	Val. estad.	χF_a (m^3kg^{-1})	χF_{b-c} (m^3kg^{-1})	M_s (Am^2kg^{-1})	M_r (Am^2/kg^{-1})	B_c (mT)	B_{cr} (mT)	χ_{lofi} (m^3kg^{-1})	χ_{hifi} (m^3kg^{-1})	χ_{ferri} (m^3kg^{-1})	SIRM (Am^2kg^{-1})	$B_{1/2}$ (mT)	χ_{ARM} (m^3kg^{-1})	χ_{ARM}/Ms	SIRM/Ms	χ_{ferri}/χ_{ARM}	χfd Fa %	S-ratio
Gr. Atravesados	At I	Min	2,65E-03	2,22E-03	4,55E-02	5,33E-03	4,1	18,9	4,60E-07	9,03E-10	4,56E-07	2,84E-03	26	9,02E-06	1,26E-05	0,041	2,94E-02	0,1	0,59
		Max	9,93E-03	7,35E-03	1,02E+00	9,85E-02	10,7	59,8	9,79E-06	9,06E-08	9,73E-06	7,34E-02	74	1,93E-05	3,41E-04	0,117	8,40E-01	2,2	0,95
		X	5,11E-03	5,09E-03	2,89E-01	2,97E-02	7,0	40,4	2,82E-06	2,99E-08	2,79E-06	2,01E-02	42	1,43E-05	7,86E-05	0,071	2,03E-01	1,0	0,85
		x	4,88E-03	5,11E-03	2,45E-01	2,79E-02	6,7	39,1	2,41E-06	2,94E-08	2,39E-06	1,58E-02	40	1,38E-05	5,66E-05	0,068	1,77E-01	1,0	0,86
		σ	1,29E-03	9,46E-04	1,99E-01	1,78E-02	1,7	7,5	1,89E-06	2,06E-08	1,88E-06	1,37E-02	9	2,33E-06	6,73E-05	0,017	1,43E-01	0,4	0,08
	At II	Min	1,90E-03	1,78E-03	4,80E-02	6,67E-03	2,5	6,5	4,88E-07	1,89E-09	4,82E-07	4,61E-03	36	7,04E-06	6,07E-06	0,010	4,22E-02	0,1	0,52
		Max	6,41E-03	5,58E-03	1,49E+00	1,13E-01	11,8	83,5	1,36E-05	7,89E-08	1,36E-05	8,21E-02	75	1,70E-05	2,38E-04	0,181	1,50E+00	2,7	0,95
		X	3,88E-03	3,46E-03	3,33E-01	3,00E-02	7,5	45,3	2,95E-06	3,00E-08	2,92E-06	2,07E-02	53	1,07E-05	5,26E-05	0,071	2,93E-01	1,1	0,85
		x	3,73E-03	3,43E-03	2,55E-01	2,70E-02	7,5	44,6	2,36E-06	2,81E-08	2,33E-06	1,60E-02	53	1,03E-05	3,93E-05	0,073	2,23E-01	1,0	0,90
		σ	1,06E-03	9,08E-04	2,58E-01	1,82E-02	1,7	11,1	2,25E-06	1,69E-08	2,24E-06	1,50E-02	7	2,54E-06	4,63E-05	0,027	2,54E-01	0,6	0,11
	At III	Min	1,11E-03	9,41E-04	6,16E-02	6,91E-03	5,1	34,6	5,48E-07	9,63E-09	5,38E-07	5,63E-03	0	6,31E-06	7,55E-06	0,008	4,65E-02	0,1	0,51
		Max	1,08E-02	5,33E-03	1,35E+00	1,17E-01	18,4	77,2	1,24E-05	8,98E-08	1,23E-05	6,16E-02	107	1,49E-05	1,88E-04	0,365	1,12E+00	2,3	0,94
		X	4,23E-03	3,28E-03	4,32E-01	4,16E-02	8,7	51,7	3,88E-06	4,37E-08	3,83E-06	2,54E-02	54	9,85E-06	3,40E-05	0,075	3,84E-01	0,8	0,84
		x	3,85E-03	3,39E-03	3,54E-01	3,99E-02	8,4	51,1	3,32E-06	4,00E-08	3,28E-06	2,28E-02	53	9,69E-06	2,70E-05	0,070	3,24E-01	0,8	0,89
		σ	1,86E-03	9,39E-04	2,84E-01	2,18E-02	2,4	9,0	2,52E-06	1,88E-08	2,51E-06	1,20E-02	14	1,87E-06	2,91E-05	0,050	2,31E-01	0,4	0,11
Gr. Tesoro	Tes II-Tes III	Min	1,27E-03	1,31E-03	3,49E-02	5,57E-03	5,0	38,5	3,55E-07	2,13E-08	3,14E-07	2,76E-03	44	2,50E-06	9,51E-06	0,024	1,23E-01	1,7	0,65
		Max	4,61E-03	3,18E-03	1,03E+00	5,97E-02	16,3	101,8	1,12E-05	1,97E-07	1,10E-05	4,23E-02	99	1,59E-05	7,34E-05	0,079	1,12E+00	2,8	0,95
		X	2,74E-03	2,04E-03	3,36E-01	2,64E-02	8,4	59,3	3,40E-06	7,14E-08	3,32E-06	1,61E-02	62	6,61E-06	2,73E-05	0,051	4,73E-01	2,1	0,89
		x	2,56E-03	1,93E-03	2,93E-01	2,18E-02	8,5	57,6	2,59E-06	4,61E-08	2,52E-06	1,13E-02	61	4,81E-06	1,95E-05	0,047	4,51E-01	2,0	0,92
		σ	1,04E-03	5,35E-04	2,60E-01	1,80E-02	2,8	15,6	3,01E-06	5,46E-08	2,97E-06	1,25E-02	15	3,99E-06	1,82E-05	0,016	2,56E-01	0,3	0,07
Gr. Arrieros	Ar	Min	1,29E-03	3,83E-04	8,38E-03	1,07E-03	1,7	23,8	7,27E-08	7,52E-10	7,35E-08	5,62E-04	35	2,79E-06	4,47E-06	0,015	2,35E-02	0,2	0,80
		Max	9,37E-03	4,63E-03	2,46E+00	6,43E-02	11,8	84,5	2,34E-05	1,46E-07	2,32E-05	4,15E-02	118	1,23E-05	3,73E-04	0,131	2,05E+00	2,8	0,95
		X	2,65E-03	1,28E-03	2,88E-01	1,90E-02	7,4	55,1	2,52E-06	3,07E-08	2,49E-06	1,32E-02	58	4,77E-06	4,05E-05	0,054	4,59E-01	1,0	0,91
		x	2,32E-03	1,08E-03	1,85E-01	1,59E-02	7,0	55,2	1,70E-06	2,02E-08	1,64E-06	9,87E-03	54	3,95E-06	2,43E-05	0,051	3,43E-01	0,7	0,92
		σ	1,41E-03	9,00E-04	4,10E-01	1,51E-02	2,4	12,9	3,86E-06	3,08E-08	3,84E-06	1,07E-02	16	2,14E-06	6,53E-05	0,019	4,19E-01	0,6	0,04
Sed. Ratones	Rat I	Min	9,16E-04	3,10E-04	7,52E-02	1,16E-02	4,2	47,0	6,62E-07	5,16E-09	6,56E-07	9,44E-03	33	4,06E-06	6,28E-06	0,026	9,53E-02	0,6	0,84
		Max	6,57E-03	1,68E-03	1,10E+00	8,57E-02	13,9	100,7	8,96E-06	4,67E-08	8,91E-06	5,40E-02	96	9,14E-06	9,15E-05	0,126	1,33E+00	2,1	0,95
		X	3,48E-03	8,76E-04	5,46E-01	3,91E-02	7,8	60,9	4,48E-06	2,23E-08	4,46E-06	2,73E-02	55	6,51E-06	2,07E-05	0,060	7,06E-01	1,2	0,89
		x	2,97E-03	7,78E-04	5,20E-01	2,94E-02	7,2	59,2	4,84E-06	2,00E-08	4,79E-06	2,77E-02	51	6,60E-06	1,32E-05	0,057	6,79E-01	1,2	0,89
		σ	1,50E-03	3,53E-04	3,23E-01	2,15E-02	3,0	14,5	2,44E-06	1,58E-08	2,42E-06	1,38E-02	17	1,65E-06	2,45E-05	0,026	3,83E-01	0,4	0,03
	Rat II	Min	1,58E-04	1,17E-04	9,80E-03	1,67E-03	5,6	37,2	8,15E-08	6,08E-09	2,27E-08	7,77E-04	36	4,65E-07	1,84E-05	0,033	3,12E-02	2,0	0,79
		Max	2,03E-03	9,84E-04	1,85E-01	2,48E-02	21,8	91,5	1,86E-06	8,59E-08	1,85E-06	1,57E-02	101	8,37E-06	3,00E-04	0,141	4,01E-01	8,7	0,95
		X	9,54E-04	5,11E-04	6,69E-02	8,61E-03	11,3	52,2	5,73E-07	2,39E-08	5,63E-07	5,79E-03	60	4,50E-06	1,09E-04	0,096	1,35E-01	4,9	0,90
		x	7,53E-04	5,45E-04	3,55E-02	6,02E-03	11,8	47,5	3,25E-07	1,46E-08	3,05E-07	4,14E-03	57	5,08E-06	6,23E-05	0,091	1,01E-01	3,9	0,91
		σ	6,06E-04	2,69E-04	6,26E-02	7,50E-03	4,1	13,9	5,55E-07	2,27E-08	5,54E-07	5,14E-03	19	2,49E-06	8,85E-05	0,031	1,13E-01	2,4	0,04
		Min	**1,58E-04**	**1,17E-04**	**8,38E-03**	**1,07E-03**	**1,7**	**6,5**	**7,27E-08**	**7,52E-10**	**2,27E-08**	**5,62E-04**	**0**	**4,65E-07**	**4,47E-06**	**0,008**	**2,35E-02**	**0,1**	**0,51**
		Max	**1,08E-02**	**7,35E-03**	**2,46E+00**	**1,17E-01**	**21,8**	**101,8**	**2,34E-05**	**1,97E-07**	**2,32E-05**	**8,21E-02**	**118**	**1,93E-05**	**3,73E-04**	**0,365**	**2,05E+00**	**8,7**	**0,95**
		X	**3,96E-03**	**3,30E-03**	**3,34E-01**	**2,99E-02**	**7,9**	**49,0**	**3,04E-06**	**3,50E-08**	**3,00E-06**	**1,97E-02**	**53**	**9,67E-06**	**5,22E-05**	**0,069**	**3,39E-01**	**1,2**	**0,86**
		x	**3,87E-03**	**3,40E-03**	**2,61E-01**	**2,65E-02**	**7,5**	**47,4**	**2,39E-06**	**2,98E-08**	**2,36E-06**	**1,63E-02**	**52**	**9,71E-06**	**3,35E-05**	**0,064**	**2,70E-01**	**1,0**	**0,90**
		σ	**1,67E-03**	**1,62E-03**	**2,89E-01**	**2,00E-02**	**2,4**	**12,6**	**2,64E-06**	**2,68E-08**	**2,62E-06**	**1,38E-02**	**14**	**4,03E-06**	**5,65E-05**	**0,032**	**2,91E-01**	**1,0**	**0,09**

Tabla 7.1 Valores estadísticos de los parámetros magnéticos medidos en el registro sedimentario del DMC. χ F_a y χ F_{b-c}: susceptibilidad magnética de baja frecuencia (470 Hz) de la fracción F_a y F_{b-c}, respectivamente; χ_{lofi}: susceptibilidad magnética de bajo campo; χ_{hifi}: susceptibilidad magnética de alto campo; χ_{ferri}: susceptibilidad magnética de componentes ferrimagnéticos (χ_{ferri}: χ_{lofi} - χ_{hifi}); χ_{ARM}: susceptibilidad magnética anhisteretica; SIRM, saturación de magnetización remanente isotermal; M_s: saturación magnética; B_c: fuerza coercividad; B_{cr}: fuerza de coercividad remanente; χ fd%: Susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia (χfd% = ((χlf - χhf)/ χlf)*100); S-ratio (S-ratio: (1-IRM-0.3T/IRM1T)/2). Datos magnéticos Anexo H.

En el registro estratigráfico del DMC, solo las unidades de gravas Tesoro (Tes II - Tes III) y la parte inferior de las gravas Arrieros contienen importante cantidad de clastos

provenientes de zonas de alteración hidrotermal, además en ambas unidades es posible observar dos mantos con mineralización exótica de cobre (Fig. 7.8), los que se generan a partir de la migración lateral de fluidos cargados en Cu, producto de la interacción entre aguas meteóricas y sulfuros de Cu hipógenos (Münchmeyer, 1996) y la alta tasa de evaporación (Fernadéz-Mort et al., 2018). Estas unidades de gravas que presentan registros de la presencia de un pórfido cuprífero en los alrededores no presentan una señal magnética distintiva que pueda ser asociada a la denudación de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero. Sin embargo, solamente en las gravas Tesoro es posible encontrar la presencia de hematita, lo cual es identificado a través de la forma de las curvas de histéresis y altos valores de coercividades (Bc y Bcr) y χ_{hifi} (Fig. 7.4) y otra característica distintiva importante de esta unidad es la presencia de magnetita relativamente pura, la cual está relativamente ausente en las gravas predecesoras de Atravesados. La presencia de hematita en estas gravas podría ser el resultado de la destrucción/transformación de minerales ferromagnéticos previamente depositados producto de a la circulación de soluciones supérgenas acidas y oxidadas (Sillitoe, 2005; Fernadez-Mort et al., 2018) y/o provenir de la erosión de la zona de alteración supérgena (zona lixiviada) del DPCs de los alrededores (Chávez, 2000) y su presencia no estaría vinculada a una génesis hidrotermal, debido a que en el capítulo 6 pudimos observar que no existe formación importante de hematita a partir de la circulación de fluidos hidrotermales. En cambio, un porcentaje de las magnetitas presentes en gravas Tesoro pudiese ser de origen hidrotermal. Sin embargo, para discriminar entre minerales de origen magmático, hidrotermal y/o supérgenos es necesario, 1) hacer un muestreo más detallado a lo largo del registro sedimentario de las gravas Tesoro, para así poder obtener una mejor resolución de los datos, y 2) complementar la señal magnética provenientes de los sedimentos con un estudio geoquímicos (elementos menores y trazas) de óxidos de Fe-Ti depositados en las gravas Tesoro. Esto último ha sido previamente utilizado como un indicador de procedencia en depósitos glaciares adyacentes a depósitos de pórfidos cupríferos (Pisiak et al., 2016).

7.6. Conclusiones

El presente estudio establece una relación entre las propiedades magnéticas (susceptibilidades magnéticas, temperaturas de Curie, ciclos de histéresis, IRM y ARM) medidas en la matriz de sedimentos de origen continental, depositados en una región árida –

hiperárida con una PMA < 200 mm/a, las cuales reflejan diferentes condiciones climáticas y/o tectónicas prevalecientes durante el tiempo de su deposición. Esto con el objetivo de comprender el origen de la señal magnética y validar su uso como un indicador de las condiciones tectono-climaticas, propuesto inicialmente por Pizarro et al. (2019) en esta tesis. Las conclusiones de este capítulo se pueden resumir de la siguiente manera.

- La señal magnética es principalmente controlada por la concentración de minerales de bajas coercividades (magnetita, titanomagnetita, maghemita) de origen detrítico. Significativa cantidad de mineral de Fe de origen autigénicos solo es posible encontrar en las asociaciones de facies Rat II de sedimentos Ratones.
- La mineralogía magnética de las secciones sedimentarias es controlada por tamaños de grano magnético PSD/MD, mientras que es posible encontrar un pequeño porcentaje de minerales tamaños SP/SD en horizontes con asociaciones de facies Rat II de los sedimentos Ratones.
- Mayores concentraciones de minerales ferromagnéticos en las gravas Atravesados podría estar asociada a condiciones climáticas más húmedas acopladas con una importante fase Tectónica. Mientras que el decline en la concentración en gravas Arrieros puede ser relacionado a un tren de aridificación y/o cambios de fuente.
- Condiciones semiáridas-hiperaridas del desierto de Atacama combinadas con un bajo grado de autigénesis de minerales de Fe ayudan a preservar la señal tectónica-climática registrada por las propiedades magnéticas de la matriz de las gravas.
- Las condiciones climáticas de deposición de los sedimentos controlaría la selectividad de los minerales magnéticos, ya que mayores diferencias de los valores de χ entre las fracción F_a y fracción F_{b-c} son observados en gravas Arrieros y los sedimentos Rat I, los cuales están compuestos por flujos de detritos y laminares hiperconcentrados (menos diluidos), mientras que esta diferencias menores son observadas en las gravas Atravesados y Tesoro, las cuales fueron formadas por flujos de corriente (más diluido).
- A partir del patrón de variabilidad de la curva de χ se puede establecer la importancia de las condiciones climáticas y/o tectónicas sobre la deposición de los sedimentos. Una curva de χ con una muy alta variabilidad en At III, indicaría que su deposición fue controlada principalmente por condiciones climáticas, mientras que una curva de

χ con muy baja variabilidad (curva relativamente homogénea) en la parte media superior de At II, indicaría que su deposición fue controlada principalmente por factores tectónicos.

- No es posible aislar una señal magnética propia de sedimentos asociada a la denudación de un sistema mineralizado tipo pórfidos cupríferos, sin embargo, a partir de las propiedades magnéticas de las gravas Tesoro se infirió la presencia de hematita, la cual podría estar asociada con la circulación de fluidos meteóricos ricos en Cu y/o con la denudación de la mineralogía supérgena de un depósito de pórfido cuprífero de los alrededores, lo cual podría ser aclarado con un muestreo más detallado de esta unidad y/o con estudios geoquímicos de óxidos de Fe-Ti para diferenciar entre orígenes magmáticos, hidrotermales y/o supérgenos.

***Capítulo VIII*: Discusiones**

8.1. Evolución magmática-hidrotermal de un depósito de pórfido cuprífero trazada a partir de minerales accesorios.

A partir de la validación de los diferentes trazadores mineralógicos como indicadores de fertilidad metalogénicas, testeados en dos mega yacimientos de cobre, Chuquicamata y Escondida, y en dos depósitos de menor envergadura, tales como Mirador y Esperanza, esta discusión busca establecer la utilización de características físicas y geoquímicas de diferentes minerales para reconstruir de forma semicuantitativa la historia magmática hidrotermal de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero.

El capítulo III presenta el análisis de 100 granos de circones provenientes de los depósitos de pórfidos cupríferos aquí estudiados, cuyos resultados permiten validar al circón como un mineral indicador de pórfido cuprífero (PIZ). Además, esto es sustentado en análisis realizados en circones provenientes de otros DPCs del Norte de Chile y otras provincias metalogénicas alrededor del mundo y en estudio de circones provenientes de cuerpos intrusivos estériles (Ballard et al., 2002; Muñoz et al., 2012; Dilles et al., 2015; Shen et al., 2015; Lu et al., 2016). Este mineral tiende a presentar características petrográficas y geoquímicas distintivas de circones provenientes de cuerpos intrusivos estériles. Los PIZ, son de origen magmático, cristalizan entre los 750 y 650 °C y presentan una morfología externa euhedrales caracterizadas por el desarrollo casi exclusivo de prismas de los tipos {110} y faces piramidales del tipo {101}. Además, presenta concentraciones de Hf > 8.750 (ppm) y valores de las razones de Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce / Nd)/Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3, Th/U < 0,9 - > 0,1. Los circones de origen magmático provenientes de intrusivos estériles no presentan características distintivas, ellos pueden cristalizar en una amplio rango de temperaturas, generalmente superiores a los 750 °C (Dilles et al., 2015; Lu et al., 2016), y presentar un amplia variedad de formas, caracterizadas por el desarrollo de prismas de los tipos {110}, {211} y {301} y faces piramidales de los tipos {101} y {100} (Belousova et al., 2005). Estos circones por lo general, presenta valores de las razones de Eu/Eu* < 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y< 1, (Ce/Nd)/Y < 0,01, y Dy/Yb > 0,3 (Ballard, et al., 2002; Dilles et al., 2015; Lu et al., 2016).

El análisis de ~ 100 granos de apatitos provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal de los depósitos de pórfidos cupríferos aquí estudiados presentados en el capítulo V, nos permiten establecer al apatito como un registrador de la circulación de fluidos hidrotermales, cuyas características petrográficas y geoquímicas iniciales tienden a ser

modificadas producto de la circulación de fluidos hidrotermales, generando características diferentes a la de los apatitos magmáticos no modificados. Los apatitos modificados hidrotermalmente, presentan una morfología externa euhedral-subhedral y un color de luminiscencia verde, el cual puede variar en tonalidad e intensidad, con texturas rugosas, porosas y esqueletoidales. El color de luminiscencia verde esta dado por concentraciones elevados de Ca y valores bajos de elementos trazas, tales como Mn, Na, Cl, S y ETR. Los apatitos magmáticos no alterados, presentan principalmente una morfología externa euhedrales, colores de luminiscencia amarillo, pardo y anaranjado con texturas generalmente lisas y rugosas, donde el color de luminiscencia depende de la composición geoquímica del grano. Por lo general, los apatitos no alterados tienden a presenta bajas concentraciones de Ca y valores elevados de elementos trazas, tales como Mn, Na, Cl, S y ETR. Estos resultados son coherentes con datos petrográficos y geoquímicos de apatitos provenientes de los pórfidos cupríferos de la provincia metalogénica de British Columbia (Bouzari et al., 2016; Mao et al., 2016).

El capítulo VI presenta el análisis de 31 muestras provenientes de diferentes zonas de alteración hidrotermal desarrollada en los DPCs aquí estudiados y de 10 muestras provenientes de intrusivos estériles, lo cual permitió establecer el uso de señales magnéticas como un registrador del tipo e intensidad de la alteración hidrotermal. Estos resultados son coherentes con las señales magnéticas provenientes de estos y otros depósitos de pórfidos cupríferos encontrados en las diferentes franjas metalogénicas a lo largo de Chile (Astudillo et al., 2008; 2010; Riveros et al., 2014; Tapia et al., 2016). A partir de las propiedades magnéticas medidas en cuerpos intrusivos alterados se pueden inferir que la señal magnética es controlada por la concentración de óxidos de Fe-Ti de origen magmático e hidrotermal de diferentes tamaños de granos, donde la señal de alteraciones selectivas es asociada a altas concentraciones (> 2%) de magnetita homogénea de tamaños magnéticos PSD/MD de origen magmático e hidrotermal. Además, estas alteraciones tienden a variar en la composición de su mineralogía magnética como producto de las condiciones fisicoquímicas de los fluidos hidrotermales que la forman. Mientras que la señal magnética de rocas con alteraciones pervasivas se asocia a bajas concentraciones de óxidos de Fe-Ti (< 1%) de tamaños próximos al límite SP/SD correspondientes a rutilo, maghemita y magnetita. Por lo general, la señal magnética de cuerpos intrusivos estériles de composición litologica relativamente similar a los DPCs aquí estudiados es dominada por altas concentraciones (> 2%) de magnetita y titanomagnetitas de tamaños magnéticos PSD/MD de origen magmático.

Los sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos, por lo general, estas asociados a grandes volúmenes de magmas de naturaleza calcoalcalina provenientes de limites convergentes (e.g. Richard, 2003; 2011; Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Un volumen considerable de magma puede corresponder a cuerpos plutónicos precursores, los cuales se consideran como sitios de cristalización de la corteza media a superior de magmas máficos a félsicos que ascendieron de reservorios más profundos antes del desarrollo de sistemas de pórfidos cupríferos (Richards, et al., 2003). Estos cuerpos intrusivos pueden representar las partes menos profundas y consolida de donde se derivar los fluidos hidrotermales o pueden no tener ningún vínculo con la generación de un depósito de pórfido cuprífero (Fig. 8.1a). En el caso del yacimiento Chuquicamata, el Complejo Los Picos y Complejo Fortuna, se consideran intrusivos precursores del Complejo Intrusivo Chuquicamata (Ballard et al., 2002; Barra et al., 2012). A partir de los resultados de esta investigación, se infiere que estos cuerpos ígneos precursores presentan circones (Eu/Eu* < 0,4, (Ce/Nd)/Y < 0,01) y apatitos (color de luminiscencia amarilla, anaranjada y parda) de origen magmáticos, los cuales no presentan ninguna señal metalogénica asociada (Fig. 8.1a). Minerales accesorios con estas características han sido documentados en diferentes cuerpos intrusivos estériles (Sha y Chappell, 1999; Olade, 1977; Boulosova et al., 2002; Lu et al., 2016). Además, en estos cuerpos intrusivos es posible encontrar concentraciones de óxidos de Fe-Ti superiores a 2% de origen magmático, las cuales corresponden a magnetita homogénea y titanomagnetita con texturas de exsolución típicas de alta temperatura (Fig. 8.1a), lo cual también ha sido observado por Nadoll et al. (2014; 2015) en cuerpos plutónico de roca estriles. A partir de la presencia de minerales accesorios de origen magmático sin una firma metalogénica se infiere que el fundido a partir del cual cristalizas estos minerales no generara un depósito de pórfido cuprífero, ya sea por un estado de oxidación relativamente bajo (FMQ +1), bajo contenido de agua (< 4% en peso de H_2O) y/o por una baja presencia de S y/o metales.

Una vez que un magma rico en agua (≥ 4% en peso de H_2O), con un alto estado de oxidación (FMQ +1 a +2; Richard et al., 2015) y un importante contenido de S y metales, alcanza la superficie (Richards, 2003; 2011; Richards et al., 2012; Loucks, 2014) se genera la cámara magmática parental de un sistema magmático-hidrotermal potencialmente mineralizante, la cual se localiza a profundidades de entre 5 y 15 km en sitios de flotabilidad neutra (Cloos, 2001; Richards, 2005) y es la fuente del magma y de fluidos hidrotermales de alta presión y alta temperatura durante el desarrollo del sistema mineralizado (Cloos, 2001; Richards, 2005). Los resultados de esta investigación sugieren que los circones encontrados

en estas cámaras magmáticas parentales cristalizan a temperaturas entre 750 y 650 °C, presentan morfologías externas euhedrales caracterizadas por el desarrollo de prismas del tipo {110} y faces piramidales del tipo {101}y presentan características geoquímicas de PIZ (Hf > 8.750 (ppm), Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce / Nd)/Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3, Th/U < 1 - > 0,1) (Fig. 8.1a), mientras que los apatito y los óxidos de Fe-Ti son de origen magmáticos y no presentan ninguna señal metalogénica asociada (Fig. 8.1a). Sin embargo, los bajos contenidos de Mn^{+2} (especie reducida) en los apatitos indicarían un estado oxidación relativamente alto (Miles et al., 2014), ya que la anomalía de Eu en este mineral no puede ser utilizada como un indicador del estado de oxidación, debido a que el apatito tendería a cristalizar después de la plagioclasa, esto es inferido a partir de la razón Sr/Y < 1 (Pan et al., 2016), mientras que los circones cristalizarían antes o contemporáneos con plagioclasa.

A partir de la cámara magmática parental se generan diferentes *stocks* porfídicos, los cuales son relativamente similares en composición y se diferencia por su textura y tiempo de formación, por lo general corresponden a una fase temprana, intermineral y tardía (Seedorff et al., 2005; Sillitoe, 2010). Estos se originan desde profundidades cada vez mayores en la cámara parental y cristalizan progresivamente (Sillitoe et al., 2010), cuyos emplazamientos van acompañados por la circulación de fluidos hidrotermales, lo que forman las diferentes zonas de alteración hidrotermal y generan la mineralización (Lowell y Guilbert, 1970; Rose, 1970; Beane y Titley, 1981; Beane y Bornar, 1995). La presencia y características petrográficas y geoquímicas de minerales accesorios en los *stocks* porfídicos va a depender del tipo e intensidad de la alteración hidrotermal, con la excepción del circón, el cual va a presentar características PIZ en todos los pórfidos asociados a mineralización (Fig. 8.1a), ya que los circones aquí estudiados no presentan ningún tipo de modificación producto de la circulación de fluidos, lo cual si ha sido observado en circones de los yacimientos el Teniente (Muñoz et al., 2012) y Bajo la Alumbrera (Buret et al., 2015). Diferentes factores pueden inferir en el tamaño del depósito, tales como el ajuste estructural, el tamaño de la cámara magmática, el tiempo de circulación de los fluidos (Oyarzún et al., 2001; Richard et al., 2003; Seedorff et al., 2005; Sillitoe et al., 2010), lo cual va a generar depósitos gigantes, tales como Chuquicamata y Escondida, o de menor envergadura, tales como Mirador y Esperanza. De forma esquemática la figura 8.1 presenta un depósito de pórfido cuprífero gigante y un de menor envergadura generado a partir de la cámara magmática parental.

Por lo general, en un depósito de pórfido cuprífero gigante participa un mayor volumen de fluido hidrotermal y la interacción fluido-roca tiene a ser de mayor duración, en los depósitos aquí estudiados es superior a 2 Ma (Mathur et al., 2000; Ossandón et al., 2001; Barra et al., 2012; Padilla-Garza et al., 2001; Hervé et al., 2012). A partir de los resultados de esta investigación se sugiere que los fluidos hidrotermales que generan la alteración potásica pueden transformar los apatitos magmáticos de color de luminiscencia amarillo, pardo y/o anaranjado a apatitos modificando hidrotermalmente de color verde (Fig. 8.1b), donde estos últimos se caracterizan por presentar un alto contenido de Ca y una baja concentración de elementos trazas (Na, Cl, S, Mn). En esta misma alteración, fluidos ricos en Fe pueden precipitar de forma directa magnetita de origen hidrotermal de forma diseminada en la masa y/o en vetas (Ulrich et al. 2001; Rusk et al. 2004) y/o reemplazando a otros minerales que contienen Fe, tales como hematita, biotita, calcopirita (Nadoll et al., 2014; 2015). Mientras que óxidos de Fe-Ti de origen magmático tienden a presentarse como granos diseminados en la masa fundamental (Fig. 8.1b). Sin embargo, en este caso no se observa un enriquecimiento magnético debido a la generación de magnetita hidrotermal al compararlo con rocas de cuerpos intrusivos estériles de similar litología, como si ha sido documentado por otros autores en los estados tempranos de alteración potásica (Meyer 1965; Arancibia y Clark 1996; Clark, 20014; Riveros et al., 2014), lo cual puede ser producto del efecto *telescoping* sufrido por esta alteración y/o por la transformación de magnetita magmática. El enfriamiento del fluido hidrotermal hacia zonas periférica genera la alteración propilítica (Sillitoe, 2010; Richard, 2011). La roca de caja con desarrollo de alteración propilítica no presenta circones con características PIZ (Fig. 8.1b), mientras que los otros minerales accesorios presentes son bastante similares a los encontrados en la zona potásica (Fig. 8.1b). La presencia de minerales accesorios con una firma hidrotermal es directamente proporcional a la distancia con el cuerpo porfídico, por lo tanto, la presencia de apatitos de color verde tiende aumentar mientras más próximos estamos al pórfido cuprífero y a disminuir si nos alejamos. Producto de la circulación de fluidos meteóricos en esta alteración es posible encontrar maghemita o hematita y rutilo generada a partir de óxidos de Fe-Ti de origen magmáticos e hidrotermales (Fig. 8.1b), lo cual ha sido reconocido en el depósito de Escondida por Riveros et al., (2014). En la alteración fílica intensa la concentración de PIZ tienden a disminuir, lo cual puede ser producto de que los pórfidos de fase tardía son pobres en estos minerales. A diferencia de lo documentado por Bouzari et al., (2016), quien identifica luminiscencia de color gris en apatitos de la alteración moscovita verde del

depósito de Highland Valley en la Provincia de Britih Columbia (Canadá), la alteración fílica de Chuquicamata y Escondida no se encuentran apatitos, lo cual podría ser producto de la intensidad de la solución, sumado a las características acidas y oxidantes del fluido, las cuales tienden a diluir completamente este mineral. Además, este mismo fluido tiende a destruir y oxidar parcialmente los óxidos de Fe-Ti previamente formados para formar principalmente rutilo y en menor medida magnetitas y maghemitas de tamaños SP/SD. Este mismo proceso fue documentado por Astudillo et al., (2008) y Riveros et al., (2014) en los pórfidos de Chuquicamata y Escondida. Si esta alteración se sobreimpone a una alteración previamente formada, dependiendo de la intensidad de la penetración, transformara a los minerales accesorios, tales como apatitos y magnetitas, esto es observado en la alteración potásica de Chuquicamata. La alteración argílica avanzada debería presentar una composición de minerales accesorios bastante similares a la alteración fílica intensa, ya que las características del vapor hidrotermal son relativamente similares en acides y estado de oxidación.

Los depósitos de pórfidos cupríferos de menor envergadura tienden a presentar una cámara magmática parental más pequeña, participa un menor volumen de fluido hidrotermal y la interacción fluido-roca tiene a tener una menor duración (Oyarzún et al., 2001; Sillitoe, 2010), en los depósitos aquí estudiados es menor a 1 Ma (Perelló et al., 2004; 2010). En este caso, la solución hidrotermal que forma la alteración potásica tiende a modificar los apatitos de origen magmáticos de forma parcial, lo que se manifiesta como apatitos de color pardos, anaranjados y/o amarillos con parches de color verde (Fig. 8.1c). Además, es posible encontrar apatitos totalmente modificados y/o apatitos sin ninguna modificación, esto va a depender de la intensidad de la alteración (Fig. 8.1c). En este tipo de rocas es común encontrar la presencia de magnetita de origen magmático, además si el fluido hidrotermal que forma esta alteración es rico en Fe vamos a encontrar magnética de origen hidrotermal (Ulrich et al. 2001; Rusk et al. 2004). En la alteración fílica débil o clorita sericita de Mirador y Esperanza, existe una mayor presencia de apatitos magmáticos inalterados que de apatitos modificados hidrotermalmente, esto puede ser producto de que la solución hidrotermal no es lo suficientemente acida para modificar la señal geoquímica de apatitos, (Fig. 8.1c). Este fluido hidrotermal tiende a oxidar levemente los óxidos de Fe-Ti previamente formados. En esta alteración, en el caso particular de Mirador, es posible observar enriquecimiento supérgeno en las rocas del depósito, lo que genera la oxidación total de magnetitas a hematitas.

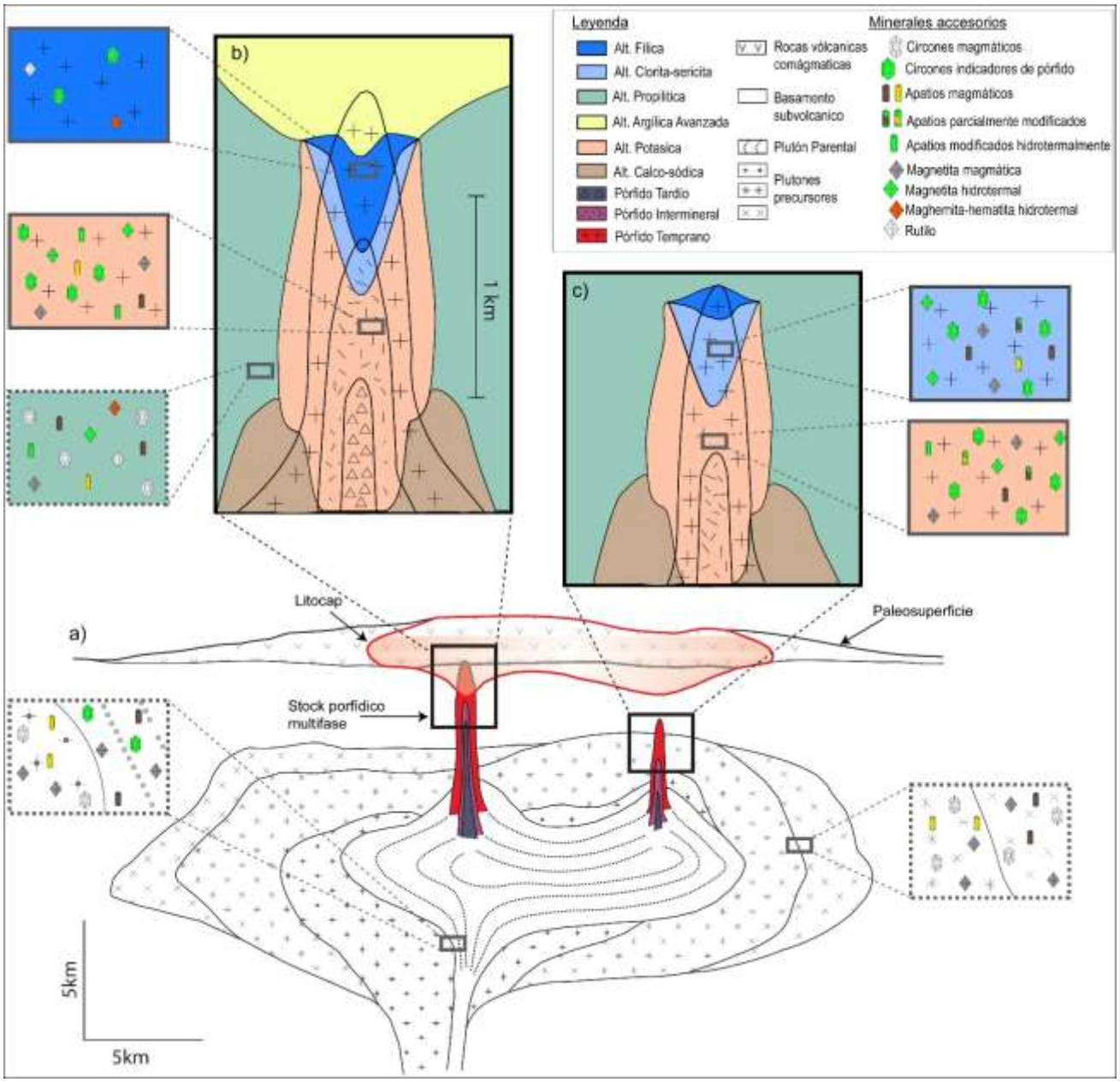


Figura 8.1 Perfil esquemático de la evolución magmática hidrotermal de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero asociado con la cristalización de minerales accesorios. En este perfil se puede observar la presencia de minerales accesorios asociados a: a) cuerpos de magmas precursores, cámara magmática parental y evolución de pórfidos cupríferos, b) Depósito de pórfido cuprífero de grandes dimensiones (e.g. Chuquicamata y Escondida), c) Depósito de pórfido cuprífero de menor envergadura (e.g. Mirador y Esperanza). Cuadros con la mineralogía ampliada compuestos por línea continua corresponde a minerales observados en este estudio. Cuadros con la mineralogía ampliada compuestos por línea segmentadas corresponde a minerales documentados por otros trabajos (e.g. Belousova et al., 2002; Ballard, et al., 2002; Astudillo et al., 2008; Riveros et al., 2014; Bouzari et al., 2016) (Modificado de Sillitoe, 2010).

8.2. Denudación de un pórfido cuprífero trazado a partir de minerales accesorios contenidos en el registro estratigráfico

El uso de diferentes trazadores mineralógicos provenientes del registro sedimentario del Distrito Minero de Centinela, adyacente a los depósitos de Mirador y Esperanza, busca comprender la denudación de un sistema mineralizado tipo porfídico cuprífero utilizando la abundancia y características físicas y geoquímicas de minerales detríticos.

El capítulo VI presenta el análisis de 100 granos de circones provenientes de las gravas de Tesoro, Arrieros y sedimentos actuales, cuyos resultados nos permiten validar el uso del circón como un mineral indicador de pórfido cuprífero y vincular sus características petrográficas y geoquímicas con la denudación de sistemas mineralizados tipo pórfidos cupríferos. Estos circones presentan características PIZ, que los diferencian de circones provenientes de otras fuentes, tales como fuentes magmáticas y/o metamórficas. Además, los PIZ encontrados en los sedimentos puede ser correlacionados con características morfológicas dependientes del transporte y/o la distancia de la fuente.

El capítulo V presenta el análisis petrográfico y geoquímico de apatitos provenientes del registro sedimentario, donde se usaron las mismas muestras que fueron utilizadas para la caracterización de circones detríticos, pero en este caso, solo 13 granos de apatitos fueron encontrados. Estos granos presentan características petrográficas y geoquímicas similares a la de los apatitos provenientes de pórfido cuprífero, donde es posible encontrar apatitos magmáticos y apatitos modificados hidrotermalmente. Estos últimos representan la mitad de la población de los granos, lo cual podría sugerir de cierta manera el uso de este mineral como un indicador de fertilidad metalogénica.

Las propiedades magnéticas de 442 muestras provenientes del registro sedimentario del DMC fueron analizadas en el capítulo VII, estas muestras fueron tomadas de diferentes unidades sedimentarias. Estos resultados nos permitieron revelar el origen de la señal magnética derivada de la matriz (< 2 mm) de sedimentos de grano grueso depositados en condiciones áridas/hiperáridas (PMA < 200 mm/a) y validar su uso como un indicador de las condiciones tectono-climáticas de deposición. A diferencias de las características petrográficas y señales geoquimicas de circones y apatitos detríticos, la señal magnética no muestra una relación clara respecto a la denudación de sistemas mineralizados tipo pórfido cuprífero.

El Desierto de Atacama está compuesto por múltiples cuencas hidrográficas expuestas ampliamente en el flanco occidental de la Precordillera, las cuales son principalmente rellenadas por depósitos de gravas (Mortimer, 1973; Blanco, 2008) provenientes de la erosión de la Precordillera (Maksaev, 1990). Las gravas más antiguas en el DMC, corresponde a las gravas Esperanza (espesor > 500 m) (Riquelme et al., 2018), las que están conformadas por flujos de detritos en canales pobremente confinados y su deposición es coetánea con horizontes de lavas provenientes de volcanismo tipo caldera provocado por un régimen estructural extensional (Fig. 8.2a) (Cornejo y Mpodozis, 2012). Esta unidad no fue estudiada en este trabajo, sin embargo, Riquelme et al., (2018) demuestra que la mayoría de los clastos de esta unidad provienen de rocas volcánicas Eoceno medio y basamento Paleozoico superior, lo cual es confirmado con la presencia de dos poblaciones de circones detritos, 43 a 48 Ma y 270 a 319 Ma, cuya fuente serían las rocas mencionadas previamente (Fig. 8.2a). La edad de deposición de las gravas Esperanza se estimada aproximadamente, alrededor de los 42 Ma (Riquelme et al., 2018).

Una vez cesado el volcanismo tipo caldera, el arco tiende a migrar levemente hacia el Este hacia la actual posición de la Cordillera de Domeyko (Cornejo y Mpodozis, 2012), y coincide con el inicio de la fase tectónica Incaica (Eoceno Medio; Maksaev, 1990). Durante esta fase se observa un cambio en el régimen estructural, de extensional a compresional (Cornejo y Mpodozis, 2012), que se asocia a un importante alzamiento (Sánchez et al., 2018; Henríquez et al., 2019), que va acompañada por generación de relieve y la producción de un volumen considerable se sedimentos (erosión entre 100 y 200 m/Ma; Maksaev y Zentelli, 1999). Este periodo es coetáneo con la generación de la franja metalogénica Eocena-Oligocena de depósitos de pórfidos cupríferos (Camus, 2003), en la región representados por los depósitos de Mirador y Esperanza. En el área comienza la deposición de las gravas Atravesados (espesor ~ 285 m), la cual es separada en tres subunidades Atravesados I (At I), Atravesados II (At II) y Atravesados (At III) (Muñoz et al., en prep.). Estos corresponden, por lo general, a horizontes de conglomerados, y en menor medida arenas y fangos masivos, cuya deposición evoluciona desde depósitos de flujos de corrientes no permanentes de la parte media a distal de un abanico aluvial, a depósitos de corrientes confinados de un sistema *braided* aluvial plano proximal (Riquelme et al., 2018). A partir de la presencia de paleosuelos ricos en carbonato (Pizarro et al., 2019) y asociaciones de facies húmedas (Riquelme et al., 2018), podemos inferir que estos sedimentos fueron depositados bajo condiciones climáticas áridas (~ 40 mm/a; Rech et al., 2006). Los clastos encontrados son

subredondeados a subangulares y provienen de rocas intrusivas Paleocenas y de rocas de la Formación Cinchado y capas volcánicas intercaladas en las gravas Esperanza. Además, esta unidad registra el destechamiento de la parte superior de un depósito de pórfido cuprífero a partir de clasto de litocap (Fig. 8.2 b). Esta unidad no debería presentar circones con características PIZ o apatitos con características indicadoras de la denudación de DPCs, lo cual es corroborado por Riquelme et al., (2018) a partir de la edad de circones detríticos, los cuales provienen de rocas más antiguas, de edades Paleocenas (57 a 62 Ma) y Eoceno medio-tardío (38 a 46 Ma). En esta unidad la señal magnética es controlada por una alta concentración de titanomagnetitas redondeadas de tamaños magnéticos PSD/MD (< 2%) (Fig. 8.2b), las cuales son asociadas a un incremento de la velocidad de alzamiento de la cordillera de Domeyko (Maksaev y Zentelli, 1999; Sanchez et al., 2018; Henríquez et al., 2019) y por condiciones climáticas áridas (Rech et al., 2006), lo cual genera una erosión < 2,5 km (Henríquez et al., 2019). Durante la deposición de esta unidad, la señal magnética es controlada tanto por condiciones tectónicas o climáticas o por ambas.

Con el sistema en equilibrio (menor alzamiento debido a estructuras locales), en un relieve maduro, comienza el enriquecimiento supérgeno y la formación de depósitos exóticos de Cu, debido a la interacción entre aguas meteórica y sulfuros de Fe-Cu (Munchmeyer, 1996; Fernández-Mort, 2019). Este proceso es contemporáneo con la deposición de las gravas el Tesoro (espesor de ~370 m), la cual se divide en tres subunidades, correspondientes a Tesoro I (Tes I), Tesoro II (Tes II) y Tesoro III (Tes III) (Fernández-Mort et al., 2018). Esta unidad está conformada por horizontes de conglomerados acompañados por arenas y limos y menor presencia de carbonatos, donde los depósitos corresponden a flujos de detritos y corrientes desarrollados en abanicos aluviales con la presencia de lagos efímeros. Por lo general, los clastos son subangulares a subredondeadas y provienen de la erosión de la Formación Quebrada Mala, Grupo Caracoles y Limón Verde, donde las litologías son concordantes con las dataciones de circones detríticos de edades Paleocenas (57 a 74 Ma), Jurásicas (196 a 199 Ma) y Paleozoicas (266 a 344 Ma) (Riquelme et al., 2018). Además, en las gravas de Tes II y Tes III, se reconoce la denudación de zonas hipógenas de un DPC, correspondientes a las alteraciones hidrotermales fílica y propilítica, lo que concuerda con la dataciones de circones detríticos, que presentan edades que varían entre 35 y 49 Ma, lo cual es concordante con las edades documentadas para los DPCs de Esperanza (~ 42 Ma) y Mirador (~ 41 Ma) localizados a ~ 5,3 y 3,2 km, respectivamente, sin embargo la datación de estos minerales no entregan edades exactas, más bien nos entrega

rangos de edades, por lo cual este método no es efectivo en su totalidad para indicar la denudación de DPCs. A partir de los resultados provenientes de esta investigación se puede corroborar la denudación de un sistema mineralizado tipo pórfido cuprífero producto de que estas unidades de gravas presentan una importante cantidad de PIZ, además de circones provenientes de otras fuentes magmáticas (Fig. 8.2c). En los horizontes de gravas con mineralización exótica de cobre (Tes II) es posible encontrar la mayor concentración de PIZ (> 60% del total), los cuales por lo general se encuentran fracturados (Fig. 8.2c), mientras que en gravas estériles (Tes III) este porcentaje desciende alrededor de 10%. A partir de esto podemos mencionar que la erosión de los DPCs coincide con la formación de los niveles de mineralización exótica de cobre, lo cual soporta la hipótesis planteada por Fernández-Mort et al., (2018) que indica que los depósitos exóticos se forman de manera contemporánea a la deposición de gravas, donde la erosión de los DPCs seria entre los 12 y 14 Ma, basado en las dataciones de núclidos cosmogónicos de los niveles exóticos del DMC (Sánchez, 2018). Por el contrario las gravas Tes III son las que presentan la mayor cantidad de apatitos de color de luminiscencia verde (6 granos de un total de 13) asociados con la denudación de depósitos de pórfidos cupríferos, lo cual tiene concordancia con lo observado en los depósitos de Mirador y Esperanza, donde la alteración potásica presenta mayor cantidad de granos modificados hidrotermalmente en comparación con la alteración fílica débil, esto indicaría que las zonas con alteración potásica fueron erosionadas relativamente más tarde. La otra mitad de granos encontrados en estos horizontes de gravas corresponde a apatitos de origen magmático sin una imprenta hidrotermal (Fig. 8.2 c). En esta unidad de gravas la señal magnética es controlada por la concentración de magnetitas y titanomagnetitas de tamaños magnéticos PSD/MD, cuya concentración tiende a ser menor que en las gravas Atravesados. En este caso la señal magnética estaría controlada por condiciones climáticas áridas (Oerter et al., 2016; Fernández-Mort et al., 2018) y no por factores tectónicos. Adicionalmente, en este sector se infiere la presencia de hematitas, las cuales podrían provenir de la denudación de las zonas lixiviadas de un cuerpo porfídico de los alrededores y/o formarse de forma coetánea con los niveles exóticos de Cu (Fig. 8.2 c).

Posteriormente a partir del Mioceno superior, durante el envejecimiento del relieve, comienza la formación de una superficie de pedimentación y una baja generación de sedimentos (< 10 m/Ma; Maksaev y Zentelli, 1999; Riquelme et al., 2018), los cuales tienden a cubrir a los depósitos de pórfidos cupríferos. En el área, en este momento se genera las gravas Arrieros (80 m de espesor), las cuales están compuestas por horizontes de

conglomerados con menores intercalaciones de arenas, limos y niveles de yeso (Riquelme et al., 2018). Esta unidad está compuesta por flujos de detritos de la parte proximal de un abanico aluvial, las facies que componen esta unidad sumado a la presencia de suelos ricos en sulfatos indican que estos sedimentos se depositan bajo condiciones climática hiperáridas (Pizarro et al., 2019) menores a 10 mm/a (Rech et al., 2006). Por lo general, predominan clastos angulosos por sobre redondeados y su composición es relativamente similar a los documentados en las gravas Tesoro (Fig. 8.2d). Esta unidad presenta circones detríticos de edades Cretácico Superior (58 – 70 Ma) y Carbonífero-Pérmico (283 a 344 Ma), las que son concordantes con la composición litologica de los clastos encontrado (Riquelme et al., 2018). Estas edades concuerdan con circones detríticos redondeados analizados en este estudio, los cuales no presentan una señal metalogénica asociada y representan alrededor del 60% del total. Mientras que en los horizontes con mineralización exótica de cobre (manto superior Mina El Tesoro), es posible encontrar PIZ, los que se encuentran redondeados y fracturados (PIZ ~ 40% del total) y concuerda con edades Eocenas (36-43 Ma) datadas a partir de circones detríticos por Riquelme et al., (2018). Este porcentaje tiende a disminuir en gravas estériles y aumentar en sectores donde hay indicios de la circulación de fluidos meteóricos con cobres. A partir del redondeamiento de los granos podemos inferir que la fuente de estos minerales se encuentra relativamente alejada producto del retroceso del escarpe y/o son producto del retrabajamiento de ellos mismos, mientras que los PIZ también podrían provenir de la erosión de un yacimiento exótico de cobre. Los dos procesos mencionados anteriormente sumado a un transporte dominado por flujos de detritos explicaría la ausencia de granos de apatitos, donde solo un grano fue encontrado, el cual es de color verde y se encuentra en el manto exótico. Se piensa que la presencia de apatitos debería aumentar en sedimentos más próximos a la fuente y en ambientes deposicionales de menor energía. En este periodo la deformación en el sector es relativamente ausente, la cual migro hacia el flanco oeste de la Cordillera de Los Andes (Mpodozis et al., 2005; Amilibia et al., 2008), por lo cual la erosión de los depósitos de cobre y presencia de granos de circón estaría controlada por un tren climático de hiperaridificación (Oerter et al., 2016; Sun et al., 2018; Fernández-Mort et al., 2018). Así, la señal magnética de esta unidad de gravas es controla por una baja concentración de magnetitas y titanomagnetitas de tamaños magnéticos PSD/MD redondeadas de origen detrítico, lo cual sería producto de una baja generación de sedimentos como consecuencia de un clima hiperárido y un relieve inactivo.

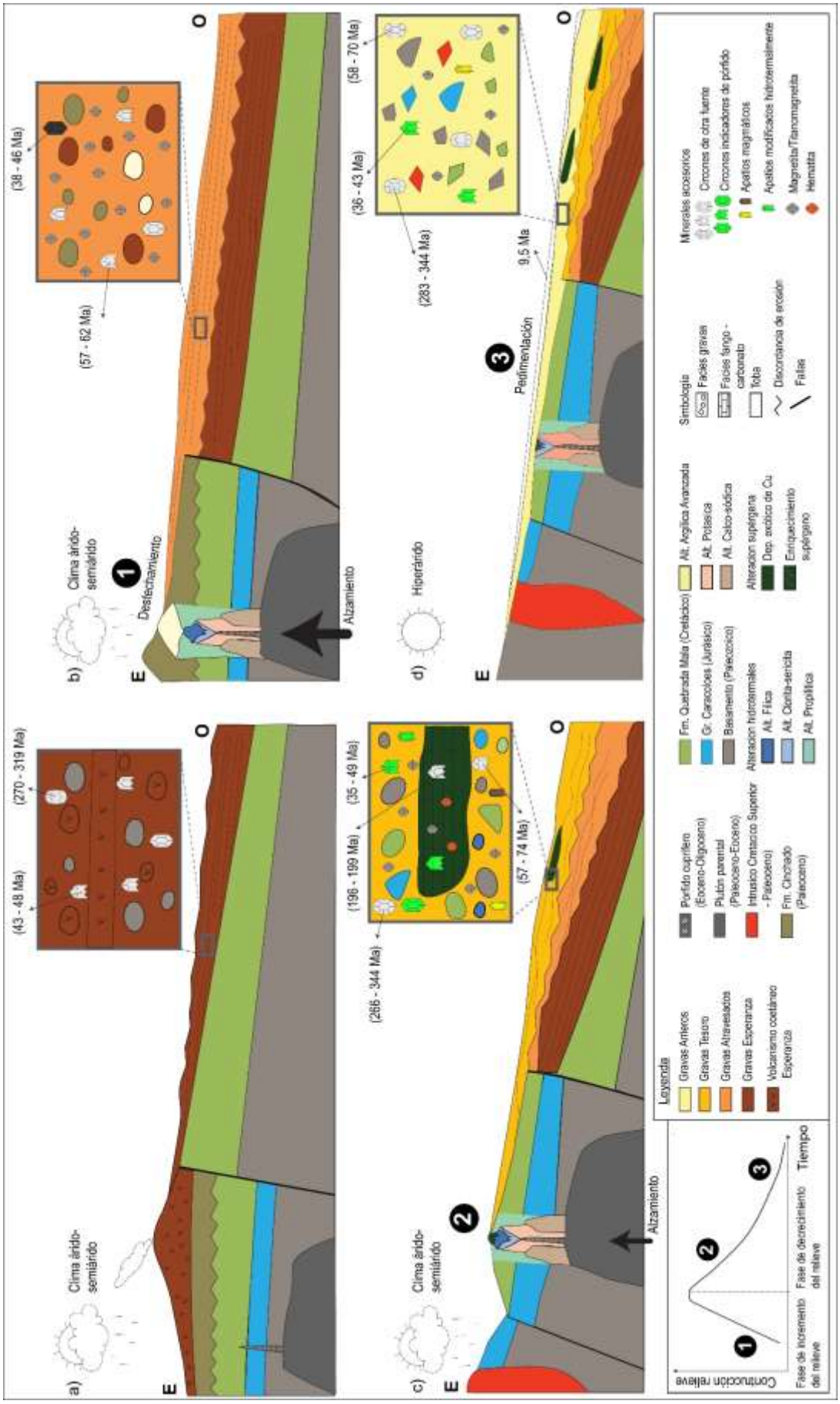

a)
Clima árido-semiárido
(43 - 48 Ma)
(270 - 319 Ma)
E
O
b)
Clima árido-semiárido
1
Desfechamiento
(57 - 62 Ma)
(38 - 46 Ma)
Alzamiento
c)
Clima árido-semiárido
2
(266 - 344 Ma)
(196 - 199 Ma)
(35 - 49 Ma)
(57 - 74 Ma)
Alzamiento
d)
Hiperárido
3
Pedimentación
(283 - 344 Ma)
(36 - 43 Ma)
(58 - 70 Ma)
9,5 Ma
Leyenda
Gravas Arteros
Gravas Tesoro
Gravas Atravesados
Gravas Esperanza
Volcanismo coetáneo Esperanza
Pórfido cuprífero (Eoceno-Oligoceno)
Plutón parental (Paleoceno-Eoceno)
Intrusico Cretacico Superior - Paleoceno)
Fm. Cinchado (Paleoceno)
Fm. Quebrada Mala (Cretácico)
Gr. Caracoles (Jurásico)
Basamento (Paleozoico)
Alteración hidrotermales
Alt. Fílica
Alt. Clorita-sericita
Alt. Propilítica
Alt. Argílica Avanzada
Alt. Potasica
Alt. Calco-sódica
Alteración supérgena
Dep. exótico de Cu
Enriquecimiento supérgeno
Simbología
Facies gravas
Facies fango - carbonato
Toba
Discordancia de erosión
Fallas
Minerales accesorios
Circones de otra fuente
Circones indicadores de pórfido
Apatitos magmáticos
Apatitos modificados hidrotermalmente
Magnetita/Titanomagnetita
Hematita
Construcción relieve
Fase de incremento del relieve
Fase de decrecimiento del relieve
Tiempo

Figura 8.2 Perfiles paleogeográficos esquemáticos de la evolución del paisaje durante el Cenozoico tardío del Distrito Minero De Centinela asociado con la presencia de minerales indicadores de fertilidad metalogénica. Los perfiles paleogeográficos esquemáticos del DMC muestran la erosión de la secuencia de rocas que componen el distrito, destechamiento de un depósito de pórfido cuprífero con sus alteraciones hidrotermales respectivas, subsecuente producción de sedimentos y presencia de minerales accesorios. Los cuadros con la mineralogía ampliada de las unidades de gravas solo muestras los minerales observados en este estudio y/o documentados por otros trabajos realizados en el área (Fernández-Mort et al., 2018; Riquelme et al., 2018 Pizarro et al., 2019) (Modificado de Riquelme et al., 2018). El recuadro inferior de la imagen muestra el ciclo de evolución geomorfológica de un episodio de alzamiento principal.

La hipótesis planteada al comienzo de esta investigación es parcialmente cumplida, ya que de las tres metodologías propuestas solo dos tienen el potencial de registrar de forma directa la denudación de un depósito de pórfido cuprífero en horizontes de gravas adyacentes. De todas estas herramientas, el circón resulta ser un excelente indicador de la denudación de pórfido cuprífero, debido a su capacidad de retener información del magma parental del cual cristalizan (Pupin, 1980; Belouzova et al., 2002; 2005; Muñoz, 2012, Shen et al., 2015; Dilles et al., 2015; Lu et al., 2016) y además de ser resistente a la meteorización física y química (e.g. Hanchar, 2013). Una forma de mejorar su uso como un mineral indicador seria obtener las edades de estos y testear distintos escenarios geomorfológicos a partir de modelos numéricos (e.g. Carretier et al., 2016) para así poder cuantificar aún más la información y explicar el uso de PIZ a partir de la evolución del relieve. Los pocos granos de apatitos presentes en las gravas también son indicadores de denudación de DPCs, aunque su uso queda restringido a testear horizontes sedimentarios con una importante cantidad de estos minerales (ambientes sedimentarios de menor energía) y/o sectores más próximos a la fuente, debido a que estos son frágiles a la meteorización física.

La señal magnética no guarda una relación directa con la denudación de pórfidos cupríferos, pero si en este tipo de ambientes puede ser asociada a las condiciones climáticas y/o tectónicas en la cual se depositaron los sedimentos, lo cual puede ir indirectamente asociado con la historia de exhumación y denudación de este tipo de depósito (Fig. 8.2 b-c). Para mejorar el uso de la señal magnética en sedimentos es necesario contrarrestar los datos con señales geoquímicas provenientes de óxidos de Fe-Ti de origen detrítico, para así poder diferenciar entre origen magmático, hidrotermal y supérgeno (Nadoll, 2014; 2015; Pisiak et al., 2016). Además, debido a que la señal magnética provenientes de sedimentos de grano grueso depositados en condiciones áridas-hiperáridas es principalmente controlada por variaciones en la concentración de magnetita y titanomagnetita de origen detrítico, los cuales dependen de la composición del área fuente, condiciones tectónicas y/o climáticas, diferentes

escenarios pueden ser testeados a través de modelos numéricos (e.g. Carretier et al., 2016), para comprender aún más el origen de la señal magnética de horizontes de gravas depositados en condiciones áridas/hiperáridas.

***Capítulo IX*: Conclusiones**

La caracterización de las propiedades magnéticas de las rocas combinadas con el estudio de las características petrográficas y geoquímica de circones y apatitos asociados a diferentes zonas de alteración hidrotermal en los depósitos de pórfidos cupríferos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida, las que también fueron obtenidas del registro sedimentario del Distrito Minero de Centinela, el cual se encuentra conformado por cinco unidades sedimentarias de grano grueso semiconsolidadas, correspondientes a gravas de Esperanza, Atravesados, Tesoro, Arrieros y sedimento Ratones (para efecto de este trabajo se excluyó gravas Esperanza y se incluyó los sedimentos recientes (< 10 Ma)), cada una de las cuales refleja condiciones climáticas y/o tectónicas diferentes que prevalecieron durante el tiempo de su deposición, busca investigar la utilización potencial de señales mineralógicas que pueden ser utilizadas como indicadores de la presencia de sistemas mineralizados tipo pórfido cuprífero en el registro estratigráfico de cuencas sedimentarias adyacentes. Las conclusiones más relevantes de esta investigación se pueden resumir de la siguiente manera.

1) La agrupación de diferentes umbrales geoquímicos medidos en circones puede ser utilizados como un indicador de la presencia de sistemas mineralizados tipos pórfidos cupríferos. En este trabajo estos circones son definidos como PIZ (Porphyry Indicator Zircon) y registran altas concentraciones de Hf > 8.750 (ppm) y valores de las razones de Eu/Eu* > 0,4, 10.000 x (Eu/Eu*)/Y > 1, (Ce / Nd) / Y > 0,01, Dy/Yb < 0,3, Th/U < 0,9 - > 0,1. Además estos minerales cristalizan entre los 750 y 650 °C y presentan una morfología externa euhedrales caracterizadas por el desarrollo casi exclusivo de prismas del tipo {110} y faces piramidales del tipo {101}.

2) Los PIZ en el registro sedimentario de cuencas adyacentes a depósitos de pórfidos cupríferos pueden ser utilizados como un indicador de la presencia de este tipo de yacimientos. Esto queda de manifiesto en el registro estratigráfico del Distrito Minero de Centinela, donde la mayor concentración de PIZ (~60%) se correlaciona con gravas que contienen mineralización exótica de cobre, clastos provenientes de zonas de alteración hidrotermal y circones detríticos de edades similares a la de los pórfidos de los alrededores, además estos minerales tienden a disminuir su concentración (~10%) en paquetes de gravas estériles.

3) El uso de PIZ puede ser implementado en la industria minera como una herramienta efectiva en la localización de depósitos de pórfidos cupríferos, además de que su

implementación está en armonía con el medio ambiente, para la exploración de depósitos de pórfidos cupríferos cubiertos por sedimentos, tales como gravas, sedimento glaciar, entre otros.

4) Cambios parciales y/o totales en las características físicas y geoquímicas de apatitos magmáticos producto de la circulación de fluidos hidrotermales pueden ser utilizadas como un evaluador de este tipo de fluidos debido a que estas características son principalmente asociadas con el tamaño del depósito de pórfido cuprífero (intensidad de la alteración hidrotermal y tiempo de interacción fluido-roca).

5) El color de luminiscencia verde, los altos valores de Ca y la baja concentración de elementos trazas, tales como Mn, Na, Cl, S y ETR, debido a la lixiviación de estos elementos en los sitios catiónicos del Ca y del P, hacen del apatito un buen mineral indicador de pórfidos cupríferos

6) Las características petrográficas y geoquímicas de apatitos detríticos provenientes de la matriz de gravas de ambientes desérticos tienen el potencial de ser un indicador relativamente bueno de la presencia de DPCs, cuya presencia esta limita por el transporte sedimentario en flujos de alta energía

7) Las propiedades magnéticas de las rocas de diferentes zonas de alteración hidrotermal pueden ser usadas como un evaluador del tipo y/o intensidad de la circulación de fluidos hidrotermales.

8) La señal magnética provenientes del registro sedimentario de Distrito Minero de Centinela, es controlada por la concentración de magnetitas ± titanomagnetitas ± titano/maghemita-hematita de tamaños magnéticos PSD/MD de origen detrítico.

9) El descenso en la concentración de minerales ferromagnéticos desde gravas Atravesados hacia gravas Arrieros es vinculado con un descenso en la entrada de minerales ferromagnéticos de origen detríticos, lo cual se correlaciona con cambios en la fuente de los sedimentos, variaciones en el régimen tectónico y/o a un *trend* regional de hiperaridificación.

10) Las variaciones de χ a lo largo de un registro estratigráfico de grano grueso largo y continúo depositado bajo una PMA < 200 mm/a, donde las variaciones del área fuente son fáciles de rastrear, pueden ser utilizadas como un indicador de las condiciones climáticas y/o tectónicas en la cual se depositan los sedimentos. Una alta variabilidad en

la curva de χ en Atravesados III, estaría asociada a condiciones climáticas, mientras que una baja variabilidad en curva de χ (curva relativamente homogénea) en la parte media superior de Atravesados II estaría asociado factores tectónicos.

11) La señal magnética de la matriz de gravas de ambientes desérticos no es un buen trazador de la presencia de depósitos de pórfidos cupríferos

Referencias

Alpers, C.N., Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern 805 Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. Geol. Soc. Am. Bull. 806 (100), 1640–1656.

Alvarez, O., & Aracena, I., 1985. Algunas consideraciones de la petrología y alteracion del Complejo Plutónico de Chuquicamata, Chile. Actas IV Congr. Geologico chileno, 1-30.

Amilibia, A., Sabat, F., McClay, K.R., Muñoz, J.A., and Chong, G., 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko: Journal of Structural Geology, v. 30, p. 1520−1539.

Arancibia, O. N., & Clark, A. H., 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. Economic Geology, 91(2), 402-438

Arancibia, G., Matthews, S. J., De Arce, C. P., 2006. K–Ar and 40Ar/39Ar geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, northern Chile: tectonic and climatic relation. J Geol Soc Lond 163(1):107–118. https://doi.org/10.1144/0016-764904-161.

Arche, A., 1992. Sedimentología. vol. 1 Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Cobbold, P. R., 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. Tectonics, 27(6).

Astudillo, N., 2008. Minéralogie magnétique et paléomagnétisme des grands gisements type porphyre cuprifère de Chuquicamata et El Teniente, Chili (Doctoral dissertation, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier).

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, 450 (1-4), 1-20.

Astudillo, N., Roperch, P., Townley, B., Arriagada, C., & Chauvin, A., 2010. Magnetic polarity zonation within the El Teniente copper–molybdenum porphyry deposit, central Chile. Mineralium Deposita, 45(1), 23-41.

Averill, S.A., 2001, The application of heavy indicator mineralogy in mineral exploration, with emphasis on base metal indicators in glaciated metamorphic and plutonic terrain: in McClenaghan, M.B., Bobrowsky, P.T., Hall, G.E.M., and Cook, S.J., eds., Drift Exploration in Glaciated Terrain, Geological Society of London Special Publication 185, p. 69-82.

Averill, S. A. 2007. Recent advances in base metal indicator mineralogy: an update from Overburden Drilling Management Limited. EXPLORE, Newsletter of the Association of Applied Geochemists, 134, 2-6.

Bahlburg, H., & Hervé, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. Geological Society of America Bulletin, 109(7), 869-884.

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, 29(5), 383-386.

Ballard, J. R., Palin, M. J., & 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. Contributions to Mineralogy and Petrology, 144(3), 347-364.

Barra, F., Alcota, H., Rivera, S., Valencia, V., Munizaga, F., & Maksaev, V., 2013. Timing and formation of porphyry Cu–Mo mineralization in the Chuquicamata district, northern Chile: new constraints from the Toki cluster. Mineralium Deposita, 48(5), 629-651.

Basso, M., & Mpodozis, C., 2012. Carta Cerro Quimal, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 143(1), 100-000.

Bath, A.B., Walshe, J.L., Cloutier, J., Verrall, M., Cleverley, J.S., Pownceby, M.I., Macrae, C.M., Wilson, N.C., Tunjic, J., Nortje, G.S., and Robinson, P., 2013. Biotite and apatite as tools for tracking pathways of oxidized fluids in the Archean East Repulse gold deposit, Australia: Economic Geology, v. 108, p. 667–690.

Beane, R.E., and Titley, S.R., 1981. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, p. 235−269.

Beane, R.E., and Bodnar, R.J., 1995. Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits: Arizona Geological Society Digest 20, p. 83–93.

Belousova, E. A., Walters, S., Griffin, W. L., & O'reilly, S. Y., 2001. Trace-element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4), 603-619

Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Fisher, N. I., 2002. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. Journal of Geochemical Exploration, 76(1), 45-69.

Belousova, E., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Fisher, N. L., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to mineralogy and petrology, 143(5), 602-622.

Belousova, E. A., Griffin, W. L., & O'reilly, S. Y., 2005. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from eastern Australian granitoids. Journal of Petrology, 47(2), 329-353.

Benisek, A., & Finger, F., 1993. Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 114(4), 441-451.

Bernet, M., Brandon, M. T., Garver, J. I., & Molitor, B. R., 2004. Fundamentals of detrital zircon fission-track analysis for provenance and exhumation studies with examples from the European Alps. SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, 25-36

Betancourt, J.L., Latorre, C., Rech, J.A., Quade, J., Rylander, K.A., 2000. A 22,000-year record of monsoonal precipitation from northern Chile's Atacama Desert. Science 289 (5484), 1542–1546.

Bissig, T. and Riquelme, R., 2010. Andean uplift and climate evolution in the southern Atacama Desert deduced from geomorphology and supergene alunite-group minerals. Earth Planet. Sci. Lett., 299, 447–457.

Blanco, N., 2008. Estratigrafía y evolución tectono-sedimentaria de la cuenca cenozoica de Calama (Chile, 22°S). Universidad de Barcelona (Tesis de Master de Geología Experimental).

Blevin, P.L., and Chappell, B.W., 1995. Chemistry, origin, and evolution of mineralized granites in the Lachlan fold belt, Australia: The metallogeny of - and S-type granites: Economic Geology, v. 90, 1604–1619.

Blundy, J., & Wood, B., 2003. Partitioning of trace elements between crystals and melts. Earth and Planetary Science Letters, 210(3-4), 383-397.

Brimhall, G. H., Agee, C., & Stoffregen, R., 1985. The hydrothermal conversion of hornblende to biotite. *The Canadian Mineralogist*, *23*(3), 369-379.

Brockman, F.J., Kieft, T.L., Fredrickson, J.K., Bjornstad, B.N., Li, S.W., Spangenburg,W., Long, P.E., 1992. Microbiology of vadose zone paleosols in south-central Washington State Hanford Site. Microb. Ecol. 23, 279–301.

Brown, A. E., Winterburn, P. A., & Bissig, T., 2019. Geochemical signature of earthquake-induced surface flooding by mineralized groundwater over the buried Atlántida Deposit, northern Chile. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis.

Broom-Fendley, S., Styles, M. T., Appleton, J. D., Gunn, G., & Wall, F., 2016. Evidence for dissolution-reprecipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes. American Mineralogist, 101(3), 596-611.

Boyce, J. W., & Hervig, R. L., 2009. Apatite as a monitor of late-stage magmatic processes at Volcán Irazú, Costa Rica. Contributions to Mineralogy and Petrology, 157(2), 135.

Boudreau, A. E., & Kruger, F. J., 1990. Variation in the composition of apatite through the Merensky cyclic unit in the western Bushveld Complex. Economic Geology, 85(4), 737-745.

Bouzari, F. and Clark, A., 2002. Anatomy, evolution, and metallogenic significance of the supergene orebody of the Cerro Colorado porphyry copper deposit, I Region, Northern Chile. Econ. Geol., 97, 1701–1740.

Bouzari, F., & Clark, A. H., 2006. Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the Cerro Colorado hypogene protore, I Región, northern Chile. Economic Geology, 101(1), 95-134

Bouzari, F., Hart, C. J., Bissig, T., & Barker, S., 2016. Hydrothermal alteration revealed by apatite luminescence and chemistry: a potential indicator mineral for exploring covered porphyry copper deposits. Economic Geology, 111(6), 1397-1410.

Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids, In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd edition. John Wiley and Sons, New York, pp. 71–136.

Burnham, A. D., & Berry, A. J., 2012. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. Geochimica et Cosmochimica Acta, 95, 196-212.

Buret, Y., von Quadt, A., Heinrich, C., Selby, D., Wälle, M., & Peytcheva, I., 2016. From a long-lived upper-crustal magma chamber to rapid porphyry copper emplacement: Reading the geochemistry of zircon crystals at Bajo de la Alumbrera (NW Argentina). Earth and Planetary Science Letters, 450, 120-131.

Buret, Y., Wotzlaw, J. F., Roozen, S., Guillong, M., von Quadt, A., & Heinrich, C. A., 2017. Zircon petrochronological evidence for a plutonic-volcanic connection in porphyry copper deposits. Geology, 45(7), 623-626.

Cameron, E. M., Hamilton, S. M., Leybourne, M. I., Hall, G. E., & McClenaghan, M. B., 2004. Finding deeply buried deposits using geochemistry. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 4(1), 7-32.

Campbell, I. 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. Economic Geology, 101(7), 1327-1344.

Camus, F., 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile: Santiago, Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, 267 p.

Candela, P.A., 1992. Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: An experimental and computational approach: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, v. 83, p. 317–326.

Candela, P.A., 1989a. Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis. In: Whitney, J.A., Naldrett, A.J. (Eds.), Ore Deposition Associated with Magmas: Soc. Econ. Geol., Reviews in Economic Geology, 4, pp. 223–233.

Candela, P.A., 1989b. Calculation of magmatic fluid contributions to porphyry-type ore systems: predicting fluid inclusion chemistries. Geochemical Journal 23, 295–305.

Candela, P.A., 1989c. Magmatic ore-forming fluids: thermodynamic and mass transfer calculations of metal concentrations. In:Whitney, J.A.,Naldrett,A.J. (Eds.), OreDeposition Associated withMagmas: Soc. Econ.Geol., Reviews in EconomicGeology, 4, pp. 203–221.

Cao, M.J., Li, G.M., Qin, K.Z., Seitmuratova, E.Y., Liu, Y.S., 2012. Major and trace element characteristics of apatites in granitoids fromCentral Kazakhstan: implications for petrogenesis and mineralization. Resource Geology 62, 63–83.

Carretier, S., Martinod, P., Reich Morales, M., & Godderis, Y. 2016. Modelling sediment clasts transport during landscape evolution.

Casillas, R., Nagy, G., Pantó, G., Brändle, J., Fórizs, I., 1995. Occurrence of Th, U, Y, Zr, and REE-bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra de Guadarrama (Spain). European Journal of Mineralogy 7, 989–1006.

Cawood, P. A., Nemchin, A. A., Strachan, R., Prave, T., & Krabbendam, M., 2007. Sedimentary basin and detrital zircon record along East Laurentia and Baltica during assembly and breakup of Rodinia. Journal of the Geological Society, 164(2), 257-275.

Celis, M. A., Bouzari, F., Bissig, T., Hart, C. J. R., & Ferbey, T., 2014. Petrographic characteristics of porphyry indicator minerals from alkalic porphyry copper-gold deposits in south-central British Columbia (NTS 092, 093). Geoscience BC, Summary of Activities 2013, Report 2014-1, 53-62

Chambefort, I., Dilles, J.H., and Kent, A.J.R., 2008. Anhydrite-bearing andesite and dacite as a source for sulfur in magmatic-hydrothermal mineral deposits: Geology, v. 36, p. 719−722.

Chambefort, I., Dilles, J.H., and Longo, A.A., 2013. Amphibole geochemistry of the Yanacocha Volcanics, Peru: Evidence for diverse sources of magmatic volatiles related to gold ores: Journal of Petrology, v. 54, p. 1017−1046.

Chávez, W., 2000. Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. SEG Newsletter, Society of Economic Geologists, 41, 10-21.

Cherniak, D. J., Hanchar, J. M., & Watson, E. B., 1997. Rare-earth diffusion in zircon. Chemical Geology, 134(4), 289-301.

Cherniak, D. J., & Watson, E. B., 2003. Diffusion in zircon. Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1), 113-143.

Chiaradia, M., Ulianov, A., Kouzmanov, K., & Beate, B., 2012. Why large porphyry Cu deposits like high Sr/Y magmas?. Scientific Reports, 2, 685.

Claiborne, L.L., Miller, C.F., and Wooden, J.L., 2010. Trace element composition of igneous zircon: A thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 160, p. 511−531.

Cloos, M., 2001. Bubbling magma chambers, cupolas, and porphyry copper deposits. International Geology Review, 43(4), 285-311.

Clark, A. H., Tosdal, R. M., Farrar, E., Plazolles, V. A ., 1990. Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala porphyry copper deposits, southeastern Peru. Econ Geol 85(7):1604–1628. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.7.1604.

Clark, D. A., 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, 83-104.

Clark, D. A., 1999. Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation. *Exploration Geophysics*, *30*(2), 5-26.

Clark, D. A., 2014. Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper–gold systems: a review. Tectonophysics, 624, 46-65.

Clark, D. A., French, D. H., Lackie, M. A., & Schmidt, P. W., 1992. Magnetic petrology: application of integrated rock magnetic and petrological techniques to geological interpretation of magnetic surveys. Exploration Geophysics, 23(2), 65-68.

Clark, D. A., & Schmidt, P. W., 2001. Petrophysical properties of the Goonumbla Volcanic Complex, NSW: Implications for magnetic and gravity signatures of porphyry Cu-Au mineralisation. Exploration Geophysics, 32(4), 171-175.

Clarke, J.D., 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. Geomorphology 73 (1), 101–114.

Cooke, D.R., Hollings, P., and Walshe, J.L., 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls: ECONOMIC GEOLOGY, v. 100, p. 801−818.

Corbett, G. J., & Leach, T. M., 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization (No. 6). Boulder, Co: Society of Economic Geologists.

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1), 469-500.

Cornell, R.M., Schwertmann, U., 2003. The Iron Oxides: Structures, Properties, Reactions, Occurences, and Uses. Wiley-VCH.

Cox, S. F. 2010. The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. Geofluids, 10(1-2), 217-233.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., & Dosseto, A., 2007. Amphibole “sponge” in arc crust?. Geology, 35(9), 787-790.

Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grainsize and compositional dependence. Phys. Earth Planet. Inter. 13 (4), 260–267.

De Hoog, J. C. M., Hattori, K. H., & Hoblitt, R. P., 2004. Oxidized sulfur-rich mafic magma at Mount Pinatubo, Philippines. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146(6), 750-761.

Dearing, J.A., Dann, R.J.L., Hay, K., Less, J.K., Loveland, P.J., Maher, B.A., O'Grady, K., 1996a. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. Geophys. J. Int. 124, 228–240.

Dearing, J.A., Hay, K.L., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington, E.M.H., Loveland, P.J., 1996b. Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. Geophys. J. Int. 127, 72–734.

Dearing, J.A., 1999. Environmental Magnetic Susceptibility, Using the Bartington MS2 System. Second edition, England: Chi Publishing.

Dickinson, W. R, 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In New perspectives in basin analysis (pp. 3-25). Springer, New York, NY.

Dilles, J. H., 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada; evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. Economic Geology, 82(7), 1750-1789

Dilles, J. H., Tomlinson, A. J., Martin, M. W., Blanco, N., 1997. El Abra and Fortuna complexes: a porphyry copper batholith sinistrally displaced by the Falla Oeste. Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta 3:1883–1887

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, 87(8), 1963-2001.

Dilles, J. H., Kent, A. J., Wooden, J. L., Tosdal, R. M., Koleszar, A., Lee, R. G., & Farmer, L. P., 2015. Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas. Economic Geology, 110(1), 241-251.

Dohrenwend, J. C., & Parsons, A. J., 2009. Pediments in arid environments. In Geomorphology of desert environments (pp. 377-411). Springer, Dordrecht.

Drake, M. J., 1976. Evolution of major mineral compositions and trace element abundances during fractional crystallization of a model lunar composition. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40(4), 401-411.

Dunlop, D.J., 2002a. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. J. Geophys. Res. Solid Earth 107 (B3).

Dunlop, D.J., 2002b. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. J. Geophys. Res. Solid Earth 107 (B3).

Dunlop, D. J., & Ozdemir, O., 1997. Rock Magnetism, 573 pp.

Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 2001. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. vol. 3 Cambridge University Press.

Dunai, T.J., Gónzalez-López, G.A., Juez-Larré, J.J., 2005. Oligocene/Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion sensitive landforms. Geology 33, 321–324.

Drummond, S. E., & Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. Economic Geology, 80(1), 126-147.

Elliot, J. C., 1994. Mineral, synthetic and biological carbonate apatites. Structure and chemistry of the apatites and other calcium orthophosphates, 191-304.

Einaudi, M.T., 1982. Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, in Titley, S.R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, University of Arizona Press, p. 139−183.

Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W., & Inan, E. E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. Special Publication-Society of Economic Geologists, 10, 285-314.

Evans, M.E., Heller, F., 2003. Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. vol. 86 Academic Press.

Evenstar, L. A., Hartley, A. J., Stuart, F. M., Mather, A. E., Rice, C. M., & Chong, G., 2009. Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic 3He exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America. Geology, 37(1), 27-30.

Ewart, A., & Griffin, W. L., 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. Chemical Geology, 117(1-4), 251-284.

Farley, K. A., & Stockli, D. F., 2002. (U-Th)/He dating of phosphates: Apatite, monazite, and xenotime. Reviews in mineralogy and geochemistry, 48(1), 559-577.

Fernandez-Mort, F., 2019. Sedimentología del Cenozoico del Distrito Minero Centinela y de la Cuenca Quebrada El Profeta (Desierto de Atacama, Chile): Evolución paleoambiental y génesis de los depósitos de Cu-exótico. Tesis Doctoral, Universidad Católica del Norte, Chile-Universidad Complutense, España.

Fernández-Mort, A., Riquelme, R., Alonso-Zarza, A.M., Campos, E., Bissig, T., Mpodozis, C., Carretier, S., Herrera, C., Tapia, M., Pizarro, H., Muñoz, S., 2018. A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro central copper deposit, Atacama Desert, Chile. Mineral. Deposita 1–21.

Ferry, J. M., & Watson, E. B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contributions to Mineralogy and Petrology, 154(4), 429-437.

Finch, R. J., & Hanchar, J. M., 2003. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1), 1-25.

Fleet, M.E., and Pan, Y.M., 1997, Rare earth elements in apatite: Uptake from H2O-bearing phosphate fluoride melts and the role of volatile components: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 61, p. 4745–4760.

Fleet, M.E., Liu, X., and Pan, Y., 2000. Rare earth elements in chlorapatite [Ca10(PO4)6Cl2]: Uptake, site preference and degradation of monoclinic structure: American Mineralogist, v. 85, p. 1437–1446.

Fournier, R.O., 1999, Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. ECONOMIC GEOLOGY, v. 94, p. 1193−1211.

Fumagalli, P., Poli, S., 2005. Experimentally determined phase relations in hydrous peridotites to 6.5 GPa and their consequences on the dynamics of subduction zones. Journal of Petrology 46, 555–578.

Gärtner, A., Linnemann, U., & Hofmann, M., 2014. The provenance of northern Kalahari Basin sediments and growth history of the southern Congo Craton reconstructed by U–Pb ages of zircons from recent river sands. International Journal of Earth Sciences, 103(2), 579-595.

Gleadow, A. J., Belton, D. X., Kohn, B. P., & Brown, R. W., 2002. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. Reviews in mineralogy and geochemistry, 48(1), 579-630.

Giletti, B. J., & Casserly, J. E. D., 1994. Strontium diffusion kinetics in plagioclase feldspars. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58(18), 3785-3793.

Gomez-Garcia, C., Martin-Hernandez, F., García, J. Á. L., Martinez-Pagan, P., Manteca, J. I., & Carmona, C., 2015. Rock magnetic characterization of the mine tailings in Portman Bay (Murcia, Spain) and its contribution to the understanding of the bay infilling process. Journal of Applied Geophysics, 120, 48-59.

Griffin, W. L., 2008. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues, 308-311.

Griffin, W. L., & Ryan, C. G. 1995. Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration. Journal of geochemical Exploration, 53(1-3), 311-337.

Grosjean, M., Núñez, L., Cartajena, I., 2005. Palaeoindian occupation of the Atacama Desert, northern Chile. J. Quat. Sci. 20 (7–8), 643–653.

Gustafson, L.B., 1978. Some major factors of porphyry copper genesis: ECONOMIC GEOLOGY, v. 73, p. 600−607.

Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: ECONOMIC GEOLOGY, v. 70, p. 857−912.

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, 39(8), 845-863.

Hanchar, J. M., 2013. Zircon (pp. 1-5). Springer Netherlands.

Hanchar, J. M., Finch, R. J., Hoskin, P. W., Watson, E. B., Cherniak, D. J., & Mariano, A. N., 2001. Rare earth elements in synthetic zircon: Part 1. Synthesis, and rare earth element and phosphorus doping. American Mineralogist, 86(5-6), 667-680.

Hanchar, J. M., & Van Westrenen, W., 2007. Rare earth element behavior in zircon-melt systems. Elements, 3(1), 37-42.

Hao, Q., Oldfield, F., Bloemendal, J., & Guo, Z., 2008. The magnetic properties of loess and paleosol samples from the Chinese Loess Plateau spanning the last 22 million years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 260(3-4), 389-404.

Harlov, D. E., 2015. Apatite: A fingerprint for metasomatic processes. Elements, 11(3), 171-176.

Harrison, T. M., Catlos, E. J., & Montel, J. M., 2002. U-Th-Pb dating of phosphate minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1), 524-558.

Hartley, A.J., 2003. Andean uplift and climate change. J. Geol. Soc. Lond. 160, 7–10.

Hartley, A.J., Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. Geology 30, 43–46.

Hartley, A. J., & Rice, C. M., 2005. Controls on supergene enrichment of porphyry copper deposits in the Central Andes: a review and discussion. *Mineralium Deposita*, *40*(5), 515-525.

Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A., & Hurford, A. J., 2004. Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS. Chemical Geology, 207(3-4), 135-145.

Heaman, L. M., Bowins, R., & Crocket, J., 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. Geochimica et Cosmochimica Acta, 54(6), 1597-1607.

Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, 370(6490), 519.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Reynolds, T. J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. Economic Geology, 93(4), 373-404.

Hedenquist, J.W., and Richards, J.P., 1998. The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits: Reviews in Economic Geology, v. 10, p. 235−256.

Heinrich, C. A., Halter, W., Landtwing, M. R., & Pettke, T., 2005. The formation of economic porphyry copper (-gold) deposits: constraints from microanalysis of fluid and melt inclusions. Geological Society, London, Special Publications, 248(1), 247-263.

Heinrich, C. A., 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 65(1), 363-387.

Hemley, J. J., Meyer, C., Hodgson, C. J., & Thatcher, A. B., 1967. Sulfide solubilities in alteration-controlled systems. Science, 158(3808), 1580-1582.

Henriquez, S., DeCelles, P. G., & Carrapa, B., 2019. Cretaceous to Middle Cenozoic Exhumation History of the Cordillera de Domeyko and Salar de Atacama Basin, Northern Chile. Tectonics.

Hervé, M., Sillitoe, R., Wong, C., Fernández, P., Crignola, F., Ipinza, M. and Urzúa, F., 2012. Geologic overview of the Escondida porphyry copper district, Northern Chile. In: Hedenquist JW, Harris M, Camus F (eds) Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world: a tribute to Richard H. Sillitoe. Society of Economic Geologists, Boulder, pp 55–78, Special Publication 16.

Hinton, R. W., & Upton, B. G. J., 1991. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55(11), 3287-3302.

Hodel, F., Macouin, M., Triantafyllou, A., Carlut, J., Berger, J., Rousse, S., Ennih, N. & Trindade, R. I. F. D., 2017. Unusual massive magnetite veins and highly altered Cr-spinels as relics of a Cl-rich acidic hydrothermal event in Neoproterozoic serpentinites (Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, *300*, 151-167.

Hofmann, A. E., Baker, M. B., & Eiler, J. M., 2014. Sub-micron-scale trace-element distributions in natural zircons of known provenance: implications for Ti-in-zircon thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 168(3), 1057.

Hoskin, P. W., & Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1), 27-62.

Hoskin, P. W., & Ireland, T. R., 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology, 28(7), 627-630.

Hrouda, F., 2011. Models of frequency-dependent susceptibility of rocks and soils revisited and broadened. Geophys. J. Int. 187, 1259–1269.

Hsieh, P. S., Chen, C. H., Yang, H. J., & Lee, C. Y., 2008. Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions. Journal of Asian Earth Sciences, 33(5-6), 428-451.

Hughes, J. M., & Rakovan, J., 2002. The crystal structure of apatite, Ca5 (PO4) 3 (F, OH, Cl). Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1), 1-12

Hughes, J. M., & Rakovan, J. F., 2015. Structurally robust, chemically diverse: apatite and apatite supergroup minerals. Elements, 11(3), 165-170.

Huppert, H.E., and Sparks, R.S.J., 1988, The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust: Journal of Petrology, v. 29, p. 599–624.

Jordan, T.E., Nester, P.L., Blanco, N., Hoke, G.D., Dávila, F., Tomlinson, A.J., 2010. Uplift of the Altiplano-Puna plateau: a view from the west. Tectonics 29 (5), TC5007.

Jordan, T.E., Kirk-Lawlor, N., Blanco, N., Nester, P., Rech, J., 2014. Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. *GSA Bulletin*, *126*(7-8), 1016-1046.Kelley, K. D., Eppinger, R. G., Lang, J., Smith, S. M., & Fey, D. L., 2011. Porphyry Cu indicator minerals in till as an exploration tool: example from the giant Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, Alaska, USA.

Kempe, U., and Götze, J., 2002. Cathodoluminescence (CL) behaviour and crystal chemistry of apatite from rare-metal deposits: Mineralogical Magazine, v. 66, p. 151–172.

Klein, M., Stosch, H. G., & Seck, H. A., 1997. Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. Chemical Geology, 138(3-4), 257-271.

Kouzmanov, K., & Pokrovski, G. S., 2012. Hydrothermal controls on metal distribution in porphyry Cu (-Mo-Au) systems: Society of Economic Geologists Special Publication 16.

Krása, D., Herrero-Bervera, E., Acton, G., Rodriguez, S., 2011. Magnetic mineralogy of a complete oceanic crustal section (IODP hole 1256D). In: Petrovský, E., Herrero-Bervera, E., Harinarayana, T., Ivers, D., Eds. The earth's magnetic interior. Springer, Dordrecht: IAGA Special Sopron Book Series 1: 169-179 Lattard D, Engelmann R, Kontny A, Sauerzapf U (2006).

Kruiver, et al., 2001. Coercivity analysis of magnetic phases in sapropel S1 related to variations in redox conditions, including an investigation of the S ratio. G3, 2(12).

Lang, J. R., & Titley, S. R., 1998. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. Economic Geology, 93(2), 138-170.

Lattard, D., Engelmann, R., Kontny, A., & Sauerzapf, U., 2006. Curie temperatures of synthetic titanomagnetites in the Fe-Ti-O system: Effects of composition, crystal chemistry, and thermomagnetic methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *111*(B12).

Lindsay, D. D., Zentilli, M., & Rivera, J. R. D. L., 1995. Evolution of an active ductile to brittle shear system controlling mineralization at the Chuquicamata porphyry copper deposit, northern Chile. International Geology Review, 37(11), 945-958.

Loader, M. A., Wilkinson, J. J., & Armstrong, R. N., 2017. The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. Earth and Planetary Science Letters, 472, 107-119.

Loi, A., & Dabard, M. P., 1997. zircon typology and geochemistry in the palaeogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy). Sedimentary Geology, 112(3-4), 263-279.

Loucks, R. R., 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arcmagmas. Australian Journal of Earth Sciences, 61(1), 5-16.

Lowell, J.D., and Guilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. ECONOMIC GEOLOGY, v. 65, p. 373−408.

Lu, Y.J., Loucks, R.R., Fiorentini, M.L., Yang, Z.M., and Hou, Z.Q., 2015. Fluid flux melting generated post-collisional high-Sr/Y copper-ore-forming water-rich magmas in Tibet: Geology, v. 43, p. 583–586.

Lu, Y. J., Loucks, R. R., Fiorentini, M., McCuaig, T. C., Evans, N. J., Yang, Z. M., Hou, Z., Kirkland, C., Parra-Avila, L. and Kobussen, A., 2016. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu±Mo±Au deposits. Society of Economic Geologists Special Publication, 19, 329-347.

Maher, B.A., 2016. Palaeoclimatic records of the loess/palaeosol sequences of the Chines Loess Plateau. Quat. Sci. Rev. 154, 23–84.

Maher, B.A., & Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. Nature 336 (6197), 368.

Maher, B.A., & Thompson, R., 1992. Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. Quatern. Res. 37, 155–170.

Maher, B. A., & Thompson, R. (Eds.)., 1999. *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press.

Maksaev, V., 1990. Metallogeny Geological Evolution and Thermochronology of the Chilean Andes Between Latitudes 2 1 ° and 26° South. and the Origin of Major Porphyry Copper Deposits. Ph.D. Thesis. Dalhousie University. Halifax. 544 p.

Maksaev, V., Marinovic, N., Smoje, I., & Mpodozis, C., 1991. Mapa Geológico de la Hoja Augusta Victoria. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documento de trabajo, 1(1).

Maksaev, V., & Zentilli, M., 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. Exploration and Mining Geology, 8(1/2), 65-90.

Mao, M., Rukhlov, A. S., Rowins, S. M., Spence, J., & Coogan, L. A., 2016. Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration. Economic Geology, 111(5), 1187-1222.

Mariano, A.N., 1988. Some further geological applications of cathodoluminescence,in Marshall, D.J., ed., Cathodoluminescence of geological materials: Boston, Unwin Hyman, p. 94–123.

Marinovic, N., & Lahsen, A., 1984. Hoja Calama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, (58,140).

Marinovic, S., Smoje, T., Maksaev, J., Hervé, A., & Mpodozis, M., 1995. Hoja aguas blancas. Región de Antofagasta.

Marinovic, N., García, M., 1999. Hoja Pampa Unión, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 9, escala 1:100.000, Santiago.

Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. Earth and Planetary Science Letters, 299(3-4), 299-309.

Mathur, R., Ruiz, J. and Munizaga, F., 2000. Relationship between copper tonnage of Chilean base-metal porphyry deposits and Os isotope ratios. Geology 28 (6): 555–558.

Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., & Fox, D. L., 2016. Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: a review of magnetic methods and challenges. Earth-Science Reviews, 155, 28-48.

May, G., Hartley, A. J., Stuart, F. M., & Chong, G., 1999. Tectonic signatures in arid continental basins: an example from the Upper Miocene–Pleistocene, Calama Basin, Andean forearc, northern Chile. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 151(1-3), 55-77.

McClenaghan, M. B. 2005. Indicator mineral methods in mineral exploration. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 5(3), 233-245.

McDonough, W. F., & Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. Chemical geology, 120(3-4), 223-253.

England, P., & Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, *18*(12), 1173-1177.

Moore, G., & Carmichael, I. S. E., 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth. Contributions to Mineralogy and Petrology, 130(3-4), 304-319.

Mora, R., Alfaro, J., Salazar, G., & Gonzalez, R. 2009. Pórfido cuprífero Mirador: el descubrimiento más reciente en el distrito Centinela. In Actas XII Congreso Geológico Chileno, S11-027, Santiago, 4p.

Mpodozis, C., and Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, v. 11, p. 59−90.

Mpodozis, C., & Ramos, V. A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. Revista de la Asociación geológica Argentina, 63(4), 481-497.

Mpodozis, C., Marinovic, N., and Smoje, I., 1993ª. Eocene left lateral strike slip faulting and clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, west of the Salar de Atacama, northern Chile: International Symposium on Andean Geodynamics, 2nd, Oxford, Proceedings, p. 225–228.

Mpodozis, C., Marinovic, N., Smoje, I., and Cuitiño, L., 1993b. Estudio geológico estructural de la Cordillera de Domeyko entre Cerro Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta: Servicio Nacional de Geología y Minería [Chile], Santiago, Informe Registrado IR-93-04, 282 p.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., & Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, *399*(1-4), 125-154.

Mpodozis, C., & Cornejo, P., 2012. Cenozoic tectonics and porphyry copper systems of the Chilean Andes. Society of Economic Geologists Special Publication, 16, 329-360.

Meyer, C., 1965. An early potassic type of wall-rock alteration at Butte, Montana. American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials, 50(10), 1717-1722.

McInnes, B. I., 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 deposit, Chile. Economic Geology, 94(6), 937-947.

Miles, A. J., Graham, C. M., Hawkesworth, C. J., Gillespie, M. R., Hinton, R. W., & Bromiley, G. D., 2014. Apatite: A new redox proxy for silicic magmas?. Geochimica et Cosmochimica Acta, 132, 101-119.

Miller, J. S., Matzel, J. E., Miller, C. F., Burgess, S. D., & Miller, R. B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 167(1-4), 282-299.

Mortimer, C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile. Journal of the Geological Society, 129(5), 505-526.

Münchmeyer, C., 1996. Exotic deposits: products of lateral migration of supergene solutions from porphyry copper deposits. In Camus F, Sillitoe RH, Petersen R (eds) Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization Styles and Metallogeny. Soc Econ Geol Spec Publ 5:43–58

Muñoz, M., Charrier, R., Fanning, C. M., Maksaev, V., & Deckart, K., 2012. Zircon trace element and O–Hf isotope analyses of mineralized intrusions from El Teniente ore deposit, Chilean Andes: constraints on the source and magmatic evolution of porphyry Cu–Mo related magmas. Journal of Petrology, 53(6), 1091-1122.

Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J. L., French, D., & Walshe, J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. Ore geology reviews, 61, 1-32.

Nadoll, P., Mauk, J. L., Leveille, R. A., & Koenig, A. E., 2015. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. Mineralium Deposita, 50(4), 493-515.

Nalpas, T., Dabard, M.P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A., Hérail, G., 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: climatic or tectonic control? Tectonophysics 459 (1), 161–173.

Norman, D. K., Parry, W. T., & Bowman, J. R., 1991. Petrology and geochemistry of propylitic alteration at Southwest Tintic, Utah. Economic Geology, 86(1), 13-28.

Oerter, E., Amundson, R., Heimsath, A., Jungers, M., Chong, G., & Renne, P., 2016. Early to middle Miocene climate in the Atacama Desert of northern Chile. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 441, 890-900.

Olade, M. A., 1977. Nature of volatile element anomalies at porphyry copper deposits, Highland Valley, BC, Canada. *Chemical Geology*, *20*, 235-252.

Oliva-Urcia, B., Kontny, A., Vahle, C., Schleicher, A. M., (2011) Modification of the magnetic mineralogy in basalts due to fluid–rock interactions in a high-temperature geothermal system (Krafla, Iceland). Geophys J Int 186:155–174. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05029.x

Orgeira, M.J., Pereyra, F.X., Vásquez, C., Castañeda, E., Compagnucci, R., 2008. Rock magnetism in modern soils, Buenos Aires province, Argentina. J. S. Am. Earth Sci. 26 (2), 217–224.

O'Reilly, W., 1984. Rock and Mineral Magnetism. Blackie & Son.

Ossandón C, G., Fréraut C, R., Gustafson, L. B., Lindsay, D. D., & Zentilli, M., 2001. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report. Economic Geology, 96(2), 249-270.

Oyarzun, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I., & Rivera, S., 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium deposita, 36(8), 794-798.

Özdemir, Ö., 1990. High-temperature hysteresis and thermoremanence of single-domain maghemite. Phys. Earth Planet. Inter. 65 (1–2), 125–136.

Pasero, M., Kampf, A. R., Ferraris, C., Pekov, I. V., Rakovan, J., & White, T. J., 2010. Nomenclature of the apatite supergroup minerals. European Journal of Mineralogy, 22(2), 163-179.

Padilla-Garza, R. A., Titley, S. R., & Pimentel B, F., 2001. Geology of the Escondida porphyry copper deposit, Antofagasta region, Chile. Economic Geology, 96(2), 307-324.

Padilla-Garza, R.A., Titley, S.R., and Eastoe, C.J., 2004. Hypogene evolution of the Escondida porphyry copper deposit, Chile: Society of Economic Geologists Special Publication 11, p. 141−165.

Pan, Y., Fleet, M. E., & Macrae, N. D., 1993. Oriented monazite inclusions in apatite porphyroblasts from the Hemlo gold deposit, Ontario, Canada. Mineralogical Magazine, 57(389), 697-707.

Pan, Y., & Fleet, M. E., 2002. Compositions of the apatite-group minerals: substitution mechanisms and controlling factors. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1), 13-49.

Pan, L. C., Hu, R. Z., Wang, X. S., Bi, X. W., Zhu, J. J., & Li, C., 2016. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China. Lithos, 254, 118-130.

Palacios, C., Guerra, N., Townley, B., Lahsen, A., & Parada, M., 2005. Copper geochemistry in salt from evaporite soils, Coastal Range of the Atacama Desert, northern Chile: an exploration tool for blind Cu deposits. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 5(4), 371-378.

Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., & Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 26(12), 2508-2518.

Peng, G., Luhr, J.F., and McGee, J.J., 1997. Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. American Mineralogist, v. 82, p. 1210–1224.

Perelló, J., Brockway, H., and Martini, R., 2004. Discovery and geology of the Esperanza porphyry copper-gold deposit, Antofagasta region, northern Chile: Society of Economic Geologists Special Publication 11, p. 167−186.

Perelló, J., Muhr, R., Mora, R., Martínez, E., Brockway, H., Swaneck, T., Artal, J., Mpodozis, C., Müncheyer, C., Clifford, J., Acuña, E., Valenzuela, D., and Argandoña, R.. 2010, Wealth creation through exploration in a mature terrain: The case history of the Centinela district, northern Chile: Society of Economic Geologists Special Publication 15, p. 229−252.

Pettijohn, F. J., 1957. Paleocurrents of Lake Superior Precambrian quartzites. Geological Society of America Bulletin, 68(4), 469-480.

Piccoli, P. M., & Candela, P. A., 2002. Apatite in igneous systems. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48(1), 255-292.

Pimentel, N.L.V., 2002. Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). Sediment. Geol. 148 (1), 123–138.

Pisiak, L. K., Canil, D., Lacourse, T., Plouffe, A., & Ferbey, T., 2017. Magnetite as an indicator mineral in the exploration of porphyry deposits: a case study in till near the Mount Polley Cu-Au deposit, British Columbia, Canada. Economic Geology, 112(4), 919-940.

Pizarro, H., Rousse, S., Riquelme, R., Veloso, E., Campos, E., González, R., Bissig, T., Carretier, S., Fernández-Mort, A. and Muñoz, S., 2019. The origin of the magnetic record in Eocene-Miocene coarse-grained sediments deposited in hyper-arid/arid conditions: Examples from the Atacama Desert. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 516, 322-335.

Placzek, C. J., Matmon, A., Granger, D. E., Quade, J., & Niedermann, S., 2010. Evidence for active landscape evolution in the hyperarid Atacama from multiple terrestrial cosmogenic nuclides. Earth and Planetary Science Letters, 295(1-2), 12-20.

Pouchou, J. L., & Pichoir, F., 1985. PAP'j (rZ) procedure for improved quantitative microanalysis. Pp. 104À106 in: Microbeam Analysis (JT Armstrong, editor).

Pennock, D. J., & Vreeken, W. J., 1986. Influence of site topography on paleosol formation in the Highwood River Basin, southern Alberta. Canadian journal of soil science, 66(4), 673-688.

Pupin, J. P., 1980. Zircon and granite petrology. Contributions to Mineralogy and Petrology, 73(3), 207-220.

Purucker, M. E., & Clark, D. A., 2011. Mapping and interpretation of the lithospheric magnetic field. In Geomagnetic observations and models (pp. 311-337). Springer, Dordrecht.

Quade, J., Rech, J.A., Betancourt, J.L., Latorre, C., Quade, B., Rylander, K.A., Fisher, T., 2008. Paleowetlands and regional climate change in the central Atacama Desert, northern Chile. Quat. Res. 69 (3), 343–360.

Rabbia, O. M., Hernández, L. B., French, D. H., King, R. W., & Ayers, J. C., 2009. The El Teniente porphyry Cu–Mo deposit from a hydrothermal rutile perspective. Mineralium Deposita, 44(8), 849.

Rahl, J. M., Reiners, P. W., Campbell, I. H., Nicolescu, S., & Allen, C. M., 2003. Combined single-grain (U-Th)/He and U/Pb dating of detrital zircons from the Navajo Sandstone, Utah. Geology, 31(9), 761-764.

Rech, J., Quade, J., Hart, W., 2002. Isotopic evidence for the source of Ca and S in soil gypsum, anhydrite and calcite in the Atacama Desert, Chile. Geochim. Cosmochim. Acta 67 (4), 575–586. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)011754.

Rech, J.A., Pigati, J.S., Quade, J., Betancourt, J.L., 2003. Re-evaluation of mid-Holocene deposits at Quebrada Puripica, northern Chile. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 194 (1–3), 207–222.

Rech, J.A., Currie, B.S., Michalski, G., Cowan, A.M., 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. Geology 34, 761–764.

Rech, J.A., Currie, B.S., Shullenberger, E.D., Dunagan, S.P., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A., Rowe, H.D., Houston, J., 2010. Evidence for the development of the Andean rain shadow from a Neogene isotopic record in theng Atacama Desert, Chile. Earth Planet. Sci. Lett. 292 (3), 371–382.

Rech, J. A., Currie, B. S., Jordan, T. E., Riquelme, R., Lehmann, S. B., Kirk-Lawlor, N. E., Shanying, L. & Gooley, J. T. (2019). Massive middle Miocene gypsic paleosols in the Atacama Desert and the formation of the Central Andean rain-shadow. Earth and Planetary Science Letters, 506, 184-194.

Reed, M. H., 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3, 303-365.

Reed, M. H., & Palandri, J., 2006. Sulfide mineral precipitation from hydrothermal fluids. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 61(1), 609-631.

Reiners, P. W., Thomson, S. N., Vernon, A., Willett, S. D., Zattin, M., Einhorn, J., Gehrels, G., Quade, J., Pearson, D., Murray, K.E. and Cavazza, W., 2015. Low-temperature thermochronologic trends across the central Andes, 21 S–28 S. Geodynamics of a Cordilleran orogenic system: The central Andes of Argentina and northern Chile, Geological Society of America Memoir, 212, 215-249.

Retallack, G. J., 1991. Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *19*(1), 183-206.

Retallack, G.J., Sheldon, N.D., Cogoini, M., Elmore, R.D., 2003. Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 198, 373–380.

Reynolds, P., Ravenhurst, C., Zentilli, M., & Lindsay, D., 1998. High-precision 40Ar/39Ar dating of two consecutive hydrothermal events in the Chuquicamata porphyry copper system, Chile. Chemical Geology, 148(1-2), 45-60.

Richards, J.P., 1995. Alkalic-type epithermal gold deposits—a review: Mineralogical Association of Canada Short Course Series, v. 23, p. 367–400.

Richards, J. P., 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. Economic Geology, 98(8), 1515-1533.

Richards, J. P., 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: just add water. Economic Geology, 106(7), 1075-1081.

Richards, J. P., 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. Lithos, 233, 27-45

Richards, J. P., Noble, S. R., & Pringle, M. S., 1999. A revised late Eocene age for porphyry Cu magmatism in the Escondida area, northern Chile. Economic Geology, 94(8), 1231-1247.

Richards, J. P., Boyce, A. J., & Pringle, M. S., 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. Economic Geology, 96(2), 271-305.

Richards, J.P., and Kerrich, R., 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis: Economic Geology, v. 102, p. 537−576.

Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A., & Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. Economic Geology, 107(2), 295-332.

Riquelme, R., 2003. Evolución geomorfológica neógena de Los Andes Centrales del Desierto de Atacama (Chile): interacción tectónica, erosión, clima (Doctoral dissertation, PhD thesis, Universidad de Chile–Université Paul Sabatier, Toulouse III)

Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darrozes, J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). Geomorphology 86 (3–4), 283–306.

Riquelme, R., Tapia, M., Campos, E., Mpodozis, C., Carretier, S., González, R., Muñoz, S., Fernández-Mort, A., Sanchez, C., Marquardt, C., 2018. Supergene and exotic Cu mineralization occurs during periods of landscape stability in the Centinela Mining District, Atacama Desert. Basin Res. 30 (3), 395–425.

Rivera, S.L., Alcota, H., Proffett, J., Díaz, J., Leiva, G.; Vergara, M., 2012. Update of the geologic setting and porphyry Cu-Mo deposits of the Chuquicamata District, northern Chile. Ch. 2. Society of Economic Geologists, Sp. Publication 16, pp. 19–54

Riveros, K., Veloso, E., Campos, E., Menzies, A., & Véliz, W., 2014. Magnetic properties related to hydrothermal alteration processes at the Escondida porphyry copper deposit, northern Chile. Mineralium Deposita, 49(6), 693-707.

Rodríguez, M. P., Carretier, S., Charrier, R., Saillard, M., Regard, V., Hérail, G., G., Hall, S., Farber, D. and Audin, L., 2013. Geochronology of pediments and marine terraces in north-central Chile and their implications for Quaternary uplift in the Western Andes. Geomorphology, 180, 33-46.

Romero, B., Kojima, S., Wong, C., Barra, F., Véliz, W., and Ruiz, J., 2010. Molybdenite mineralization and Re-Os geochronology of the Escondida and Escondida Norte porphyry deposits, northern Chile: Resource Geology, v. 61, p. 91–100.

RØnsbo, J. G., 1989. Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. American Mineralogist, 74(7-8), 896-901

Rose, A. W., 1970. Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits. Economic Geology, 65(8), 920-936.

Rossel, K., Aguilar, G., Salazar, E., Martinod, J., Carretier, S., Pinto, L., & Cabré, A., 2018. Chronology of Chilean Frontal Cordillera building from geochronological, stratigraphic and geomorphological data insights from Miocene intramontane-basin deposits. Basin Research, 30, 289-310.

Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. Chemical geology, 184(1-2), 123-138.

Rusk, B., Reed, M., Dilles, J., Klemm, L., Heinrich, C., 2004. Compositions of magmatic hydrothermal fluids determined by LA-ICP-MS of fluid inclusions from the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, MT. Chem Geol 210:173–199. doi:10.1016/j.chemgeo.2004.06.011

Sáez, A., Cabrera, L., Garcés, M., van den Bogaard, P., Jensen, A., Gimeno, D., 2012. The stratigraphic record of changing hyperaridity in the Atacama desert over the last 10 Ma. Earth Planet. Sci. Lett. 355, 32–38.

Sallet, R., 2000. Fluorine as a tool in the petrogenesis of quartz-bearing magmatic associations: applications of an improved F–OH biotite–apatite thermometer grid. Lithos, 50(1-3), 241-253

Sanchez, C., 2017. Denudation evolution and geomorphic context of supergene copper mineralization in Centinela District, Atacama Desert, Chile, from thermochronology and cosmogenic nuclides (Doctoral dissertation, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier).

Sanchez, C., Brichau, S., Riquelme, R., Carretier, S., Bissig, T., Lopez, C., Mpodozis, C., Campos, E., Regard, V., Hérail, G., Marquardt, C., 2018. Exhumation history and timing of supergene copper mineralisation in an arid climate: new thermochronological data from the Centinela District, Atacama, Chile. Terra Nova 30 (1), 78–85.

Sano, Y., Terada, K., and Fukuoka, T., 2002, High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency: Chemical Geology, v. 184, p. 217–230.

Schiller, D., & Finger, F., 2019. Application of Ti-in-zircon thermometry to granite studies: problems and possible solutions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *174*(6), 51.

Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., 2005, Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features: ECONOMIC GEOLOGY 100TH ANNIVERSARY VOLUME, p. 251−298.

Seo, J. H., Guillong, M., & Heinrich, C. A. (2012). Separation of molybdenum and copper in porphyry deposits: The roles of sulfur, redox, and pH in ore mineral deposition at Bingham Canyon. Economic Geology, 107(2), 333-356.

Sexton, M. A., Morrison, G. W., Orr, T. O. H., Foley, A.M. and Wormald, P.J., 1995. The Mt Leyshon magnetic anomaly. Explor Geophys 26:84–91.

Sha, L. K. and Chappell, B. W., 1999. Apatite chemical composition,determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. Geochim. Cosmochim. Acta, 63, 3861–3881.

Shaanan, U., & Rosenbaum, G., 2018. Detrital zircons as palaeodrainage indicators: Insights into southeastern Gondwana from Permian basins in eastern Australia. Basin Research, 30, 36-47

Shackleton, N.P., Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. In: Kennett, J.P., Houtz, R.E. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 743–755.

Sheldon, N. D., & Tabor, N. J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-science reviews*, *95*(1-2), 1-52.

Shen, P., Hattori, K., Pan, H., Jackson, S., & Seitmuratova, E., 2015. Oxidation condition and metal fertility of granitic magmas: zircon trace-element data from porphyry Cu deposits in the Central Asian Orogenic Belt. Economic Geology, 110(7), 1861-1878.

Shinohara, H., & Hedenquist, J. W., 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu–Au deposit, Philippines. Journal of Petrology, 38(12), 1741-1752.

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., 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region: Australian Journal of Earth Sciences, v. 44, p. 373−388.

Sillitoe, R. H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery: Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 315−345.

Sillitoe, R. H., 2010. Porphyry copper systems. Economic geology, 105(1), 3-41.

Sillitoe, R.H., 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. Econ Geol 100th Anniversary Volume 29:723–768

Sillitoe, R. H., & McKee, E. H., 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. Economic Geology, 91(1), 164-179.

Sillitoe, R.H. & Perelló, J., 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. Economic Geology 100 th Anniversary Volume, 845-890.

Somoza, R., & Tomlinson, A., 2002. Los Andes Centrales del sur durante el Neógeno: Observaciones e hipótesis sobre la cinemática horizontal. In Congreso Geológico Argentino (No. 15, pp. 82-87).

Somoza, R., and Zaffarana, C.B., 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean Cordillera: Earth and Planetary Science Letters, v. 271, p. 267–277.

Spooner, E.T.C., 1993, Magmatic sulphide/volatile interaction as a mechanism for producing chalcophile element enriched, Archean Au-quartz, epitermal Au-Ag and Au skarn hydrothermal ore fluids: Ore Geology Reviews, v. 7, p. 359–379.

Stormer, J.C. Jr., Pierson, M.L., and Tacker, R.C., 1993. Variation of F and Cl X-ray intensity due to anisotropic diffusion in apatite during electron microprobe analysis: American Mineralogist, v. 78, 641–648.

Streck, M. J., & Dilles, J. H., 1998. Sulfur evolution of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholith. Geology, 26(6), 523-526.

Strudley, M. W and Murray, A. B., 2007. Sensitivity analysis of pediment development through numerical simulation and selected geospatial query. Geomorphology, 88, 329–351.

Suarez, M., Bell, C., 1987. Upper Triassic to Lower Cretaceous continental and coastal saline lake evaporites in the Atacama region of northern Chile. Geol. Mag. 124 (5), 467–475.

Sudarsanan, K., Young, R. A., & Wilson, A. J. C., 1977. The structures of some cadmiumapatites' Cd5 (MO4) 3X. I. Determination of the structures of Cd5 (VO4) 3I, Cd5 (PO4) 3Br, Cd3 (AsO4) 3Br and Cd5 (VO4) 3Br. Acta Crystallographica Section B: Structural Crystallography and Crystal Chemistry, 33(10), 3136-3142.

Sun, T., Bao, H., Reich, M., Hemming, S.R., 2018. More than ten million years of hyperaridity recorded in the Atacama Gravels. Geochim. Cosmochim. Acta 227, 123–132.

Sun, W. D., Liang, H. Y., Ling, M. X., Zhan, M. Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X. Y, Li, Y. L., Ireland, T. R., Weig, Q. R. & Fan, W. M., 2013. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 103, 263-275.

Sun, W., Wang, J. T., Zhang, L. P., Zhang, C. C., Li, H., Ling, M. X., Ding, X., Li, C. Y. and Liang, H. Y., 2017. The formation of porphyry copper deposits. Acta Geochimica, 36(1), 9-15

Tagami, T., 2005. zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 95-122

Tapia, M., Riquelme, R., Marquardt, C., Mpodozis, C., Mora, R., 2012. Estratigrafía y sedimentología de la Cuenca El Tesoro, Distrito Centinela (región de Antofagasta) y su relación con la mineralización exótica de cobre. In: XIII Congreso Geológico. Chileno, Antofagasta.

Tapia, M., 2019. Controles geomorfológicos que permiten el desarrollo de mineralización exótica de Cu en el Desierto de Atacama: el caso del Distrito Minero Centinela. Tesis Doctoral, Universidad Católica del Norte, Chile.

Tapia, J., Townley, B., Córdova, L., Poblete, F., & Arriagada, C., 2016. Hydrothermal alteration and its effects on the magnetic properties of Los Pelambres, a large multistage porphyry copper deposit. Journal of Applied Geophysics, 132, 125-136.

Tauxe, L., 1998. Paleomagnetic Principles and Practice. Modern Approaches in Geophysics. Kluwer Academic Publishers (299 pp.).

Tauxe, L., 2005. Essentials of Paleomagnetism. University of California Press.

Titley, S.R., 1996. Characteristics of high temperature, carbonate-hosted replacement ores and some comparisons with Mississippi Valley type ores: Society of Economic Geologists Special Publication 4, p. 244−254.

Tosdal, R.M., and Richards, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Reviews in Economic Geology, v. 14, p. 157−181.

Townley, B. K., Hérail, G., Maksaev, V., Palacios, C., de Parseval, P., Sepulveda, F., Orella, R., Rivas, P., & Ulloa, C. (2003). Gold grain morphology and composition as an exploration tool: application to gold exploration in covered areas. Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 3(1), 29-38.

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, 42(7), 771-789.

Tomlinson, A. J. & Blanco, N., 1997a. Structural evolution and displacement history of the West fault system, Precordillera, Chile: Pt. 1. Synmineral history. In: VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 3, 1873 - 1878.

Tomlinson, A. J. & Blanco, N., 1997b. Structural evolution and displacement history of the West fault system, Precordillera, Chile: Pt. 2. Postmineral history. In VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 3, 1878 - 1882.

Tomlinson, A. J., Blanco, N., Maksaev, V., Dilles, J. H., Grunder, A. L., & 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 (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile, Informe Registrado IR-01-20, 20.

Torrent, J., Liu, Q., Bloemendal, J., & Barrón, V., 2007. Magnetic enhancement and iron oxides in the upper Luochuan loess–paleosol sequence, Chinese Loess Plateau. *Soil Science Society of America Journal*, *71*(5), 1570-1578.

Tsatskin, A., Heller, F., Hailwood, E. A., Gendler, T. S., Hus, J., Montgomery, P., Sartori, M. & Virina, E. I., 1998. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 143(1-3), 111-133.

Tomlinson, A., Blanco, N., García, M., Baez, L., Alcota, H., Ladino, M., De Arce, C. P., Mark, C. & Martin, M., 2012. Permian exhumation of metamorphic complexes in the Calama area: Evidence for flat-slab subduction in northern Chile during the San Rafael tectonic phase and origin of the Central Andean Gravity High. In XIII Congreso Geológico de Chile, Actas, T2 (pp. 209-211).

Tramp, K.L., Soreghan, G.L., Elmore, R.D., 2004. Paleoclimatic inferences from paleopedology and magnetism of the Permian Maroon Formation loessite, Colorado, USA. Geol. Soc. Am. Bull. 116 (5–6), 671–686.

Tucker, M. E., & Wright, V. P., 2009. *Carbonate sedimentology*. John Wiley & Sons.

Ulrich, T., Gunther, D., Heinrich, C., 2001- The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. Econ Geol 96:1743–1774. doi:10.2113/gsecongeo.96.8.1743.

Urzúa, F., 2009. Geology, geochronology and structural evolution of La Escondida copper district, northern Chile. Unpublished PhD thesis, centre for ore deposit and exploration studies, University ofTasmania, Australia.

Valley, J. W., 2003. Oxygen isotopes in zircon. Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1), 343-385.

Vavra, G., 1994. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117(4), 331-344.

Véliz, W. O., 2004. Relación espacio-temporal del sistema pórfido cuprífero y epitermal en el yacimiento Escondida, Provincia de Antofagasta, II Region, Chile. Master thesis, Univ. Catolica del Norte.

Verosub, K. L., & Roberts, A. P., 1995. Environmental magnetism: past, present, and future. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *100*(B2), 2175-2192.

Vigneresse, J.L., and Tikoff, B., 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas: Tectonophysics, v. 312, p. 117–132.

Wang, R. C., Fontan, F., Chen, X. M., Hu, H., Liu, C. S., Xu, S. J., & de Parseval, P., 2003. Accessory minerals in the Xihuashan Y-enriched granitic complex, southern China: a record of magmatic and hydrothermal stages of evolution. The Canadian Mineralogist, 41(3), 727-748.

Wang, X., & Kienast, J. R. 1999. Morphology and geochemistry of zircon: a case study on zircon from the microgranitoid enclaves. Science in China Series D: Earth Sciences, 42(5), 544-552.

Wang, X., Yang, Z., Lovlie, R., Sun, Z., Pei, J., 2006. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. Phys. Earth Planet. Inter. 159, 109–117.

Watson, E. B., 1980. Apatite and phosphorus in mantle source regions: an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 kbar. Earth and Planetary Science Letters, 51(2), 322-335

Watson, E. B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principals, geological models and implications for isotopic inheritance. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 87(1-2), 43-56

Watson, E. B., Chemiak, D. J., Hanchar, J. M., Harrison, T. M., & Wark, D. A., 1997. The incorporation of Pb into zircon. Chemical Geology, 141(1-2), 19-31

Watson, E. B., & Harrison, T. M., 2005. zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. Science, 308(5723), 841-844

Waychunas, G. A., 2002. Apatite luminescence. Reviews in mineralogy and geochemistry, 48(1), 701-742.

Whalen, J.B., Anderson, R.G., Struik, L.C., and Villeneuve, M.E., 2001. Geochemistry and Nd isotopes of the François Lake plutonic suite, Endako batholith: Host and progenitor to the Endako molybdenum camp, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 38, p. 603–618.

White, N. C., & Hedenquist, J. W., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. SEG newsletter, 23(1), 9-13.

Webster, J.D., and Piccoli, P.M., 2015. Magmatic apatite: A powerful, yet deceptive, mineral: Elements, v. 11, p. 177–182.

Wilkinson, J. J., 2013. Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. Nature Geoscience, 6(11), 917.

Williams, I. S., 1992. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granitic rocks. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 83(1-2), 447-458.

Williams, I. S., & Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. Contributions to mineralogy and petrology, 97(2), 205-217.

Williams, S. A., & Cesbron, F. P., 1977. Rutile and apatite: useful prospecting guides for porphyry copper deposits. Mineralogical Magazine, 41(318), 288-292.

Xie, Q., Chen, T., Xu, H., Chen, J., Ji, J., Lu, H., Wang, X., 2009. Quantification of the contribution of pedogenic magnetic minerals to magnetic susceptibility of loess and paleosoils on Chinese Loess Plateau: paleoclimatic implications. J. Geophys. Res. 114, B09101. https://doi.org/10.1029/2008JB005968.

Yuan, H., Gao, S., Liu, X., Li, H., Günther, D., & Wu, F., 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geostandards and Geoanalytical Research, 28(3), 353-370.

Zentilli, M., Graves., Lindsay, D., Ossandón, G., and Camus, F., 1995. Recurrent mineralization in the Chuquicamata porphyry copper system: Restrictions on genesis from mineralogical,

geochronological and isotopic studies, in Clark, A.H., ed., Proceeding, Giant Ore Deposits II Workshop, Kingston, ON, Queens University, p. 86−100 (second corrected printing, p. 90−113).

Zhang, C.X., Xiao, G.X., Guo, Z.T., Wu, H.B., Hao, Q.Z., 2015. Evidence of late early Miocene aridification intensification in the Xining Basin caused by the northeastern Tibetan Plateau uplift. Glob. Planet. Chang. 128, 31–46.

Zoleikhaei, Y., Frei, D., Morton, A., & Zamanzadeh, S. M., 2016. Roundness of heavy minerals (zircon and apatite) as a provenance tool for unraveling recycling: A case study from the Sefidrud and Sarbaz rivers in N and SE Iran. *Sedimentary Geology*, *342*, 106-117.

Anexos

11.1. Anexo A: “Propiedades magnéticas de las rocas”

A.1 Magnetismo en las rocas

A.1.1 Principios básicos del magnetismo

Las propiedades magnéticas de la materia dependen de que las partículas elementales estén provistas de su propio momento magnético o dipolo magnético (Lanza y Meloni, 2006), que corresponde a la unidad más pequeña de carga magnética (Butler, 1998). El momento magnético de un átomo está dado por la suma del momento magnético de spin del núcleo atómico, del orbital y de los electrones (Tauxe, 2005; Lanza y Meloni, 2006). En muchos casos, el momento magnético de spin del núcleo se puede despreciar, debido a que es inferior por dos órdenes de magnitud respecto al del electrón. El momento magnético de un cuerpo con extensión finita está dado por la suma vectorial de los momentos magnéticos de sus átomos, m. Si el momento magnético de los átomos es m = 0, entonces el momento magnético del cuerpo será nulo. Si m ≠ 0 lo más probable es que el momento magnético del cuerpo, aun sea nulo, debido a que las vibraciones causadas por la energía termal provocan que la orientación de los momentos magnéticos de un átomo cambie continuamente; esto genera que la suma estadística de los momentos magnéticos individuales sea cero (Fig. A1 a). De esta manera, los momentos magnéticos individuales cambian continuamente, pero el conjunto de la distribución es aleatorio y por lo tanto su momento magnético total es aún igual a cero (Fig. A1 b; Lanza y Meloni, 2006).

Según Lanza y Meloni (2006), el hecho que una muestra macroscópica presente un momento magnético neto y una dirección preferencial de alineamiento se debe a los momentos magnéticos microscópicos, los cuales se originan a partir de dos fenómenos:

1) por la presencia de un campo magnético externo (H). En este caso los momentos tienden a orientarse en la dirección de H (Fig. A1 c). Donde H corresponde a la fuerza experimentada por una unidad de carga magnética positiva colocada en esta región (Butler, 1998). La dirección de H es preferencial y en cualquier instante un cierto número de momentos magnéticos atómicos es paralelo a este campo, lo que da lugar a un momento magnético neto. De esta forma, M tiende a variar de M=0 en la ausencia de H, a M≠0 si el campo es tan intenso como para orientar los momentos magnéticos de los átomos (Lanza y Meloni, 2006). Entonces, podemos definir el vector de magnetización o intensidad magnética J, como el momento magnético dipolar M por unidad de volumen V (Butler, 1998; Lanza y Meloni, 2006):

$$J = M/V \qquad \text{[Ec. 1]}$$

2) por la fuerza de interacción magnética entre electrones. Algunas sustancias cristalinas tienen una estructura muy densa y, por consiguiente, una fuerte interacción entre los momentos magnéticos de spin de los electrones. Esto provoca alineamientos espontáneos de dichos momentos, lo que resulta en una magnetización J, incluso en la ausencia de un campo (Lanza y Meloni, 2006).

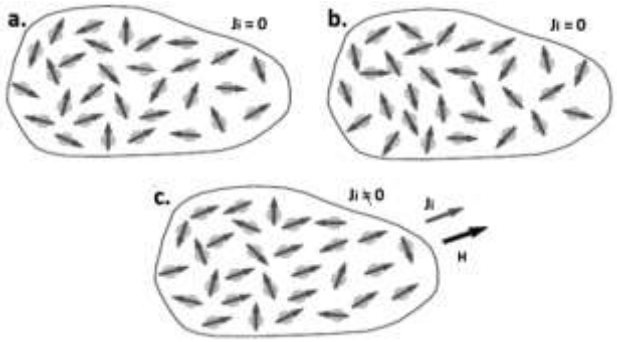


Figura. A.1. Momentos magnéticos atómicos en un sólido. En (a) Los momentos son orientados de formas aleatorias y en (b) son variables de un instante a otro. En ambos casos el momento magnético neto es cero. En la presencia de un campo magnético externo H (c), una fracción de los momentos es orientada con el campo y el sólido adquiere una inducción magnética Ji (Tomado de Lanza y Meloni, 2006).

A.1.2. Magnetización (J) y Susceptibilidad Magnética (k)

La magnetización de un volumen determinado es la suma vectorial de los momentos magnéticos divididos por el volumen que encierra esos momentos magnéticos.

$$J = \Sigma\, Mi/V \qquad \text{[Ec. 2]}$$

donde Mi es el momento magnético constituyente y V el volumen de la muestra (Butler, 1998).

Hay dos tipos de magnetización, la magnetización inducida (Ji), que se genera cuando un material está expuesto a un campo magnético H. El segundo tipo de magnetización corresponde a la magnetización remanente (Jr), es decir, al registro de los campos magnéticos pasados que han ocurrido sobre el material (Butler, 1998). La magnetización inducida está relacionada con la susceptibilidad magnética (k) (Butler, 1998; Lanza y Meloni, 2006):

$$Ji = kH \qquad \text{[Ec. 3]}$$

La susceptibilidad magnética es la capacidad de una sustancia para adquirir magnetización (k) (Butler, 1998; Dunlop y Ozdemir, 1997; Evans y Heller, 2003) y se define como la magnetización (M) adquirida en unidad de campo magnético inducido (H) (Evans y Heller, 2003):

$$k = M/H \qquad \text{[Ec. 4]}$$

En el Sistema Internacional (SI), ambas unidades M y H están medidas en A/m, por lo que k es adimensional (Evans y Heller, 2003). Para obtener el valor de la Susceptibilidad de masa específica X, el valor de k se divide por la densidad aparente del material ρ (Dunlop y Ozdemir; Evans y Heller, 2003):

$$X = k/\rho \qquad \text{[Ec. 5]}$$

Como k es adimensional, X tiene unidades reciprocas de ρ, m^3/kg.

A.2 Comportamientos magnéticos de los materiales

Diamagnetismo. El Diamagnetismo es una propiedad de los materiales (Bulter, 1998; Evans y Heller, 2003) que surge de la interacción de la aplicación de un campo magnético H y el movimiento de los electrones en los orbitales alrededor del núcleo (Evans y Heller, 2003). Las sustancias diamagnéticas adquieren una pequeña magnetización inducida Ji, la cual es opuesta al campo aplicado H (Fig. A2; Bulter, 1998; Lanza y Meloni, 2006). La magnetización depende linealmente del campo aplicado y se vuelve a cero al remover el campo inducido (Bulter, 1998). La X para un material diamagnético es negativa e independiente de la temperatura (Bulter, 1998; Evans y Heller, 2003). Algunos de los minerales más comunes son diamagnéticos (Tabla 2); sus susceptibilidades son del orden de -10 μ SI.

Paramagnetismo. Los materiales paramagnéticos contienen átomos con momentos magnéticos atómicos que se encuentran muy distanciados entre sí, por lo que no interactúan con los momentos atómicos adyacentes. En la presencia de un campo magnético inducido H adquieren una magnetización inducida Ji, paralela al campo magnético aplicado H. Para cualquier condición geológica relevante, J es linealmente dependiente de H y positiva (Butler, 1998). En la ausencia de un campo magnético aplicado, los momentos magnéticos atómicos se distribuyen por igual en todas direcciones con magnetización resultante Ji=0 (Bulter, 1998; Lanza y Meloni, 2006); es decir, de la misma manera que en los materiales

diamagnéticos, la magnetización se reduce a cero cuando el campo magnético es retirado (Butler, 1998).

La susceptibilidad paramagnética es positiva (Fig. A2) (Lanza y Meloni, 2006) y es inversamente proporcional a la temperatura absoluta (Lanza y Meloni, 2006; Evans y Heller, 2003). Muchos minerales de interés para estudios ambientales son paramagnéticos, aunque por lo general su señal queda oculta por la de los minerales ferromagnéticos (Evans y Heller, 2003). Los minerales paramagnéticos incluyen muchos silicatos, en particular piroxenos, anfíboles, micas y minerales de arcilla. Su susceptibilidad es del orden de 100-5.000 μSI y pueden tener variaciones bastante amplias (Lanza y Meloni, 2006; Tabla 2).

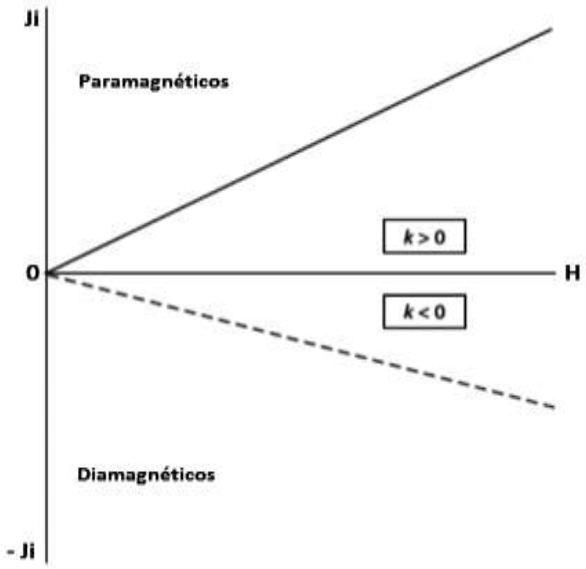


Figura A.2. Inducción magnética *Ji* vs Campo magnético *H* para sustancias para y diamagnéticas (Tomado de Lanza y Meloni, 2006).

Ferromagnéticos. En la red cristalina de sustancias ferromagnéticas, los átomos adyacentes se solapan entre si y surge una fuerte interacción entre los electrones (Evans y Heller, 2003). La fuerza de interacción es conocida como fuerza de intercambio, que actúa sobre distancias del orden de μm y provoca que se alineen los momentos magnéticos de spin de los electrones, lo que conduce a la formación de dominios magnéticos. Dentro de cada dominio, los momentos de spin son paralelos entre sí y producen un momento de magnetización espontánea, incluso en la ausencia de un campo externo inducido. La intensidad de intercambio depende de la distancia dentro de la red. Al aumentar la temperatura, las distancias dentro de la red se incrementan y la fuerza de intercambio se reduce cero a la temperatura de Curie Tc, característica intrínseca de cada sustancia (Lanza y Meloni, 2006).

Para un material ferromagnético a una temperatura dada, existe un máximo de magnetización denominada magnetización de saturación o saturación magnética Js (Butler, 1998; Tauxe, 2003).

De acuerdo a Lanza y Meloni (2006), dependiendo de la sustancia, la fuerza de intercambio puede actuar de dos maneras:

1) si la fuerza de intercambio es entre dos cationes contiguos, las sustancias serán ferromagnéticas y sus momentos magnéticos de spin serán paralelos entre sí, concordantes e impartirán un momento magnético total en el dominio (Fig. A3 a)

2) si la fuerza de intercambio es a través de un anión interpuesto entre los dos cationes (e.g. Fe_3O_4), los momentos magnéticos de spin de los cationes contiguos son antiparalelos y, por lo tanto, forman dos subredes magnetizadas en direcciones opuestas. Dependiendo del número de cationes que participen y de la estructura cristalina pueden darse tres casos:

- Sustancias antiferrimagnéticas: en este caso las 2 subredes tienen la misma intensidad, por lo tanto, sus magnetizaciones -con igualdad de modulo y direcciones opuestas (Fig. A3 b)- se cancelan entre sí y el dominio general tiene un momento magnético nulo, $M = 0$.
- Sustancias ferrimagnéticas: en este caso las dos subredes tienen diferente magnetización en direcciones opuestas (Fig. A3 c), por lo que la resultante ya no es nula y el dominio tienen un momento magnético distinto a cero, $M \neq 0$.
- Sustancias con antiferromagnétismo inclinado: en este caso las 2 subredes no son exactamente antiparalelas debido a la presencia de impurezas, defectos de la estructura cristalina o el fenómeno llamado spin canting (Fig. A3 d). El vector resultante de las dos magnetizaciones es ligeramente diferente de cero y el dominio tiene un momento magnético débil, $M \neq 0$.

En los minerales ferromagnéticos los más importantes corresponden a minerales accesorios como los óxidos de hierro y algunos sulfuros de Fe. Los valores de susceptibilidad magnética son muy variables (Lanza y Meloni, 2006; Tabla A1).

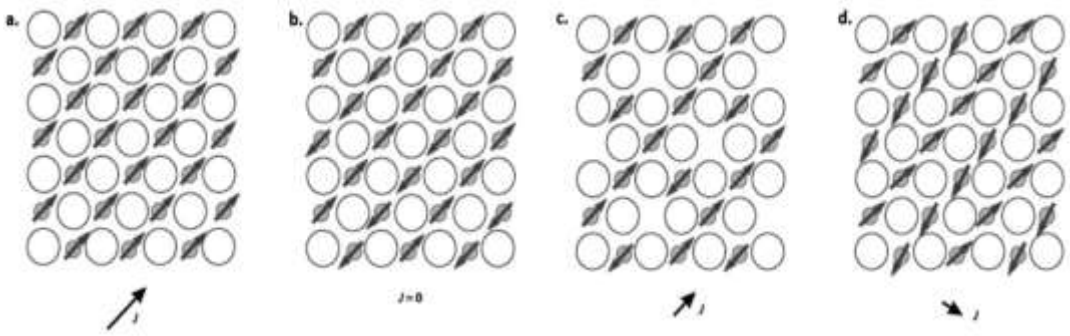


Figura A.3. Figura esquemática de los momentos de *spin* alineados en sustancias. (a) ferromagnéticas *s.s*; (b) antiferromagnéticas; (c) ferrimagnéticas; (d) antiferromagnéticas inclinadas (Toamda de Lanza y Meloni, 2006).

Mineral	k (μ SI)[a]
Diamagnéticos	
Dolomita	-40
Calcita	-15
Cuarzo	-15
Feldespato Potásico	-15
Yeso	-15
Hielo	-10
Paramagnéticos	
Clinopiroxeno	20 - 600
Ortopiroxeno	1000 - 3000
Anfíbol	100 - 1000
Biotita	800 - 3000
Moscovita	40 - 700
Clorita	70 - 1550
Olivino	-13 - 5000
Granate	500 - 6000
Ilmenita	300 - 3500
Ferromagnéticos	
Gohetita	2000
Hematita	$1000 - 5x10^4$
Pirrotina	$5x10^4 - 3x10^5$
Magnetita	$10^6 - 10^7$
[a] μ SI = 10^{-6} SI	

Tabla A.1. Susceptibilidad de los minerales más comunes (Tomada de Lanza y Meloni, 2006.)

A.3 Tamaños de grano magnético

Si se observa el interior de un material ferromagnético se podría apreciar que se dividen en pequeñas regiones en las que la magnetización es uniforme, pero el vector de magnetización dentro de cada región es diferente de la de sus vecinos. Estas regiones son llamadas dominios magnéticos (Evans y Heller, 2003). El dominio magnético es el vínculo entre el mundo del átomo, donde ocurren los fenómenos magnéticos elementales, y el mundo

macroscópico del cristal y que se pueden consideran como los constituyentes elementales de las rocas que determinan sus propiedades magnéticas (Lanza y Meloni, 2006).

Si se considera un grano magnetizado uniformemente -donde J es constante-, que genera un campo magnético, los dipolos elementales serán todos mutuamente paralelos entre sí y el extremo norte del dipolo se enfrentará al extremo sur del dipolo contiguo (Fig. A4 a). Sus efectos se cancelan entre sí, pero los extremos situados en la superficie del grano no son compensados y ellos son los que generan el campo magnético en el espacio circundante (Fig. A4 b). El campo producido por el grano es causado por la distribución de cargas magnéticas en su superficie. Las líneas de campo dirigidas hacia el norte son positivas y las dirigidas hacia el sur son negativas. Sin embargo, las líneas de campo irradian en todas direcciones desde las cargas positivas y convergen desde todas direcciones hacia las cargas negativas, por lo tanto, tienen que pasar por la parte interna del grano, donde ellas son antiparalelas a J. Esto genera un campo interno, conocido como campo de desmagnetización, que es opuesto a J y reduce la magnetización del grano (Fig. A4 c; Lanza y Meloni, 2006). La energía almacenada dentro de esta distribución de carga -debido a la repulsión del campo de desmagnetización con el campo generado por las cargas en superficie- se conoce como energía magnetoestática Em (Butler, 1998; Lanza y Meloni, 2006).

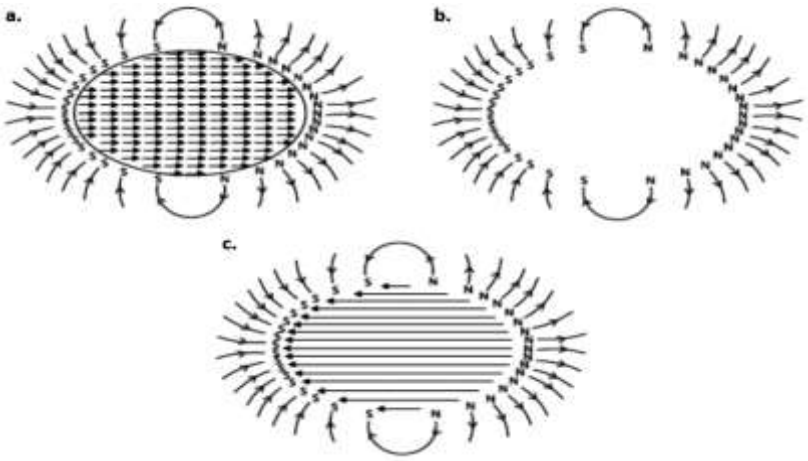


Figura A.4. Campo de desmagnetización en un grano magnético uniforme. (a) Todos los dipolos elementales son paralelos y los polos norte y sur de los polos adyacentes se compensan entre sí; sólo los extremos situados en la superficie del grano no son compensados. Se genera un campo magnético producido por el grano (b), las líneas de campo irradian desde el N y convergen hacia el S, pero lo hacen en todas direcciones, incluso en el interior del grano (c), dando lugar a un campo interno que desmagnetiza el grano debido a la polarización opuesta provocada (Tomada de Lanza y Meloni, 2006).

La formación de dominios magnéticos produce el decrecimiento del valor de Em, debido a que el porcentaje de superficie cubierta por cargas magnéticas se reduce y las cargas

de signos opuestos se encuentran adyacentes. La región que separa los dominios se denomina pared de domino (Butler, 1998). Como la energía magnetoestatica Em es proporcional al volumen del grano (Lanza y Meloni, 2006), al disminuir el tamaño del grano, el número de dominios también decrece. Eventualmente las partículas se vuelven tan pequeñas que la energía requerida para formar una pared de dominio es mayor que la energía magnetostática resultante de dividir la partícula en dos dominios. De esta manera, por debajo de este tamaño de partícula no es energéticamente favorable subdividir la partícula en varios dominios, resultando en una partícula con un solo dominio. Estas partículas se denominan partículas de dominio simple (SD) (Fig. A5 a) y pueden ser eficientes portadoras de magnetización remanente (Butler, 1998). A medida que el volumen de una partícula aumenta, la energía magnetostática Em crece y continúa incrementándose hasta un cierto punto en donde resulta necesario reducir la energía total de la partícula. De esta forma, la partícula se subdivide en dos o más dominios y cada parte que tiene un alineamiento coherente de los spines es un dominio donde la energía magnetostática se reduce; estas partículas se denominan partículas de dominio multiple (MD) (Fig. A5 b, c y d) (Lanza y Meloni, 2006). La diferencia de comportamiento magnético entre ambos tipos de dominio es considerable y cada uno de ellos proporciona propiedades magnéticas muy diferentes a la roca (Lanza y Meloni, 2006).

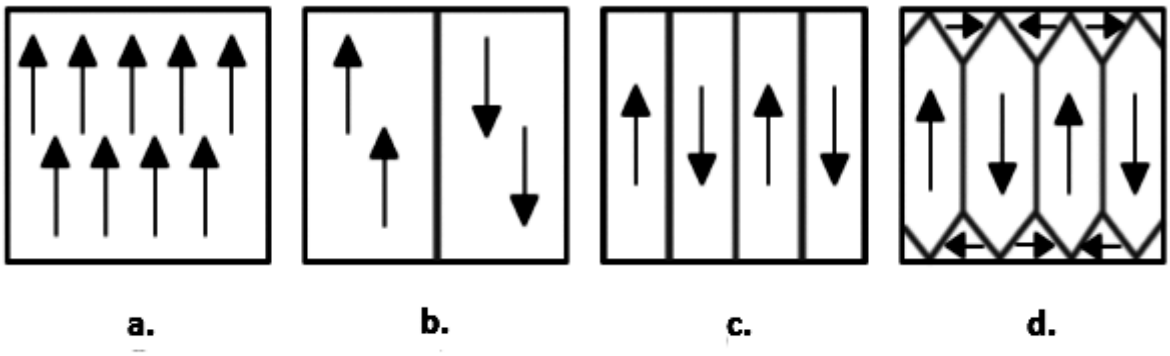


Figura A5. Dominios Magnéticos. (a) partículas de dominio simple (SD), donde todos los *spins* son mutuamente paralelos; (b y c) partículas de dominio múltiple (MD), que se subdividen en varios dominios magnéticos para minimizar la *Em*; (d) dominios formados en la superficie de la partícula (Modificado de Lanza y Meloni, 2006).

En resumen, los granos que contienen un solo dominio son conocidos como SD y los que contienen muchos dominios son llamados MD. El paso de granos SD a MD no es nítido y ocurre gradualmente a través de un estado conocido como partículas de pseudo dominio simple PSD (Evans y Heller, 2003; Lanza y Meloni, 2006). Hablando en sentido estricto, las partículas PSD son granos MD, pero muchas de sus características magnéticas son similares a los granos SD (Evans y Heller, 2003) (Fig. A6).

Existe un cuarto tamaño conocido como partículas de dominio superparamagnético SP, las cuales describen el comportamiento magnético de partículas muy pequeñas (magnetitas <0,01 μm; hematitas <0,03 μm) donde los momentos magnéticos atómicos se alinean en la presencia de un campo magnético externo para producir una fuerte magnetización. Sin embargo, la magnetización es rápidamente destruida por la vibración termal tan pronto el campo magnético externo es retirado (Morris, 2003). El comportamiento SP y paramagnético son similares; un campo externo orienta la magnetización de los granos en su dirección, pero una vez que el campo es removido la magnetización decae en un periodo muy corto de tiempo (Lanza y Meloni, 2006). Además, la presencia de partículas SP se ha asociado con la aparición de minerales magnéticos autigénos (Orgeira et al., 2008).

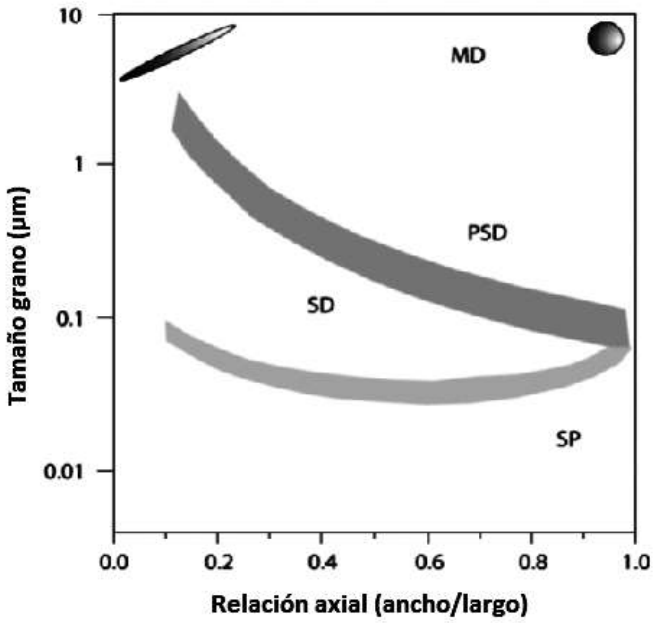


Figura A6. Rangos de tamaños y formas de granos en magnetita para comportamientos SP, SD, PSD y MD. En la izquierda granos aciculares y en la derecha granos equidimensionales. (Modificado de Lanza y Meloni, 2006).

El comportamiento del grano depende de varios factores como el tipo de mineral, dimensión y forma. En el caso de la magnetita, el comportamiento MD ocurre para dimensiones >1-10 μm, el domino PSD entre 0,1 y 3,5 μm, el dominio SD para dimensiones <1-0,003 μm y las partículas SP por debajo de los 0,3 μm (Fig. A6) (Lanza y Meloni, 2006).

A.4 Mineralogía Magnética

A.4.1 Óxidos de hierro

Los minerales ferromagnéticos más importantes y comunes en la naturaleza corresponden a los óxidos de hierro-titanio, cuya composición química es ilustrada

gráficamente en el sistema ternario de vértices rutilo (TiO_2)- rustita (FeO)-hematita (Fe_2O_3) (Fig. A7). En la parte Superior del triángulo equilátero se ubican los términos más ricos en Ti, mientras que cerca de la base los más ricos en Fe. El ion Fe^{2+} prevalece hacia la Izquierda, mientras que el Ion Fe^{3+} hacia la derecha, lo que implica que el grado de oxidación se incrementa de izquierda a derecha.

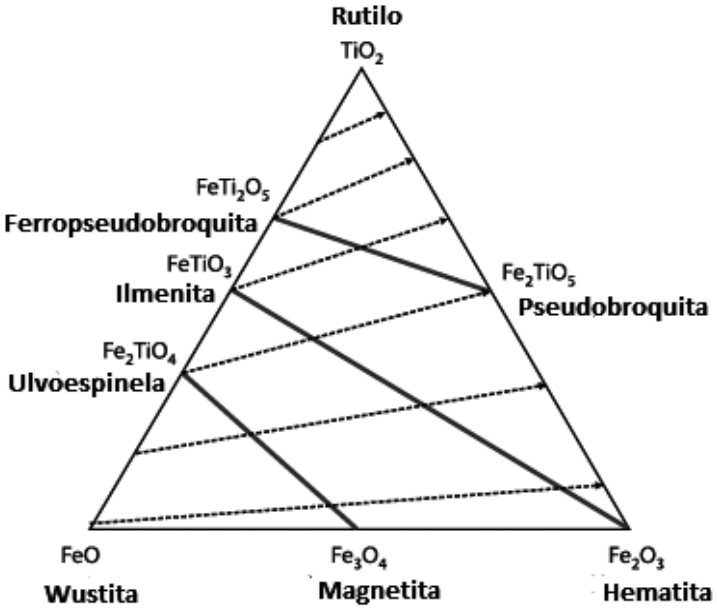


Figura A7. Diagrama ternario TiO_2-FeO, Fe_2O_3. Se muestra la solución sólida de las series de las titanomagnetitas, las titanohematitas y las pseudobroquitas (Lanza y Meloni, 2006).

Los óxidos en el sistema ternario tienen temperaturas de fusión de 1.600°-1.400° C, pero debido a que solo corresponden a un pequeño porcentaje de los magmas ígneos, cristalizan con las fases silicatadas a temperaturas en el rango de 1.200°-800° C. Cristalizan por lo general como una fase temprana en magmas básicos, pero a menudo como una fase tardía en magmas ácidos. Cualquiera de las fases de óxidos en rocas ígneas puede sobrevivir como componente detrital en rocas sedimentarias. En dicho ambiente son metaestable y pueden alterar para formar nuevas fases controladas por el potencial redox (Eh) y la acidez (Ph) del ambiente (Piper, 1987). Estos óxidos de Fe-Ti forman 3 series isómorficas: la serie de las titanomagnetitas, la serie de las titanohematitas (ambas ferromagnéticas) y la serie de las pseudobroquitas (paramagnéticas) (Lanza y Meloni, 2006).

Titanomagnetitas. Las titanomagnetitas son minerales opacos de forma cúbica, con composición entre los miembros finales de la solución solida de Magnetita (Fe_3O_2) y la Ulvoespinela (Fe2TiO4) (Bultler, 1998). Cristalizan en el sistema cúbico y tiene la estructura de la espinela (Evans y Heller, 2003; Lanza y Meloni, 2006). Sus átomos de

oxígeno por lo tanto forman un marco cúbico centrado en las caras, es decir, hay un ion de O^{2-} en cada esquina y en el centro de las caras del cubo que constituyen la estructura de construcción básica de la red cristalina. Hay un total de 14 aniones (8 en las esquinas y 6 en el centro), pero al compartirlos con cubos vecinos se reducen a 4. Aquellos en las esquinas son compartidos en un 50:50 con un cubo del lado y por lo tanto equivalen a 3 átomos; aquellos en las 8 esquinas son compartidos con 7 cubos vecinos, por lo tanto equivalen a un solo átomo. Dicha estructura posee dos tipos de espacios intersticiales, un espacio A (tetraedral) y un espacio B (octaedral), en el que los cationes están dispuestos (Fig. A8) y constituyen dos subredes con antiparalelismo, pero con desigual momento magnético (Evans y Heller, 2003). Consecuentemente la magnetita es ferrimagnética, debido a que la subred B (8 cationes de Fe^{3+} más 8 cationes de Fe^{2+}) predomina sobre la subred A (8 cationes de Fe^{3+}) (Evans y Heller, 2003; Lanza y Meloni, 2006). En muchos casos el hierro esta reemplazado por el titanio, lo que da lugar a una serie de soluciones sólidas conocida como la serie de las titanomagnetitas cuya fórmula general es Fe_3-$xTixO_4$ ($0 \leq X \leq 1$) (Evans y Heller, 2003; Lanza y Meloni, 2006). El Ti^{4+} es localizado en los sitios octaédricos; por cada átomo de titanio insertado en la estructura, un ion de Fe^{3+} debe convertirse en Fe2+ con el fin de mantener la carga neutra (Evans y Heller, 2003). Por lo tanto, para x=1, no hay Fe^{3+}, la ulvoespinela, por lo tanto, tiene sólo Fe^{2+} en posiciones de sito A y una mezcla de 50:50 de cationes de Fe^{2+} y Ti^{4+} en posiciones de sitios B. El Ti^{4+} tiene momento magnético cero ya que no tiene electrones desapareados. Esto conlleva a una disminución en la magnetización espontanea producto de que la cantidad de titanio sustituido aumenta en la red. Cuando x = 1 la magnetización espontanea decae a cero productos de que la red cuenta con igual número de iones de Fe2+ en las dos subredes que se oponen, por lo tanto, este mineral es antiferromagnético. La fuerza de interacción se reduce a medida que aumenta el contenido de titanio y las propiedades varían considerablemente. La temperatura de Curie de la magnetita es 575°C, mientras que la temperatura en los términos intermedios decrece de forma casi lineal a medida que aumenta el contenido de Ti, hasta llegar a los -153°C, que es la temperatura de Néel de la Ulvoespinela (Lanza y Meloni, 2006).

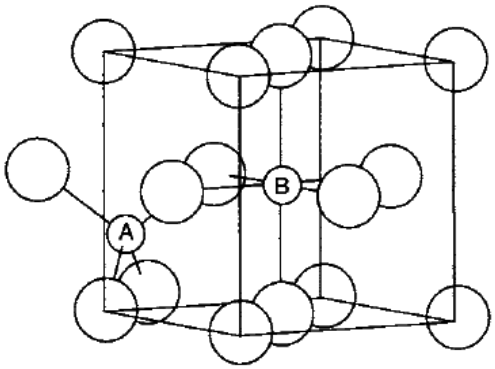


Figura A8. Sitios catiónicos octaédricos y tetraédricos en la estructura del cristal de magnetita (Fe_3O_4). Los círculos mayores representas los aniones de oxígeno. Los cationes de Fe residen en espacios intersticiales de los cuales hay dos tipos, en el centro del tetraedro (sitios A) y octaedro (sitios B) (Evans y Heller, 2003).

Titanomaghemitas. La maghemitización es el proceso por el que las magnetitas (Fe_3O_4) y las titanomagnetitas (Fe_3-$xTixO_4$) se transforman en maghemitas (γFe_2O_3) y titanomaghemitas, respectivamente (Dunlop y Özdemir, 2001). La maghemita es, en pocas palabras, una variedad completamente oxidada de las magnetitas o titanomagnetitas, dependiendo del caso (Evans y Heller, 2003). Ocurre principalmente en la superficie o en fisuras del cristal. El mecanismo de formación es por la difusión de Fe^{2+} desde el interior del cristal hacia la superficie, donde es convertido en Fe^{3+}. La oxidación es por tanto lenta, controlada por la tasa de difusión del catión Fe^{2+} y por la distancia a la superficie (Dunlop y Özdemir, 2001). Las maghemitas se producen ampliamente en suelos y su fórmula química es idéntica a la de la hematita (γFe_2O_3). Estos óxidos están caracterizados por numerosas vacantes catiónica (Evans y Heller, 2003; Lanza y Meloni, 2006). Su estructura cristalina es cúbica, con una celda unitaria menor que la de la magnetita. El proceso de oxidación involucra iones de Fe^{2+}, dos tercios de ellos tienen su estado de valencia cambiando de Fe^{2+} a Fe^{3+} y el tercio restante son removidos de la red por completo (Evan y Heller, 2003). Los sitios de los cationes permanecen vacantes, y estas estructuras se dicen que presentan cationes deficientes. La maghemita, tiene propiedades magnéticas similares a la magnetita, aunque menos pronunciadas. Su punto de Curie varía entre 590° C – 675°C y es variable como resultado de la presencia de impurezas o de las diferentes disposiciones de las vacantes (Lanza y Meloni, 2006). Las titanomaghemitas son metaestables; a altas temperaturas sufren transformaciones irreversibles a titanohematitas, con una drástica caída en los valores de sus propiedades magnéticas (Evans y Heller, 2003; Lanza y Meloni, 2006).

Titanohematitas. Son minerales con composición intermedia entre los miembros finales de la solución solida de la hematita (αFe_2O_3) e ilmenita ($FeTiO_3$) (Lanza y Meloni, 2006). La hematita ocurre abundantemente en la naturaleza y es particularmente común en suelos y sedimentos; su sistema cristalino es hexagonal (Fig. A9) (Bultler, 1998; Evans y Heller, 2003). En la hematita, el Fe^{3+} ocupa planos basales, alternando en la parte basal con iones de O^{2-} . Dentro de cada plano, el momento magnético atómico es acoplado paralelamente entre sí y entre los planos contiguos el acoplamiento no es exactamente antiparalelo. Los spines de los cationes de 2 planos contiguos son desviados por~0,2° en la misma dirección (spin canting) en el interior del plano basal y con ello se obtiene una resultante pequeña, que se traduce en un comportamiento antiferromagnético inclinado (Lanza y Meloni, 2006). Por otra parte se establece que el ion hierro puede ser reemplazado por el ion titanio lo que da lugar a una serie de soluciones solidas conocidas como las titanohematitas, cuya fórmula general es Fe_2-$xTixO_3$ ($0 \leq x \leq 1$) (Evans y Heller, 2003; Lanza y Meloni, 2006). Por cada ion de Ti^{4+} añadido un ion de Fe^{+3} restante debe ser convertido a Fe^{2+} (Evans y Heller, 2003). Sin embargo, los acoplamientos entre los planos de cationes de Fe^{2+} de ilmenita son exactamente antiparalelos y por ende su comportamiento -a muy bajas temperaturas- es antiferromagnético. En este caso, también el aumento del contenido de Ti hace disminuir la temperatura de Curie, para hematita la temperatura es de 675°C y para ilmenita -218°C (Lanza y Meloni, 2006).

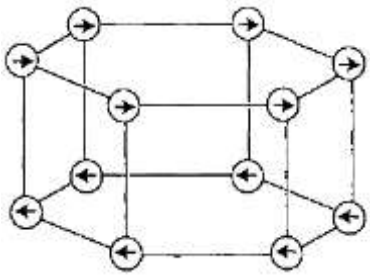


Figura A9. Estructura cristalina simplificada de la Hematita (todos los cationes son Fe^{3+}). El momento magnético del plano superior se muestra por las flechas en dirección hacia la derecha, mientras que el momento magnético del plano inferior por las flechas en dirección a la izquierda; el antiparalelismo no es exacto, producto de vacantes, defectos cristalinos o *spin cantting*, lo que origina el antiferromagnétismo inclinado (Evans y Heller, 2003).

A.4.2 Hidróxidos de hierro

La meteorización de una roca produce una amplia gama de productos, entre eso los óxidos de hierro hidratados. De esos solo la goethita ($\alpha FeOOH$) es magnéticamente significativa (Evans y Heller, 2003). Cristaliza en el sistema ortorrómbico y es antiferromagnética (Bultler, 1998; Lanza y Meloni, 2006), pero como resultado de vacantes

aniónicas se pueden generar momentos de spines no compensados que producen una magnetización débil. Su temperatura de Curie es de ca. 120°C y puede disminuir en la presencia de impurezas en la red (Lanza y Meloni, 2006). Por deshidratación en muchos ambientes naturales o calentamientos en laboratorio, alrededor de los~400°C se transforma en hematita (Bultler, 1998).

Otros oxihidroxidos de hierro como la ferrihidrita (5 Fe2O3*9H2O, también conocida como limonita) y la lepidocrosita (γ-FeOOH) pueden evolucionar químicamente para dar paso a minerales magnéticos más estables, que pueden ser importantes en los suelos (Evans y Heller, 2003). La Lepidocrosita tiene una estructura cristalina cúbica y es paramagnético a temperatura ambiente (temperatura de Curie ~ 196°C). Este mineral se puede transformar mediante deshidratación en goethita o maghemita (Bultler, 1998).

A.4.3 Sulfuros de hierro

Los elementos hierro y azufre combinados en diversa relación forman distintas especies de minerales. La troilita (FeS) es común en meteoritos y muestras lunares, pero en la Tierra se encuentra ausente, debido a que requiere condiciones extremadamente anóxicas. La pirita (FeS2) es el más conocido y común de los sulfuros de hierro y es paramagnética. Entre estos límites composicionales hay dos minerales de origen natural que son importantes para el magnetismo ambiental: la pirrotita y la greigita (Evans y Heller, 2003). La pirrotina cristaliza en varias formas, la más común es monoclínica (Fe7S8) que es ferromagnética, mientras que las fases hexagonales (Fe9S10 y Fe10S12) son antiferromagnética (Dunlop y Özdemir, 2001; Horng y Roberts, 2006). De esta forma, las propiedades magnéticas de la pirrotina (FeS1+X) dependen del valor de x; para valores de 0,11 < x < 0,14 (Butler, 1998; Lanza y Meloni, 2006) la pirrotina es ferrmagnética. Esto se debe a que posee dos sub-redes de acoplamiento anti-paralelo con cationes de Fe presentes, que debido a las vacantes posee magnetización diferente (Butler, 1998; Lanza y Meloni, 2006). El punto de Curie de pirrotina depende del valor de x, pero en todos los casos es inferior a ~320°C (Lanza y Meloni, 2006).

La greigita (Fe3S4) es un mineral cúbico con magnetización espontánea y punto de Curie muy similar al de la pirrotita ~330°C (Evans y Heller, 2003). Se forma en ambientes sedimentarios reductores de sulfato, como un precursor de la pirita (Roberts, 1995) y está asociada a condiciones anoxicas, generalmente bajo mucho sedimento marino y lacustre. También ocurre como magnetosomas procedentes de bacterias magnetotacticas que viven en ambientes ricos en azufre (Evans y Heller, 2003).

A.4.4 Carbonatos de Hierro

La siderita ($FeCO_3$) es un mineral de hierro paramagnético que es común en carbonatos sedimentarios a menudo se forma por precipitación directa desde el agua, ya sea marina o lacustre. La importancia de la siderita radica en que el Fe en su estructura puede formar parte de minerales como hematita y magnetita, producidos a partir de su oxidación (Evans y Heller, 2003).

11.2. Anexo B: “Descripción litológicas muestras de depósitos de pórfidos cupríferos”

B.1 Descripción litologica

Las muestras fueron tomadas en distintas zonas de alteración hidrotermal reconocidas en los depósitos de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y Escondida. La descripción de las características litológicas y de alteración hidrotermal observadas en cada una de las muestras representa una revisión comparativa respecto de la información documentada para cada DPC.

En el Complejo Intrusivo Chuquicamata se tomaron 18 muestras provenientes del Pórfido Este (Fig. 2.3). A partir de las observaciones al microscopio es posible indicar que el pórfido Este está conformado por fenocristales subhedrales de plagioclasa (~ 23%; tamaño 2,5 mm), biotita (~4%; tamaño 0,5 mm) y hornblendas (~3%; tamaño 1 mm), además de fenocristales anhedrales de feldespato-K (~15%; tamaño 1 mm) y cuarzo (~ 15%; tamaño 1 mm). En su conjunto los fenocristales representan entre 55 y 65% del total de la roca y se encuentran inmersos en una masa fundamental compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato-K la que constituye aproximadamente el 40% de la roca. Además, en la muestra es posible identificar minerales accesorios, tales como apatitos, circones y opacos y vetillas principalmente rellenas por cuarzo.

Las muestras con alteración propilítica (Ch17 y Ch18; Fig. 2.3) presentan una alteración selectiva (Fig. 2.8 a), donde los cristales de plagioclasas se alteran a epidota, calcita y seriecita, mientras que los fenocristales de hornblenda y biotita se alteran clorita. También es posible observar relictos de biotita y feldespato-K hidrotermal, además de seriecita reemplazando a algunos feldespatos. Las muestras estudiadas presentan un porcentaje menor al 1% de pirita, magnetita, hematita, rutilo, ilmenita, apatitos y circones. En estas muestras se puede inferir que a una primera alteración potásica se sobreimpone una alteración propilítica intensa y a esta última, una fílica débil.

Las muestras provenientes de la zona de alteración potásica de fondo (Ch01, Ch 02, Ch03, Ch04, Ch 05 y Ch06; Fig. 2.3), presentan una alteración de carácter selectivo (Fig. 2.8 b), donde los fenocristales de plagioclasas son alterados a feldespato-K y los minerales máficos a biotita hidrotermal. También es posible observar sericita reemplazando a fenocristales de plagioclasas y feldespato-K, además de clorita formada a partir de biotita. En la masa fundamental es posible encontrar feldespato-K secundario. Estas muestras, por lo general, presentan vetillas de cuarzo-sericita sin halo de 0,5 mm de espesor, además de sulfuros de Fe y Cu, rutilo y hematita. También presenta un importante contenido de circones

y apatito. A las muestras de la alteración potásica de fondo se sobreimpone una alteración fílica de carácter tardío.

Las muestras de alteración potásica intensa (Ch13, Ch14 y Ch15; Fig. 2.3) presentan una alteración selectiva (Fig. 2.8 c), donde los fenocristales de plagioclasa y feldespato-K magmáticos alteran a feldespato-K secundario mientras que los máficos a biotita secundaria. La masa fundamental se encuentra intensamente alterada a feldespato K y sericita gris verde. Anhidrita y cuarzo hidrotermal están presentes como fenocristal y también en la masa fundamental. Es posible encontrar vetillas de cuarzo sin halo y con halo de sericita de espesores milimétricos. La mineralización metálica corresponde a calcopirita y pirita y es posible encontrar circones, apatitos y rutilo. Este tipo de alteración se encuentra intensamente sobreimpuesta por una alteración fílica.

En las muestras provenientes de la alteración fílica (Ch07, Ch08, Ch09, Ch10, Ch11, Ch12 y Ch16; Fig. 2.3), se puede observar que la alteración es pervasiva (Fig. 2.8 d), es decir, tanto los fenocristales de plagioclasa y feldespato-K como la masa fundamental se encuentra en su totalidad sericitados. Además, se observa gran cantidad de cuarzo hidrotermal, vetillas de cuarzo con halo sericitico, pirita ± covelina ± calcosina son comunes en la muestra, mientras que solo se identificaron circones como mineral accesorio.

En Pórfido Granodiorítico Principal de Mirador se tomaron 4 muestras. De acuerdo con observaciones microscópicas esta unidad conformada está por fenocristales de tamaño que varían entre 2,5 y 1 mm subhedrales de plagioclasas (~ 35%), biotitas (~3%) y hornblenda (~3%), además de fenocristales anhedrales de feldespato K (~15%) y cuarzo (~ 15%). Estos fenocristales en su conjunto representan el 70% del total de la roca y están inmersos en una masa fundamental compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico que constituye aproximadamente el 30% de la roca. Además, en las muestras es posible observar minerales accesorios correspondientes a apatitos, circones, minerales opacos, y vetillas de 2,5 mm de espesor.

Las muestras provenientes de la zona potásica (M01 y M02) presentan una alteración selectiva (Fig. 2.8 e), donde los fenocristales de plagioclasa alteran a feldespato K, mientras que los minerales máficos alteran a biotita secundaria. También es posible observar sericita reemplazando a fenocristales de plagioclasas y feldespato-K, además de clorita formada a partir de biotita. En la masa fundamental es posible encontrar feldespato K y biotita de origen hidrotermal. Además, es posible reconocer sericita. magnetita, hematita, rutilo e ilmenita,

circones y apatitos. Las muestras presentan relictos de alteración propilítica y son sobreimpuesta por la alteración fílica débil.

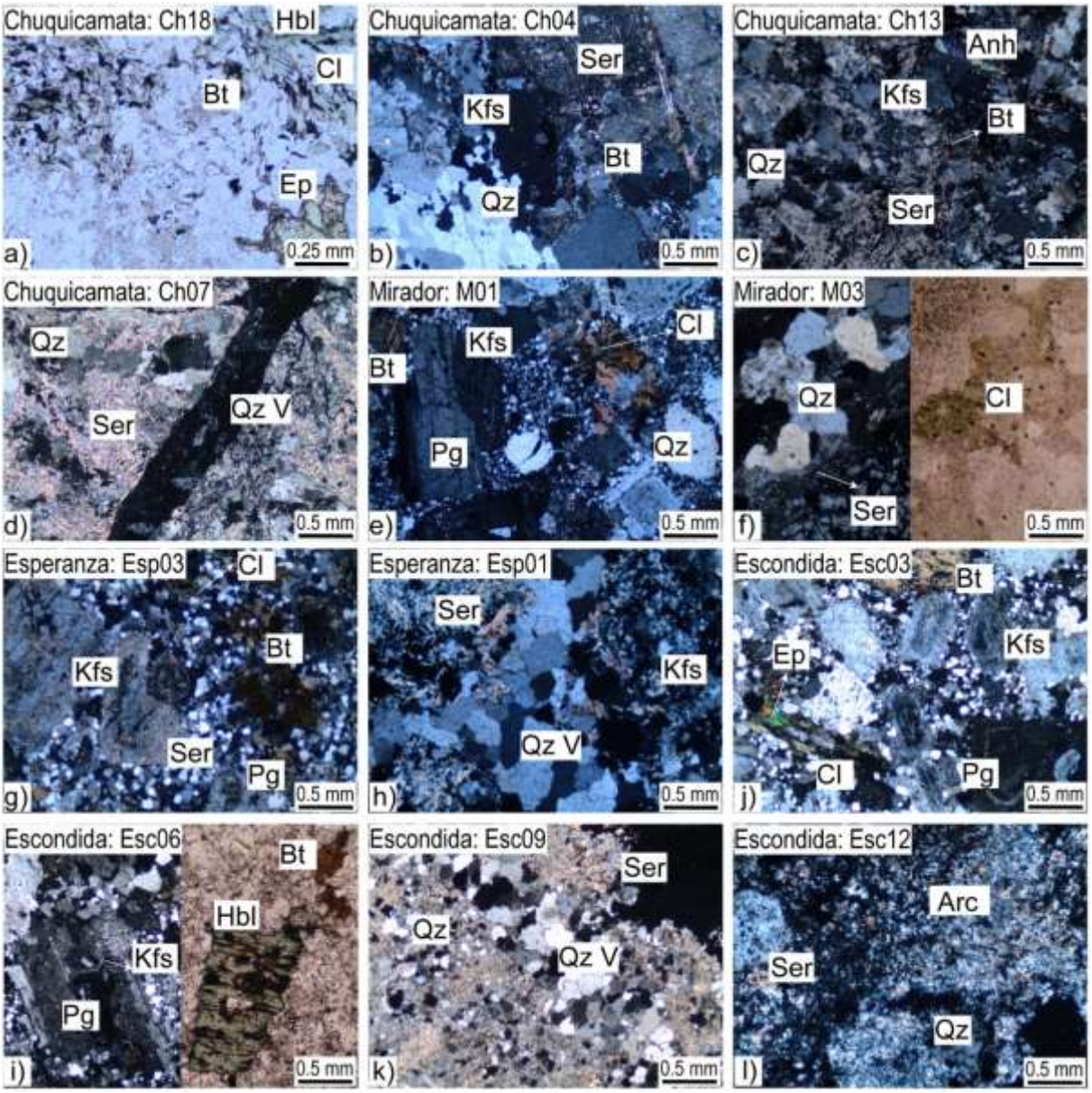


Figura B.1. Imágenes de microscopia de rocas intrusivas mineralizadas alteradas hidrotermalmente de los DPCs de la flanja metalogénica Eoceno Superior-Oligocena del Norte de Chile (Camus et al., 2005). DPC Chuquicamata; a) Alteración propilítica; b) Alteración potásica de fondo; c) Alteración potásica Intensa; d) alteración fílica intensa. DPC Mirador; e) Alteración potásica; f) Alteración fílica débil. DPC Esperanza; g) Alteración potásica; h) Alteración fílica débil. DPC Escondida. j) Alteración propilítica; i) Alteración potásica; k) Alteración fílica Intensa; l) alteración argílica avanzada. Abreviaciones: Pg= Plagioclasa, Kfs= Feldespato potásico, Qz= Cuarzo, Bt= Biotita, Hbl= Horblenda, Cl= Clorita, Ep= Epidota, Anh= Anhidrita, Ser= Sericita, Arc= Arcillas, Qz V= Vetilla de cuarzo.

En el depósito de Mirador, la alteración fílica es selectiva (M03), ya que la textura no se encuentra obliterada (Fig. 2.8 f). En este caso, los fenocristales de plagioclasa y

feldespato K alteran a sericita, mientras que algunos minerales máficos se encuentran alterados a biotita secundaria. Además, las muestras presentan gran cantidad de cuarzo hidrotermal, tanto como fenocristal como en la masa fundamental, la cual se encuentra sericitada. Es posible encontrar vetillas de cuarzo-sericita con halo sericitico de 2,5 mm de ancho. Circones y apatitos están presentes como minerales accesorios, además de hematita y goethita, estos 2 últimos minerales probablemente sean producto del enriquecimiento supérgeno que sufrió la muestra. En la muestra M03 una alteración fílica débil se sobreimpuso a una alteración potásica.

En el pórfido granodiorítico principal de Esperanza, 4 muestras fueron tomadas (Fig. 2,6). Este pórfido está conformado por fenocristales de tamaño que varían entre 2,5 y 1 mm subhedrales de plagioclasas plagioclasa (~ 25%), hornblenda y biotita (~5%) y por fenocristales anhedrales de cuarzo (~ 20%; tamaño 1,5 mm) y feldespato K (~10%; tamaño entre 2,5 – 1mm). Los fenocristales representan el 60% del total de la roca y están inmersos en una masa fundamental compuesta por cuarzo y plagioclasa con menor feldespato potásico y biotita, que representa el 40% del total de la roca.

Las muestras de alteración potásica del pórfido Esperanza (Esp03 y Esp04; Fig. 2.6) presentan una alteración de carácter selectivo (Fig. 2.8 g), donde los fenocristales de plagioclasa alteran a feldespato-K secundario mientras que los máficos a biotita secundaria. Además, es posible reconocer sericita alterado a plagioclasas y feldespato-K, clorita formada a partir de minerales máficos y cuarzo secundario. La masa fundamental presenta feldespato-K secundario, clorita y anhidrita. La mineralización metálica corresponde a calcopirita y bornita. Además, la muestra presenta circones, apatitos y magnetita. La alteración potásica en Esperanza presenta una leve sobreimposición de alteración fílica de tardía.

En este depósito, las muestras provenientes de la zona filica (Esp01 y Esp02; Fig. 2.6) presentan una alteración de carácter selectivo (Fig. 2.8 h), donde los fenocristales de plagioclasa y feldespato K alteran a sericita, mientras que algunos minerales máficos se encuentran alterados a biotita secundaria (algunas biotitas se encuentran alterando a cloritas). Además, es posible encontrar en la masa fundamental la presencia de cuarzo hidrotermal y feldespato-K secundario y esta se encuentra sericitada. La mineralogía metálica corresponde a pirita, calcopirita y calcosina. Además, es posible encontrar vetillas de cuarzo ± sericita ± sulfuros de Cu-Fe con halos sericiticos de 0,1 a 5 mm de espesor. También presenta un

importante contenido (~ 1%) de circones, apatitos y magnetita. En estas muestras presentan una alteración fílica débil tardía sobreimpuesta a una alteración potásica.

Depósito	Muestras	Ubicación				Altura	Litología	Mineralogía Primaria		Minerales de alteración	Alteración hidrotermal
		UTM		Internas				Fenocristales	Masa fundamental		
Chuquicamata	Ch04			3.649	4.982	2.255	Pórfido Este	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Qz, Pg, Kfs,Bt	Kfs, Qz, Ser, Bt, Clo	**Potásica** sobreimpuesta levemente por fílica
	Ch07	7.534.881	510.169	3.142	3.881	2.165	Pórfido Este	Qz,Pg, Kfs	Qz, Pg	Qz, Ser	**Fílica**
	Ch13			3.076	3.073	2.183	Pórfido Este	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hb, Anh	Qz, Pg, Kfs,Bt	Kfs, Qz, Ser, Bt	**Potásica** sobreimpuesta intensamente por fílica
	Ch18	7.535.932	511.333	4.110	4.270	2.671	Pórfido Este	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Qz, Pg, Kfs,Bt	Clo, Ep, Cal, Bt, Kfs	**Propilítica** sobreimpuesta levemente por Potásica
Mirador	M01	7.462.220	498.091			2.299	Pórfido Principal	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Qz,Bt. Kfs, Hb	Kfs, Qz, Bt, Ser, Clo	**Potásica** sobreimpuesta por levemente por fílica
	M03	7.462.342	497.987			2.302	Pórfido Principal	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Qz, Bt. Kfs	Qz, Ser, Kfs, Clo	Potásica y propilítica sobreimpuesta por **fílica**
Esperanza	Esp01	7.459.692	493.993			1.880	Pórfido Principal	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hbl, Anh	Qz, Bt., Kfs	Kfs, Qz, Ser	**Potásica** sobreimpuesta intensamente por fílica
	Esp03	7.459.144	494.044			2.040	Pórfido Principal	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Qz,Bt, Kfs, Hb	Kfs, Qz, Bt, Ser, Clo	**Potásica** sobreimpuesta levemente por fílica
Escondida	Esc03			15.308	107.652	2.905	Stock Escondida	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Qz, Pg, Kfs, Bt	Clo, Ep, Bt, Kfs	**Propilítica** sobreimpuesta levemente por potásica
	Esc06			15.705	107.930	2.795	Stock Escondida	Pg, Qz, Kfs, Bt, Hbl	Qz, Pg, Kfs, Bt	Kfs, Bt, Qz, Arc, Clo, Ser	Propilítica sobreimpuesta fuertemente por **potásica**
	Esc09			15.624	108.303	2.756	Stock Escondida	Qz,Pg, Kfs	Qz	Qz, Ser	**Fílica**
	Esc12			15.125	108.566	2.800	Stock Escondida	Qz,Pg, Kfs	Qz	Qz, Arc, Ser	**Argílica avanzada**

Tabla B.1. Ubicación, litología, mineralogía y alteración hidrotermal de las muestras tomadas de los DPCs de Chuquicamata, Mirador, Esperanza y la Escondida. Abreviaciones: Pg = Plagioclasa, Kfs= Feldespato potásico, Qz= Cuarzo, Bt= Biotita, Hbl= Hornblenda, Cl= Clorita, Ep= Epidota; Anh= Anhidrita, Ser= Sericita, Arc= Arcillas.

Un total de 7 muestras fueron tomadas en el Stock granodiorítico-monzodiorítico Escondida (Fig. 2.7). A partir de observaciones microscópicas, este pórfido está conformado por fenocristales subhedrales de plagioclasa (~ 35 %; tamaño 2,5 – 1 mm) y biotita y hornblenda (~5%; tamaño 0,5 mm) y por fenocristales anhedrales de tamaño que varía entre 2 – 0,5 mm de cuarzo (10%) y feldespato-K (~ 20%), los cuales representan de un 70% del total de la roca y están inmersos en una masa fundamental compuesta por cuarzo y plagioclasa con menores cantidades de feldespato-K y biotita de tamaño de grano fino, la cual representan aproximadamente al 30% del total de la roca.

La muestra con alteración propilítica (Esc03; Fig. 2.7) presentan una alteración selectiva (Fig. 2.8 j), donde los cristales de plagioclasas se alteran a epidota, mientras que los fenocristales máficos se alteran clorita. También es posible observar minerales relictos, tales como biotita y feldespato-K hidrotermal, además de seriecita reemplazando a algunos feldespatos y cuarzo hidrotermal. En la masa fundamental es posible observar clorita reemplazando a biotita. La muestra estudiada presenta un porcentaje importante (~ 1%) de calcopirita, además de magnetita, hematita, rutilo, ilmenita, apatitos y circones. En la

muestra, es posible observar que a una primera alteración potásica se sobreimpone una alteración propilítica.

Las muestras provenientes de la zona de alteración potásica (Esc06 y Esc13; Fig. 2.7), presentan una alteración de carácter selectivo (Fig. 2.8 i), donde los fenocristales de plagioclasas son alterados a feldespato-K y los minerales máficos a biotita hidrotermal. También se observa la presencia de fenocristales de cuarzo hidrotermal. En la masa fundamental es posible encontrar cuarzo y biotita hidrotermal, la cual provene de minerales máficos (algunas biotitas se encuentran alterando a cloritas). Esta muestra contiene un importante contendido de calcopirita (~ 1%), además de circones, apatitos, magnetita y hematita. Acá, es posible observar que a a alteración potásica se sobreimpone una débil alteración propilítica.

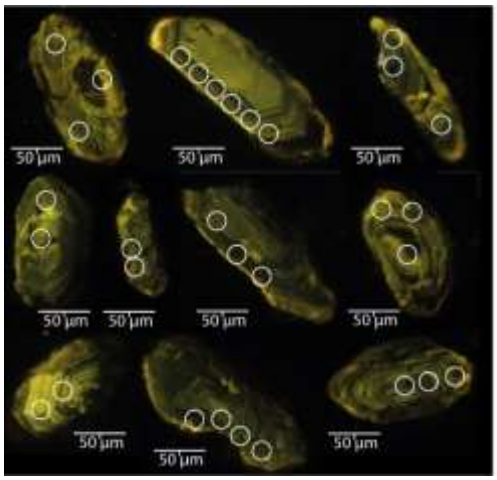
En las muestras provenientes de la alteración fílica (Esc07 y Esc09; Fig. 2.7), se puede observar que la alteración es pervasiva, destruye un 90% de la textura original de la roca (Fig. 2,9 k), es decir, tanto los fenocristales de plagioclasa y feldespato-K como la masa fundamental se encuentra en su totalidad sericitados. Además, se observa gran cantidad de cuarzo hidrotermal, vetillas de cuarzo con halo sericitico de 0,3 a 0,5 mm de ancho y calcopirita ± pirita son comunes en la muestra, mientras que solo se identificaron circones como mineral accesorio.

La muestra proveniente de la alteración argílica avanzada (Esc12; Fig. 2.7), al igual que en el caso anterior, presentan una alteración de carácter pervasivo, donde la textura original de la roca está destruida (Fig. 2,9 l), es decir, tanto los fenocristales de plagioclasa y feldespato-K como la masa fundamental se encuentra sericitados y alterado a arcillas. Además, se observa gran contenido de cuarzo hidrotermal y hematitas (> 1%), mientras que solo se identificaron circones como mineral accesorio.

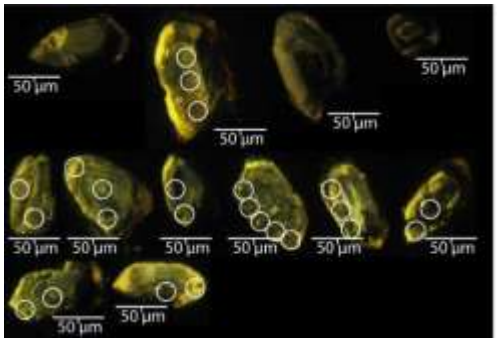
11.3. Anexo C: “Material complementario circones del área fuente”

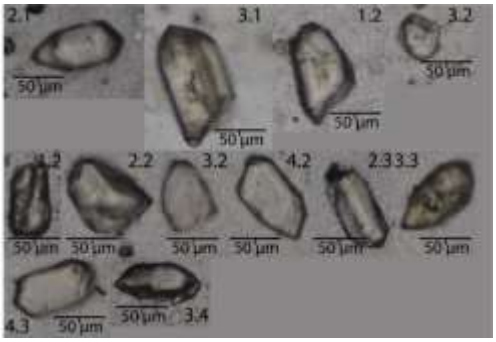
C.1 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) de circones provenientes de los DPCs

Ch04

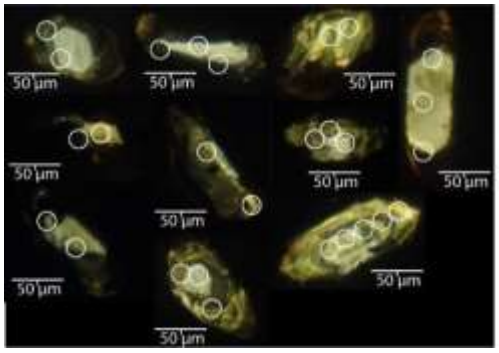


Ch07

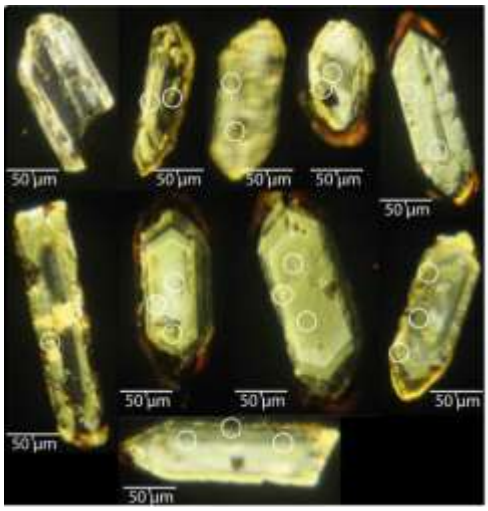


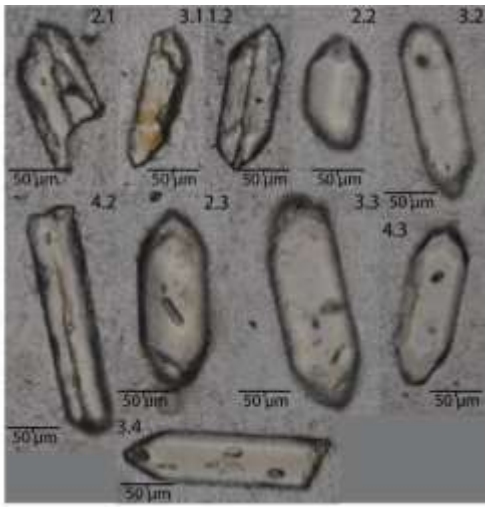


Ch18

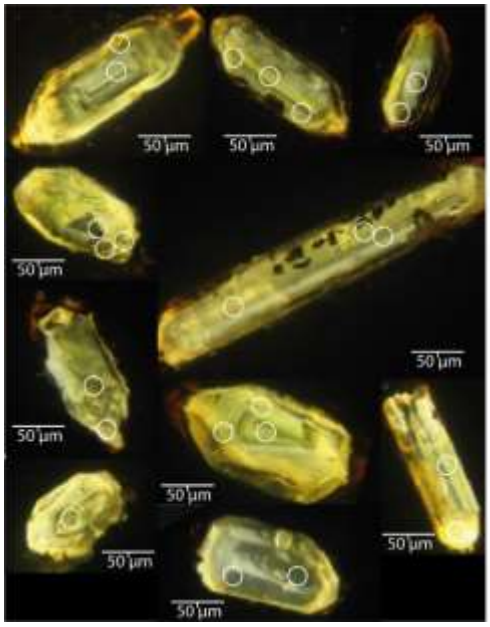


M01

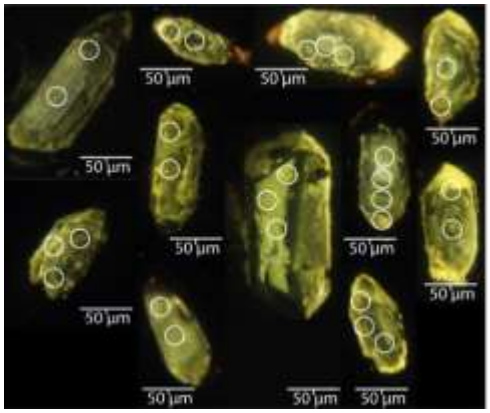




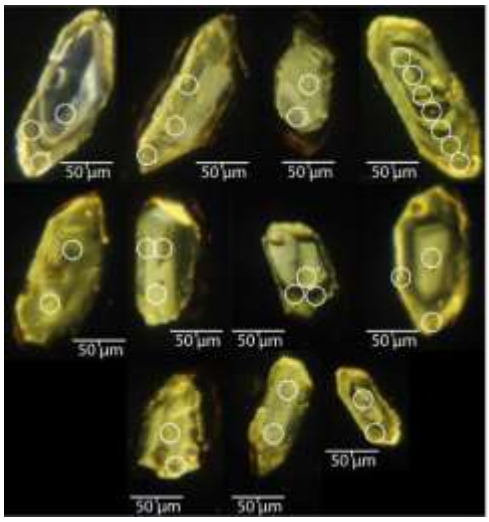
M03

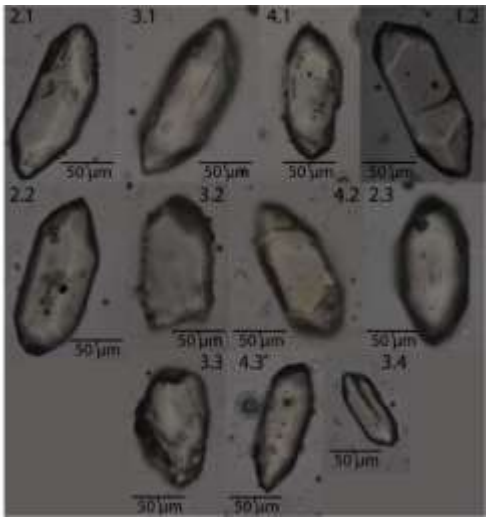


Esp01

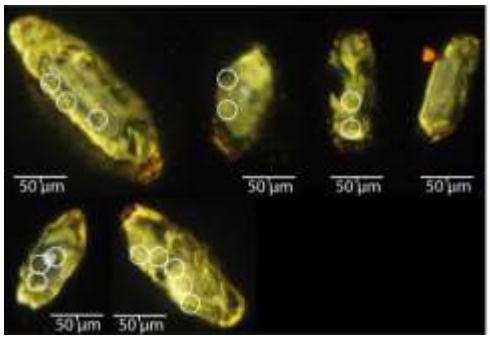


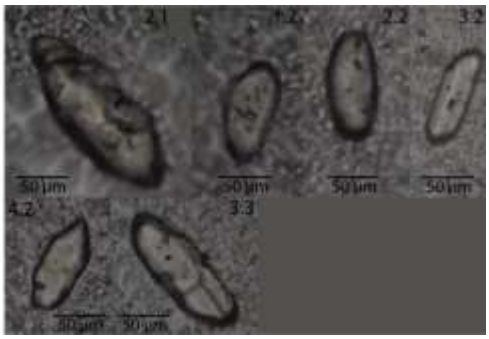
Esp03



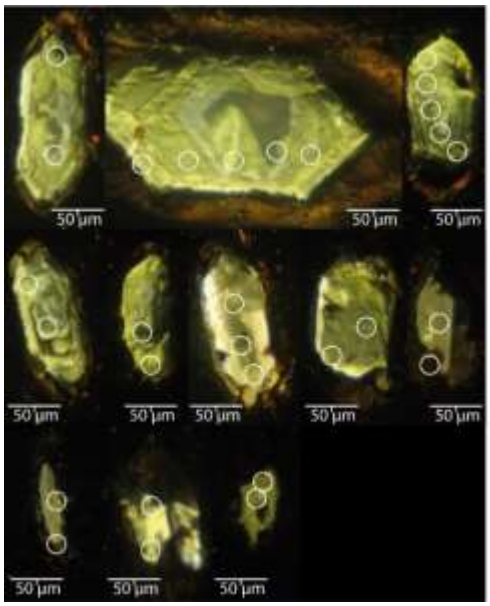


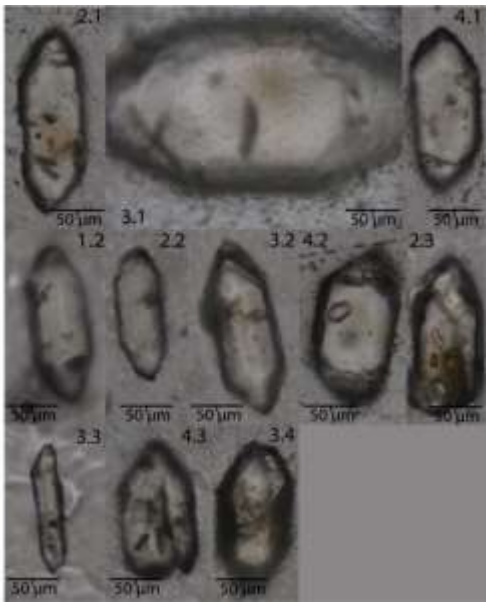
Esc09



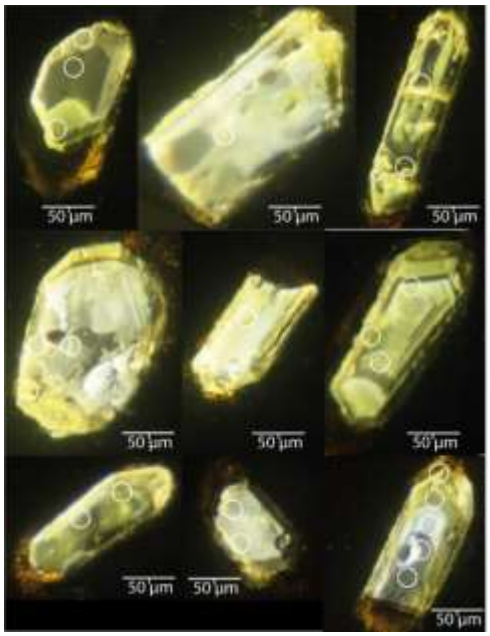


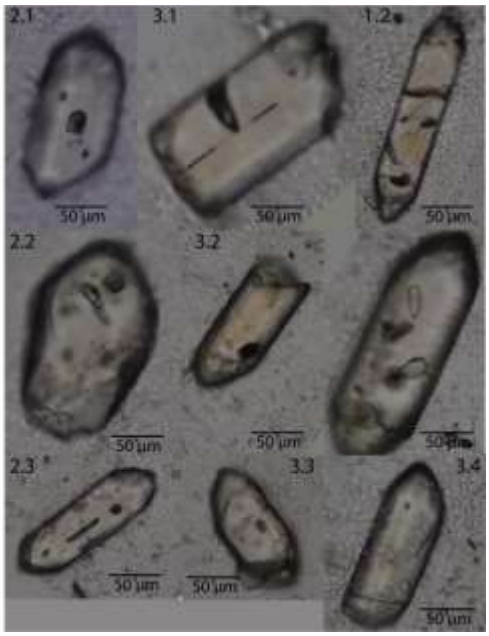
Esc06





Esc03


50 µm
50 µm
50 µm
50 µm
50 µm
50 µm
50 µm
50 µm
50 µm


2.1
3.1
1.2
2.2
3.2
2.3
3.3
3.4
50 µm

C.2 Datos geoquímicos provenientes de EMPA y LA-ICP-MS

DPC	Alt. H	Ablación	SiO2	ZrO2	HfO2	U3O8	P_ppm	Ca_ppm	Sc_ppm	Ti_ppm	V_ppm	Y_ppm	Nb_ppm	Mo_ppm	La_ppm	Ce_ppm	Pr_ppm	Nd_ppm	Sm_ppm
Chuquicamata	Pótasica	Ch04-2_1-2	32,6	66,7	1,58	<LD	57	<LD	374	4,2	<LD	742	4,4	3,1	0,022	28	0,117	2,12	2,84
		Ch04-3_1-2	32,2	66,7	1,50	<LD	86	<LD	396	<LD	<LD	1113	4,56	2,81	0,097	41	0,262	3,78	5,63
		Ch04-3_1-3	31,9	66,4	1,45	0,12	135	<LD	395,7	<LD	<LD	1107	4,8	2,63	0,34	41,3	0,239	3,31	5,07
		Ch04-3_1-4	32,5	66,4	1,46	0,11	134	<LD	395,2	9,8	<LD	1124	4,4	2,18	0,228	40,7	0,284	4,27	6,5
		Ch04-3_1-5	32,4	66,0	1,71	<LD	120	<LD	414	10,9	<LD	733	4,88	2,25	0,042	32,1	0,057	0,73	1,24
		Ch04-3_1-6	32,8	66,2	1,54	0,14	320	<LD	451,8	6,7	0,43	687	5,53	3,2	1,5	34,9	0,18	1,26	1,64
		Ch04-4_1-1	32,5	67,4	1,30	<LD	172	<LD	384,5	8,1	0,1	709	4,96	3	<LD	24,74	0,051	0,75	1,5
		Ch04-2_2-1	32,0	67,2	1,56	<LD	119	<LD	452	5,8	<LD	1644	13,8	4	<LD	47,7	0,053	1,06	3,2
		Ch04-3_2-1	32,1	66,5	1,29	0,12	199	<LD	407,4	9,1	<LD	1204	5,34	2,69	0,077	44,1	0,139	3,13	6,93
		Ch04-3_2-2	33,0	66,2	1,76	0,17	157	<LD	398,4	5,5	<LD	840	4,82	3,3	0,008	34,4	0,035	1,01	2,5
		Ch04-4_2-1	32,7	64,9	1,71	<LD	120	<LD	368,2	3,3	0,19	956	3,72	3,5	0,144	30,9	0,136	2,58	4,28
		Ch04-4_2-2	32,8	64,2	1,64	<LD	132	<LD	348,4	<LD	<LD	716	3,39	3,07	0,33	23,6	0,135	2,22	2,55
		Ch04-2_3-1	32,6	66,0	1,63	<LD	76	<LD	343,2	<LD	<LD	453	5,06	3,14	<LD	30,46	0,0041	0,43	1,07
		Ch04-2_3-2	32,0	67,9	1,53	<LD	193	<LD	457	4,7	3,8	1227	9,59	2,93	1,9	63,9	1,66	9,3	9,1
		Ch04-2_3-3	32,7	66,2	1,63	<LD	170	<LD	454,8	3,9	0,13	857,6	6,86	2,76	<LD	41,69	0,04	0,61	1,47
		Ch04-3_3-1	32,8	65,4	1,54	<LD	111	<LD	431	<LD	0,41	1140	5,75	3,14	0,085	43	0,119	2,2	3,45
		Ch04-4_3-2	32,8	65,7	1,43	<LD	26	<LD	357,3	<LD	<LD	950	3,66	2,9	0,105	28,6	0,115	2,83	4,33
		Ch04-4_3-4	32,8	65,5	1,59	<LD	115	<LD	382,6	5,7	<LD	659	4,88	4	0,32	34	0,075	0,7	1,16
		Ch04-3_4-1	32,7	65,8	1,29	<LD	230	<LD	381,6	<LD	<LD	685	3,73	2,17	0,01	16,71	0,035	0,69	1,96
		Ch04-3_4-2	32,8	66,3	1,23	<LD	231	<LD	403,7	<LD	<LD	880	4,33	2,41	0,02	20,5	0,037	1,23	3,12
		Ch04-3_4-3	32,5	65,9	1,09	0,11	80	<LD	360,3	7	<LD	596	4,91	2,28	<LD	18,84	0,062	0,6	1,56
	Filica	Ch07-2_1-1	32,4	67,3	1,42	<LD	465	<LD	434	5	0,52	774	2,94	3,29	0,07	9,91	0,103	1,44	3,03
		Ch07-2_1-3	31,9	65,1	3,12	0,26	323	<LD	392	4,7	<LD	513	2,56	2,61	<LD	7,62	0,026	0,26	1,34
		Ch07-1_2-1	30,8	67,6	1,38	0,11	108	<LD	353	5,3	<LD	940	5,3	1,8	0,33	41,5	0,085	2,16	3,43
		Ch07-1_2-2	30,9	68,2	1,49	<LD	103	<LD	410,7	4	<LD	624	4,93	1,6	<LD	27,6	0,013	0,41	1,22
		Ch07-2_2-1	31,7	67,6	1,47	<LD	160	<LD	424	6,2	<LD	646	4,81	2,7	<LD	26,6	0,001	0,01	0,6
		Ch07-2_2-2	31,6	67,1	1,74	0,16	96	<LD	333,1	5,3	<LD	654	4,63	2,7	0,047	27,5	0,04	0,64	2,4
		Ch07-3_2-1	31,7	68,0	1,59	<LD	207	<LD	369	9	<LD	1172	4,6	2,59	0,009	38,6	0,101	3,2	6,1
		Ch07-3_2-2	31,2	67,6	1,61	0,35	66	<LD	372	<LD	<LD	536	4,47	3,1	<LD	28,6	0,005	0,25	1,13
		Ch07-4_2-1	31,8	67,4	1,58	<LD	128	<LD	389,1	9,6	<LD	827	5,32	1,73	0,195	38,1	0,073	0,93	2,11
		Ch07-4_2-2	28,0	60,2	1,38	<LD	86	<LD	347	4,7	0,35	735	4,6	2	0,189	28,6	0,077	1,07	2,61
		Ch07-4_2-3	32,6	66,1	1,65	<LD	83	<LD	385,3	3,8	0,37	783	4,92	2,11	0,39	32,1	0,064	1,16	3,08
		Ch07-4_2-4	32,9	65,0	1,68	0,11	80	<LD	422	4,9	<LD	775	6	2	0,004	40,3	0,003	0,5	1,29
		Ch07-4_2-5	32,6	65,7	1,75	0,14	36	<LD	416,6	7,6	<LD	678	6,29	1,41	<LD	37,9	<LD	0,75	1,69
		Ch07-2_3-1	31,2	67,2	2,64	0,25	130	<LD	443	7,3	0,32	969	3,89	3,3	0,006	26,39	0,085	2,01	3,49
		Ch07-2_3-2	31,7	67,5	1,51	0,14	147	<LD	452	8,8	2,6	1292	6,9	2,7	0,248	53,5	0,56	4,13	6,1
		Ch07-2_3-3	31,5	67,5	1,33	<LD	159	<LD	451,7	7,7	0,46	1111	4,45	2,4	0,27	31,9	0,48	4,8	7,8
		Ch07-3_3-1	31,5	65,8	2,95	0,40	267	<LD	386	10,9	<LD	1347	30,6	1,54	0,93	19	1,27	7	8
		Ch07-3_3-2	31,0	65,6	2,79	0,53	115	<LD	349	<LD	0,33	718	15,4	2,09	0,168	14,11	0,22	1,43	1,54
		Ch07-4_3-1	32,1	67,2	1,54	0,10	111	<LD	339,4	6,2	<LD	666	5,47	2,3	0,25	43,1	0,14	1,43	2,15
		Ch07-4_3-2	32,1	66,0	1,75	<LD	111	<LD	336,2	5,5	<LD	959	4,14	1,66	0,042	35,1	0,12	2,51	3,89
		Ch07-3_4-1	31,2	68,2	1,45	<LD	69	<LD	369,7	<LD	<LD	958	5,03	3,6	0,008	34,1	0,092	2,23	4,61
		Ch07-3_4-2	33,0	64,6	1,57	<LD	29	<LD	393	7,8	<LD	859	6,1	2,9	<LD	36,3	<LD	0,83	1,6
	Propilítica	Ch18-2_1-1	33,0	65,7	1,35	<LD	222	<LD	466,3	9,4	0,45	1171	4,07	1,72	<LD	22,6	0,031	0,94	2,34
		Ch18-2_1-2	32,3	66,9	1,37	<LD	295	<LD	416	4,8	0,28	1151	5,46	3,1	<LD	44,6	0,024	1,07	2,82
		Ch18-3_1-1	32,2	68,2	1,40	<LD	232	<LD	405	5	<LD	747	3,36	1,52	<LD	10,48	0,057	0,69	2,13
		Ch18-3_1-2	33,3	65,3	1,27	<LD	230	<LD	403	5,4	0,15	1207	2,99	1,54	<LD	18,42	0,204	3,11	5,23
		Ch18-4_1-1	32,9	65,4	1,39	<LD	228	<LD	459	10,9	0,61	1300	3,55	2,05	<LD	23,6	0,049	1,49	3,96
		Ch18-4_1-2	32,8	66,7	1,44	<LD	189	<LD	398	6,4	<LD	1143	3,14	2,22	<LD	18,1	0,177	3,46	5
		Ch18-1_2-1	31,8	68,3	1,29	<LD	263	<LD	465	5,4	<LD	1078	4,57	2,3	0,118	23,3	0,088	1,06	1,73
		Ch18-1_2-2	33,1	65,2	1,58	0,12	169	<LD	375	4	<LD	661	2,8	1,92	<LD	13,15	0,011	0,62	1,65
		Ch18-2_2-1	30,3	66,5	1,45	<LD	327	<LD	418	6,7	<LD	854	2,81	1,25	<LD	12,95	0,027	0,65	1,91
		Ch18-2_2-3	30,9	65,5	1,40	<LD	149	<LD	347	<LD	<LD	469	3,19	2,5	<LD	8,1	0,011	0,38	0,83
		Ch18-3_2-1	32,2	67,3	1,33	<LD	155	<LD	374	11,6	0,37	892	3,51	1,95	<LD	15,9	0,086	1,68	2,29
		Ch18-3_2-2	32,8	66,2	1,33	<LD	189	<LD	372,6	11	<LD	1034	4,52	2,1	0,021	18,6	0,165	1,36	2,27
		Ch18-4_2-1	32,4	65,8	1,41	<LD	193	<LD	379	9,6	0,25	1130	3,03	3,1	<LD	23,1	0,08	3,2	4,1
		Ch18-4_2-2	31,9	66,3	1,46	<LD	213	<LD	369	6,5	<LD	884	3,64	1,62	<LD	17	0,04	1,15	2,72
		Ch18-2_3-1	32,7	67,4	1,22	<LD	215	<LD	397	16,7	<LD	1207	3,49	1,38	0,043	17,7	0,164	2,63	4,94
		Ch18-2_3-3	32,9	66,3	1,35	<LD	185	<LD	384,2	10	0,11	745	3,01	1,89	0,49	15	0,18	0,98	2,62
		Ch18-3_3-2	31,4	65,3	1,41	<LD	247	<LD	384	6,2	0,31	737	3,14	3,03	<LD	11,8	0,043	1,05	1,77
		Ch18-4_3-1	32,5	67,3	1,41	<LD	409	<LD	562	5,4	<LD	1527	6,46	3,1	<LD	28,9	0,051	1,02	3
		Ch18-4_3-3	32,8	65,2	1,59	<LD	387	<LD	457	8	<LD	1668	3,91	1,94	0,027	24,8	0,127	2,52	6,6
		Ch18-3_4-1	31,6	67,1	1,47	<LD	371	<LD	443,9	10,1	<LD	809	3	3,1	<LD	10,97	<LD	0,77	1,46
		Ch18-3_4-3	32,1	65,7	1,60	<LD	347	<LD	456	6,3	<LD	969	3,65	1,91	<LD	16,6	0,015	0,83	1,83
		Ch18-3_4-4	32,0	66,9	1,15	<LD	324	<LD	485	8,7	<LD	1065	5,06	2,43	<LD	19,48	0,05	0,63	2,31
		Ch18-3_4-5	32,6	66,2	1,29	<LD	225	<LD	379	6,7	<LD	622	3,09	1,38	<LD	13,03	0,012	1,02	1,13
Mirador	Potásica	M01-3_1-1	32,2	66,7	1,45	0,14	104	<LD	311,2	<LD	0,53	596	5,18	2,94	0,064	18,41	0,039	1	1,76
		M01-3_1-2	30,8	67,9	1,76	0,22	100	<LD	434	10	<LD	1084	9,1	2,2	0,112	44,3	0,103	1,84	2,96
		M01-1_2-1	31,7	66,7	1,38	<LD	274	<LD	360	6,1	<LD	912	6	4	0,053	25,41	0,067	1,53	2,67
		M01-1_2-2	32,1	66,7	1,24	<LD	155	<LD	308,3	7,6	<LD	384,9	3,54	3,4	0,018	9,56	<LD	0,49	0,7
		M01-2_2-1	31,9	67,8	1,21	<LD	197	<LD	323,1	6,7	<LD	524	3,55	2,41	<LD	12,47	0,032	0,59	1,14
		M01-2_2-2	32,4	66,9	1,34	<LD	129	<LD	297	9,2	<LD	517	3,18	2,73	<LD	10,35	0,112	1,82	2,6
		M01-3_2-1	31,9	66,6	1,19	<LD	183	<LD	292,8	3,9	<LD	325,9	2,71	2,47	<LD	6,52	0,0084	0,28	0,87
		M01-3_2-2	32,1	66,9	1,38	<LD	171	<LD	297,6	7,7	<LD	327,9	2,24	2,16	<LD	6,68	0,012	0,58	0,79
		M01-3_3-1	32,5	66,9	1,59	<LD	212	<LD	306,5	<LD	0,38	409	3,09	2,13	<LD	9,4	0,015	0,72	0,85
		M01-3_3-2	31,9	67,5	1,50	<LD	168	<LD	306,9	4,9	<LD	393	2,73	2,15	<LD	9,07	0,0073	0,52	1,14
		M01-3_3-3	32,9	66,3	1,48	<LD	173	<LD	297,8	<LD	<LD	452	2,85	2,2	<LD	10,3	0,054	0,94	1,43
		M01-4_3-1	32,7	65,8	1,47	<LD	155	<LD	363,8	<LD	0,18	975	7,22	2,42	0,01	23,7	0,021	0,85	1,81
		M01-4_3-3	33,0	66,0	1,36	<LD	215	<LD	313,4	<LD	<LD	487	3,27	2,7	0,101	11,6	0,024	0,82	1,4
		M01-3_4-1	32,3	67,1	1,15	<LD	209	<LD	336,5	5,7	<LD	387	2,68	3	0,01	6,43	0,047	1,05	1,51
		M01-3_4-2	33,0	66,0	1,32	0,10	179	<LD	325,8	6,2	<LD	439	2,53	2,5	0,004	6,62	0,077	1,23	2,09
		M01-3_4-3	32,4	65,6	1,11	<LD	217	<LD	318,2	10,6	<LD	419	2,44	2,1	0,042	6,33	0,084	1,32	1,49
	Filica Debil	M03-2_1-1	33,1	65,5	1,42	<LD	134	<LD	317	6,3	<LD	785	3,48	2,6	<LD	16,4	0,08	1,57	3,18
		M03-2_1-3	32,1	67,2	1,45	<LD	82	<LD	378	4,8	0,33	1230	5,34	2,8	<LD	27,5	0,146	2,73	4,9
		M03-3_1-1	32,1	66,4	1,37	<LD	98	<LD	345,9	3,2	<LD	942	5,61	1,67	<LD	29,3	0,011	0,48	2,58
		M03-3_1-2	32,9	66,5	1,65	<LD	99	<LD	341,5	<LD	<LD	808	5,82	2,5	<LD	22,8	0,026	0,44	1,22
		M03-3_1-3	32,3	66,7	1,50	<LD	118	<LD	323	<LD	<LD	642	3,96	1,61	<LD	15,36	0,02	0,41	1,55
		M03-4_1-1	32,1	67,2	1,35	<LD	126	<LD	325,1	5,1	<LD	680	4,55	2,29	<LD	17,7	0,054	0,57	2,29
		M03-4_1-2	32,3	66,7	1,46	<LD	104	<LD	331,5	4,7	<LD	810	3,79	2	<LD	19,5	0,09	0,85	2,89
		M03-2_2-1	32,5	66,1	1,34	<LD	123	<LD	346	13,4	0,43	525	3,37	2,9	0,206	6,29	0,068	0,74	1,18
		M03-2_2-2	33,2	65,0	1,74	<LD	11	<LD	321,3	3,6	<LD	183	2,85	2,2	<LD	6,99	<LD	0,015	0,4
		M03-2_2-3	32,5	66,6	1,99	<LD	39	<LD	322,2	3,2	<LD	232,1	2,72	2,31	<LD	7,64	0,008	0,072	0,3
		M03-3_2-1	32,2	67,2	1,40	<LD	61	<LD	307,5	5,3	<LD	557	3,21	1,78	<LD	11,59	0,044	1,58	3,26
		M03-3_2-2	32,1	67,6	1,43	<LD	55	<LD	305,4	8,5	<LD	535	3,46	2,3	<LD	11,35	0,048	1,43	3,09
		M03-3_2-3	29,5	67,3	1,55	<LD	64	<LD	301,4	4,1	<LD	522	2,62	3,9	0,024	10,91	0,05	1,73	2,42
		M03-4_2-2	32,4	66,8	1,45	<LD	74	<LD	296,5	7,5	<LD	344	3,44	1,7	<LD	12,27	0,017	0,45	1,34
		M03-2_3-1	32,4	67,4	1,47	<LD	133	<LD	328,2	8,9	<LD	672	4,41	2,8	<LD	17,6	0,024	0,97	2,22
		M03-2_3-2	32,8	66,6	1,58	<LD	58	<LD	356	3,9	<LD	312	2,93	1,8	<LD	10	0,009	0,23	0,32
		M03-2_3-3	32,1	67,3	1,74	<LD	144	<LD	308,2	6,3	<LD	547	3,91	3,7	0,77	17,3	0,22	2,4	2,2
		M03-3_3-1	32,1	67,0	1,48	<LD	232	<LD	439	25,3	0,34	1552	5,57	5,4	0,43	22,2	0,124	2,64	5,4
		M03-3_3-2	31,6	67,0	1,35	<LD	96	<LD	326,5	10	0,12	660	4,55	2,5	<LD	15,73	0,029	0,98	2,09
		M03-4_3-1	32,5	66,3	1,55	<LD	128	<LD	370,7	8,8	0,31	1061	6,44	3,2	<LD	33,7	0,04	1,83	3,3

Eu_ppm	Gd_ppm	Tb_ppm	Dy_ppm	Er_ppm	Tm_ppm	Yb_ppm	Lu_ppm	Hf_ppm	Ta_ppm	Pb_ppm	Th_ppm	U_ppm	Ce/Ce*	Eu/Eu*	(Ce/Nd) /Y	(10.000 x Eu/Eu*)/Y	Dy/Yb	Th/U	T (C°) aTi 0.7
1,16	14,4	4,19	52,5	112,5	28,21	306,7	72,7	10670	0,525	<LD	222,8	333	133,52	0,55	0,018	7,45	0,17	0,669	642
2,04	26,4	7,67	83,7	175	42,6	447	99,2	10660	0,598	5	375	538	62,22	0,51	0,010	4,58	0,19	0,697	0
1,95	25	7,36	84,8	173,1	41	435,2	98,2	10660	0,592	<LD	375,8	542	35,05	0,53	0,011	4,77	0,19	0,693	0
2,29	27	7,19	85,6	176,3	41	439	98,7	10640	0,598	<LD	366	527	38,70	0,53	0,008	4,69	0,19	0,694	712
0,84	10,4	3,41	46,3	114,6	30,2	337,7	80,3	10530	0,86	<LD	193,7	399,4	158,72	0,71	0,060	9,73	0,14	0,485	721
0,36	8,4	3,14	38,7	108,9	28,67	336,6	85,9	11130	0,868	<LD	217,9	456,6	16,25	0,30	0,040	4,30	0,11	0,477	679
0,81	11,3	3,66	51	108,6	26	274,2	64,7	10020	0,9	<LD	112,5	210,3	0,00	0,60	0,047	8,46	0,19	0,535	695
1,39	21,8	7,09	99,2	261,1	67,5	758	182,9	12100	2,21	<LD	1071	1753	0,00	0,51	0,027	3,09	0,13	0,611	668
2,56	31,7	9,49	101	179,9	39,9	389	85,9	10090	0,582	<LD	412	459	103,13	0,53	0,012	4,37	0,26	0,898	705
1	14,8	4,44	57,6	132,6	32,4	344	83,7	10550	0,69	4,3	266	447	497,36	0,50	0,041	5,97	0,17	0,595	663
1,38	19,8	5,66	73,1	135,7	32,9	346	80,9	10480	0,504	<LD	269	434	53,42	0,46	0,013	4,78	0,21	0,620	624
1,16	13,5	3,94	53,6	103,2	25,1	275	65,6	10510	0,524	<LD	186	334	27,05	0,60	0,015	8,42	0,19	0,557	0
0,48	7,13	2,36	28,5	72	18,49	206,4	50,7	11190	0,71	<LD	340,6	572,4	0,00	0,53	0,156	11,69	0,14	0,595	0
3,71	30,1	8,43	92,7	183	44,3	483	114	12240	1,36	<LD	662	1350	8,70	0,68	0,006	5,57	0,19	0,490	651
0,44	10,8	3,68	52,1	140,8	35,41	390,7	98,2	10660	1,13	7,5	241,6	513,8	0,00	0,34	0,080	3,93	0,13	0,470	637
1,24	19,5	5,88	75	169	42	455	112	11120	0,9	4,2	534	738	103,44	0,46	0,017	4,04	0,16	0,724	0
1,37	19,3	5,78	69,6	135,1	33,1	354	81,6	10680	0,444	5,3	264	409	62,97	0,46	0,011	4,81	0,20	0,645	0
0,55	9,4	2,94	42,2	101	25,79	277,2	68,3	10670	0,765	4,5	228,9	463	53,10	0,51	0,074	7,70	0,15	0,494	666
1,03	12,8	4,22	54,1	108,4	25,1	254	58	9750	0,514	<LD	152	204	216,09	0,63	0,035	9,15	0,21	0,745	0
1,51	16,9	5,94	73,9	137,1	31	308	66,7	9480	0,566	<LD	212	244,6	182,32	0,63	0,019	7,20	0,24	0,867	0
0,76	9,8	3,07	43,2	90,3	22,45	239,4	56,8	10830	0,64	<LD	140,2	243,7	0,00	0,59	0,053	9,94	0,18	0,575	683
1,76	19,5	5,83	71,2	115,9	27	272	60,3	9290	0,288	<LD	80	99,6	28,24	0,70	0,009	9,02	0,26	0,803	656
0,59	7,63	2,45	38,2	82,8	20,6	216	51,1	8960	0,206	4,6	41,7	66,3	0,00	0,56	0,057	10,96	0,18	0,629	651
1,26	20,3	5,79	75	133	32,4	326	76,9	11180	0,63	<LD	258	340	59,95	0,46	0,020	4,90	0,23	0,759	660
0,54	9,5	2,83	40,7	94,5	23,94	272,1	70,8	12010	0,718	<LD	227,5	455	0,00	0,48	0,108	7,75	0,15	0,500	639
0,65	7,5	2,89	41	99,5	25,8	277	74,6	11740	0,42	10,7	178	394	0,00	0,93	4,118	14,46	0,15	0,452	673
0,77	11,4	3,89	49,4	99,9	23,4	244,9	58,8	11190	0,69	<LD	160,3	251,7	153,44	0,45	0,066	6,86	0,20	0,637	660
2,07	25,5	7,66	95,3	178	41,1	400	91,8	10790	0,67	7,8	264	368	309,74	0,51	0,010	4,32	0,24	0,717	704
0,49	7,9	2,51	33,5	84,3	21,56	235,7	59,8	11660	0,73	6,5	207,2	405	0,00	0,50	0,213	9,33	0,14	0,512	0
1,32	14,2	4,73	60	128,9	30,1	312	77	11200	0,81	<LD	338	470	77,26	0,74	0,050	8,89	0,19	0,719	710
1,05	13,7	4,53	53,7	114	26,5	272	68,2	10280	0,64	<LD	242	377	57,36	0,54	0,036	7,28	0,20	0,642	651
1,06	12,5	4,73	54,9	121,7	29,2	306,2	77,3	11070	0,692	6	251	406	49,16	0,52	0,035	6,65	0,18	0,618	635
0,67	10	3,78	48,3	123,5	30,24	331,6	86,4	11100	0,92	<LD	367	583	2814,51	0,57	0,104	7,34	0,15	0,630	654
0,58	7,99	2,91	41,5	102,9	27	297	75,4	11390	0,83	<LD	415,7	605	0,00	0,48	0,075	7,10	0,14	0,687	690
1,81	20,9	6,33	86,3	147,6	32,7	320,7	68,4	9990	0,53	5,9	237	487	282,71	0,65	0,014	6,67	0,27	0,487	686
3,46	27,2	8,59	113,8	195,9	44,5	422	89,8	10680	1,16	5,8	640	970	34,73	0,82	0,010	6,34	0,27	0,660	702
3,01	23,2	7,88	93,3	167	38,8	369	80,9	10720	0,69	<LD	389	760	21,44	0,68	0,006	6,14	0,25	0,512	691
4,02	13,1	4,6	65,7	247,8	85,3	1222	402,4	20680	16,31	11,1	212	4910	4,23	1,20	0,002	8,89	0,05	0,043	721
0,67	6,2	2,34	39,4	121,9	38,2	507	152	20000	10,36	7,2	209	2280	17,76	0,66	0,014	9,21	0,08	0,092	0
0,97	13,8	4,33	55	99,1	23,7	241,2	56,9	11300	0,86	<LD	434	472,8	55,74	0,54	0,045	8,15	0,23	0,918	673
1,4	19,2	6,17	76,4	141,3	34,2	342	79,3	10760	0,653	5,1	245,7	310,4	119,61	0,49	0,015	5,15	0,22	0,792	663
1,69	18,5	5,99	75	141,5	34,8	361	84,4	11190	0,64	<LD	255	369	304,09	0,56	0,016	5,82	0,21	0,691	0
0,93	12,1	4,21	58,1	128,1	32,8	348	82,4	10720	0,78	13,4	208,7	376,7	0,00	0,64	0,051	7,50	0,17	0,554	692
1,09	15,1	5,64	83,9	200,8	46	471	109,5	9500	0,61	<LD	108,3	168,7	0,00	0,56	0,021	4,77	0,18	0,642	708
0,91	19,6	7,02	96,3	191	42,2	408	87,4	10500	1,25	<LD	433	397	0,00	0,37	0,036	3,24	0,24	1,091	653
0,75	11,7	4,25	57,9	125,9	28,7	290	67,3	9560	0,25	<LD	60,7	89,8	0,00	0,46	0,020	6,13	0,20	0,676	656
1,77	26,2	7,76	102,4	202	44,4	424,2	95,6	9200	0,351	<LD	136,5	156,3	0,00	0,46	0,005	3,82	0,24	0,873	662
1,13	22	7,4	102,1	218,6	48,4	492	108,8	9640	0,65	<LD	146,1	215	0,00	0,37	0,012	2,84	0,21	0,680	721
1,59	23,4	7,66	96	186	39,8	389	85,8	9970	0,401	<LD	125	137	0,00	0,45	0,005	3,92	0,25	0,912	676
0,61	15,4	5,59	79	188,8	42,2	430	96	10280	0,75	<LD	113,2	167,9	55,32	0,36	0,020	3,34	0,18	0,674	662
0,51	8,3	3,46	48,3	111,3	25,56	261,9	60,9	9320	0,403	<LD	59,5	98,5	0,00	0,42	0,032	6,36	0,18	0,604	639
0,56	12,4	4,6	66,4	146,2	33,8	333	78,3	9860	0,392	<LD	72,5	116,7	0,00	0,35	0,023	4,11	0,20	0,621	679
0,22	5,4	2,41	35,8	79,5	18,5	196	44,7	9950	0,217	<LD	32,5	63,3	0,00	0,32	0,045	6,75	0,18	0,513	0
1,06	13,3	4,64	63,9	150	35,5	357	86,4	8190	0,418	<LD	83	99,4	0,00	0,59	0,011	6,56	0,18	0,835	727
0,98	14,2	5,19	70,5	170,6	40,5	418	101,5	7780	0,443	7,8	99,6	114,7	76,44	0,53	0,013	5,09	0,17	0,868	722
1,34	25,8	8	100	182	37,3	361	80,3	10000	0,479	<LD	126	134	0,00	0,40	0,006	3,51	0,28	0,940	710
0,63	17,7	5,67	73,6	145	31,5	316	69,2	10350	0,56	<LD	93	132	0,00	0,28	0,017	3,13	0,23	0,705	677
2,06	22,5	8,45	98,7	192,6	42,4	412	92,2	8600	0,361	<LD	135,2	129,2	50,99	0,60	0,006	4,93	0,24	1,046	761
0,42	12,4	4,47	60,1	126	29,02	273,4	62,5	10850	0,381	<LD	62,4	100	12,22	0,22	0,021	3,01	0,22	0,624	713
0,74	11	4,42	56,9	118,9	26,7	282	66,3	9620	0,276	<LD	61,7	101	0,00	0,51	0,015	6,94	0,20	0,611	673
0,77	20	8,3	116,4	246	56,4	566	124	10840	1,14	<LD	191,3	277,4	0,00	0,30	0,019	1,98	0,21	0,690	662
1,57	33,4	10,89	143,5	256,6	58,1	552	120	10460	0,493	<LD	157	201	102,46	0,32	0,006	1,93	0,26	0,781	694
0,58	11,7	4,46	62,3	131	30,38	310,5	71,8	10580	0,283	<LD	60,4	110,5	0,00	0,43	0,018	5,29	0,20	0,547	714
0,72	14,2	4,86	73,8	155,1	36,5	358,6	81,8	10530	0,53	<LD	77,9	134,6	0,00	0,43	0,021	4,44	0,21	0,579	674
0,51	13,2	5,27	79,1	173	42	416	93,2	10630	0,76	<LD	88,3	162,3	0,00	0,28	0,029	2,64	0,19	0,544	701
0,53	9,9	3,35	48,5	100,9	24,37	253,6	56,3	9330	0,382	<LD	73,6	123,4	0,00	0,48	0,021	7,77	0,19	0,596	679
0,78	10,9	3,56	47,9	95,3	22,25	224,3	51,3	10500	0,659	4,6	110,2	191	89,15	0,54	0,031	9,11	0,21	0,577	0
1,48	18	5,88	81,9	166,1	41,2	411	98	11550	1,73	17	245	396	99,78	0,62	0,022	5,70	0,20	0,619	713
1,29	15,7	5,43	70,9	146	33,1	342	76,4	9940	1,12	<LD	139,9	226,9	103,16	0,61	0,018	6,66	0,21	0,617	672
0,45	6,3	2,05	28,2	63,1	15,18	159,4	38,4	9380	0,49	<LD	35,5	78,3	0,00	0,65	0,051	16,97	0,18	0,453	690
0,67	9,1	3,02	39,6	85	20	206	48,5	9160	0,456	<LD	55,3	101,9	0,00	0,63	0,040	12,10	0,19	0,543	679
1,09	12,1	3,57	40,8	78,9	17,39	184	41,9	9200	0,339	<LD	55,3	84,8	0,00	0,59	0,011	11,46	0,22	0,652	706
0,62	5,66	1,88	25,1	51	12,41	131,2	31,7	9170	0,236	<LD	21,96	48,5	0,00	0,85	0,071	26,13	0,19	0,453	637
0,55	5,75	1,78	23,8	51,2	12,58	132,2	31,68	9190	0,267	<LD	21,88	47,75	0,00	0,79	0,035	23,99	0,18	0,458	691
0,56	6,3	2,11	29,4	64,8	15,9	170	40,3	9780	0,353	<LD	37,9	91,9	0,00	0,74	0,032	18,04	0,17	0,412	0
0,47	6,15	2,25	28,9	61,7	15	158	38,1	9980	0,325	<LD	36,6	86,1	0,00	0,54	0,044	13,77	0,18	0,425	654
0,78	9,1	2,85	36,4	70	16	170	39,7	9680	0,313	<LD	47,9	91,4	0,00	0,66	0,024	14,58	0,21	0,524	0
0,97	14,3	5,04	74,2	156,7	36,2	372	84,1	10160	1,18	<LD	96,4	202,5	395,66	0,58	0,029	5,96	0,20	0,476	0
0,75	7,7	2,99	40,5	76,2	18	195	44,9	10520	0,56	<LD	47,8	111,4	57,00	0,70	0,029	14,30	0,21	0,429	0
0,66	8,4	2,21	29,3	61,9	14,85	151,1	36,6	9510	0,281	6,8	31,7	78,3	71,75	0,56	0,016	14,60	0,19	0,405	666
1	9,7	3,3	38,1	69,9	16,4	162	36,6	8630	0,205	<LD	46,9	99,7	91,26	0,68	0,012	15,42	0,24	0,470	673
0,87	9,4	2,87	32,9	67,6	15,7	159	36,9	9180	0,31	4,6	38,9	95,1	25,78	0,71	0,011	16,91	0,21	0,409	718
1,62	16	5,18	68,7	125	29,7	300	65,8	10420	0,71	8,9	154	296	0,00	0,69	0,013	8,82	0,23	0,520	674
2,14	25,6	8,48	108	191	43,7	447	97,3	10440	0,9	<LD	254	424	0,00	0,58	0,008	4,74	0,24	0,599	653
0,92	13,3	4,87	67,9	151,1	36,6	390	86,6	10140	1,62	<LD	140,3	279	0,00	0,48	0,065	5,08	0,17	0,503	622
0,78	11,1	4,04	59,4	129,1	31	326,4	76,9	10470	1,4	<LD	109,6	236	0,00	0,65	0,064	8,00	0,18	0,464	0
0,62	9,6	3,28	45,3	102,2	25,2	262	61,1	10440	0,83	3,2	91,7	210	0,00	0,49	0,058	7,63	0,17	0,437	0
0,72	11,1	4,07	51,9	112,2	26,4	275	63,6	10500	0,79	<LD	99,1	192	0,00	0,44	0,046	6,40	0,19	0,516	657
1	14	5,01	63,8	128,2	30,8	307	70,1	10200	0,76	5,1	115	214	0,00	0,48	0,028	5,92	0,21	0,537	651
0,28	7,1	2,74	41,8	88	21,6	220	52,1	11560	0,292	<LD	48,8	159	12,86	0,29	0,016	5,62	0,19	0,307	740
0,179	1,88	0,63	10,4	28,1	8,01	107,1	33,5	11970	0,165	5,9	46,6	147,7	0,00	0,63	2,546	34,38	0,10	0,316	631
0,234	2,25	1,15	14,4	36,9	9,85	122	36,1	11530	0,243	<LD	33,7	108,6	0,00	0,87	0,457	37,41	0,12	0,310	622
1,37	14,1	4,37	49,2	82,2	18,28	177,9	40,81	9780	0,257	<LD	52,9	77	0,00	0,62	0,013	11,06	0,28	0,687	660
1,43	13	3,91	44,5	80,4	17,27	172,7	38,8	10150	0,275	6,5	51	75	0,00	0,69	0,015	12,86	0,26	0,680	699
1,07	12,9	3,76	46,2	76,8	17,04	170,6	38,8	10040	0,247	<LD	50,4	73,2	76,19	0,58	0,012	11,18	0,27	0,689	641
0,45	6,5	2,05	25,4	52,4	12,82	136	32	10230	0,51	<LD	42,2	106,9	0,00	0,46	0,079	13,51	0,19	0,395	689
0,79	10,9	3,86	51,5	109	25,8	269	62,8	10910	0,74	4,6	96	208	0,00	0,49	0,027	7,28	0,19	0,462	703
0,229	3,55	1,47	20	49,5	13,7	165	48,1	12640	0,48	<LD	52,9	204	0,00	0,65	0,139	20,99	0,12	0,259	637
0,92	9,6	3,01	45,3	85	19,7	204	49,3	11350	0,358	<LD	76,6	148,3	10,17	0,61	0,013	11,16	0,22	0,517	674
3,21	33,3	10,19	137,7	243	54,3	522	113,5	8350	0,624	6,5	63,9	82,5	23,26	0,73	0,005	4,70	0,26	0,775	802
1,35	13,1	4,29	56	104,3	23,01	226,5	49,7	10070	0,646	<LD	58	96,2	0,00	0,79	0,024	11,92	0,25	0,603	713
1,19	21,6	6,63	88	161,6	37,25	364,6	81,3	9540	1,08	<LD	206	281	0,00	0,43	0,017	4,05	0,24	0,733	702

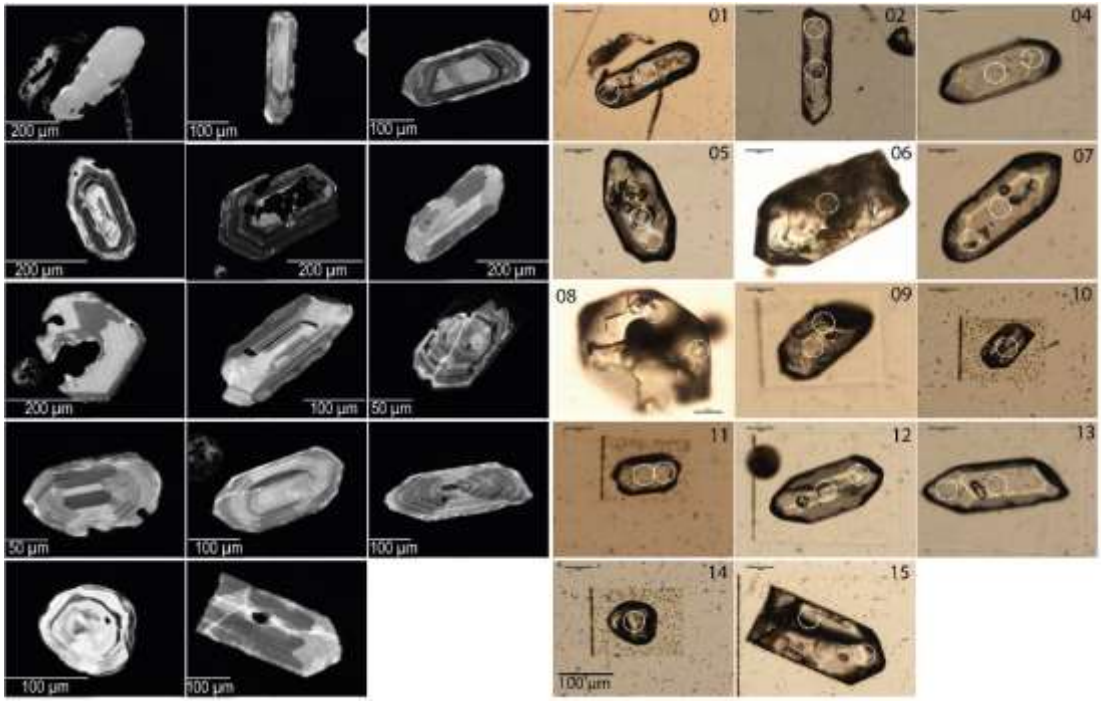
DPC	Alt. H	Ablación	SiO2	ZrO2	HfO2	U3O8	P_ppm	Ca_ppm	Sc_ppm	Ti_ppm	V_ppm	Y_ppm	Nb_ppm	Mo_ppm	La_ppm	Ce_ppm	Pr_ppm	Nd_ppm	Sm_ppm
Esperanza	Fílica Debil	Esp01-2_1-2	32,7	67,1	1,76	<LD	177	<LD	355,7	6,7	<LD	909	6,26	2,59	<LD	20,5	0,028	0,87	2,31
		Esp01-3_1-1	33,0	66,0	1,65	<LD	75	<LD	320,2	5,4	0,27	849	4,01	3,1	<LD	16,7	0,061	1,13	2,77
		Esp01-3_1-2	32,2	67,3	1,54	<LD	84	<LD	322,1	4,5	<LD	637	5,55	3,3	0,052	21,66	0,037	0,33	0,9
		Esp01-4_1-1	32,3	66,2	1,67	<LD	88	<LD	308	2,7	<LD	567	4,17	2,09	<LD	17	0,023	0,4	0,91
		Esp01-4_1-3	31,8	68,0	1,48	<LD	135	<LD	341,3	4,7	<LD	783	4,36	3,1	<LD	14,51	0,017	1,57	2,94
		Esp01-1_2-2	32,1	67,4	1,56	<LD	390	<LD	314	4,9	<LD	592	5	1,9	1,8	25,5	0,45	2,6	1,81
		Esp01-2_2-1	32,3	66,3	2,44	<LD	87	<LD	301,5	<LD	<LD	568	4,08	4	<LD	16	<LD	0,28	1,1
		Esp01-2_2-2	32,4	66,7	1,96	<LD	64	<LD	293	<LD	<LD	555	3,88	3,9	<LD	16,9	0,028	0,17	0,77
		Esp01-3_2-1	32,6	67,3	1,66	<LD	123	<LD	292,5	4,8	1,08	347	2,99	2,2	<LD	8,44	<LD	0,08	0,63
		Esp01-3_2-2	31,6	68,0	1,85	<LD	121	<LD	304	10,6	1,02	514	3,3	3	<LD	8,42	0,002	0,25	1,07
		Esp01-3_2-3	32,2	67,1	1,75	<LD	50	<LD	272	5,8	<LD	233	2,89	2,5	<LD	9,24	<LD	0,034	0,32
		Esp01-4_2-1	32,6	67,3	1,46	<LD	<LD	<LD	347,3	29	0,23	279	3,71	2,6	0,6	11,87	0,108	0,68	<LD
		Esp01-4_2-2	32,3	67,6	1,43	<LD	72	<LD	345	<LD	0,14	515	4,78	2,05	<LD	14,8	0,014	<LD	1,45
		Esp01-4_2-3	32,1	67,5	1,44	<LD	151	<LD	344	<LD	0,36	757	5,27	2,19	<LD	17,4	<LD	0,54	1,36
		Esp01-4_2-4	32,1	66,8	1,35	<LD	139	<LD	347	5,3	<LD	967	5,66	1,65	<LD	24,5	0,012	1	2,31
		Esp01-2_3-2	32,7	66,8	1,47	<LD	270	<LD	445	8,2	<LD	1510	4,67	1,45	<LD	14,9	0,049	0,95	2,88
		Esp01-2_3-3	31,9	69,4	1,43	<LD	247	<LD	424,3	12,1	<LD	1255	3,55	3,7	<LD	11,5	0,111	2,23	5,5
		Esp01-3_3-1	32,7	67,2	1,67	<LD	254	<LD	334,7	6,8	<LD	715	4,39	2,5	<LD	13,32	0,029	0,75	1,47
		Esp01-3_3-2	32,4	66,7	1,51	<LD	165	<LD	341	8,6	<LD	971	6,06	1,9	<LD	23,8	0,001	0,57	2,74
		Esp01-4_3-1	32,7	66,4	1,62	<LD	168	<LD	350	4,5	0,93	1258	5,91	1,4	0,052	34,3	0,06	1,92	4,2
		Esp01-4_3-2	32,5	66,5	1,56	<LD	172	<LD	370,4	<LD	<LD	1440	7,39	2	<LD	39,7	0,104	1,79	3,68
		Esp01-4_3-3	32,3	67,1	1,54	<LD	225	<LD	355,2	<LD	0,35	1160	5,19	2,6	0,001	27,5	0,084	1,78	3,2
		Esp01-3_4-1	32,2	66,4	1,49	<LD	386	<LD	340,8	6,2	0,54	1098	5,39	2,27	<LD	29,3	0,1	1,2	3,37
	Potásica	Esp01-3_4-2	33,0	64,2	1,57	0,20	146	<LD	295,1	5,6	<LD	540	3,99	2,4	<LD	18,32	0,018	0,2	1,19
		Esp03-2_1-1	32,5	67,3	1,07	<LD	310	<LD	354,5	7,3	0,4	891	5,6	2,34	0,101	23,9	0,08	0,93	2,51
		Esp03-2_1-2	32,3	66,5	1,35	<LD	165	<LD	312,9	6,3	0,13	399	3,01	1,85	<LD	6,18	0,004	0,51	1,32
		Esp03-3_1-1	32,6	67,2	1,51	<LD	193	<LD	312,9	9,2	0,3	520	3,93	3	<LD	13,48	0,0022	0,51	1,13
		Esp03-3_1-2	32,6	67,6	1,47	<LD	183	<LD	343,7	7,2	0,31	1160	4,52	2,7	<LD	27,3	0,146	2,37	4,79
		Esp03-3_1-3	32,3	67,2	1,59	<LD	113	<LD	312,8	5,4	0,2	518	4,08	1,91	<LD	15,74	0,004	0,29	1,07
		Esp03-4_1-1	32,8	66,3	1,45	<LD	241	<LD	351	8,9	0,28	930	5,7	3	0,042	28,4	0,022	0,59	1,86
		Esp03-4_1-2	33,3	64,7	1,61	0,10	171	<LD	374	45	<LD	1150	7,9	2,5	<LD	39,3	<LD	0,7	2,36
		Esp03-1_2-1	32,1	67,7	1,44	<LD	153	<LD	321	6,9	0,3	949	4,2	3	0,002	20,5	0,086	1,99	3,62
		Esp03-1_2-2	32,0	66,7	1,45	0,30	200	<LD	403	8,6	<LD	2030	9,9	2,5	<LD	56,3	0,17	4,15	6,7
		Esp03-1_2-3	32,3	66,0	1,81	0,16	183	<LD	403	6,4	0,41	1929	15,7	3	<LD	92,8	0,06	2,36	5,2
		Esp03-1_2-4	32,2	66,9	1,34	<LD	178	<LD	347,5	7,6	0,3	1130	8,2	3	<LD	49,9	0,037	1,07	2,95
		Esp03-1_2-5	32,1	66,7	1,56	0,11	259	<LD	338,1	7,7	0,26	1100	7,94	2,7	0,16	48	0,092	1,03	3,11
		Esp03-1_2-6	32,4	67,2	1,59	<LD	144	<LD	309,7	4,8	0,38	787	4,93	3,3	0,036	29,7	0,022	0,87	2,3
		Esp03-1_2-7	32,8	65,4	1,53	<LD	86	<LD	289,8	7,5	<LD	517,7	4,56	2,3	<LD	21,13	0,029	0,46	1,1
		Esp03-3_2-1	32,3	67,1	1,58	<LD	77	<LD	315,5	8,7	<LD	366	3	2,2	<LD	5,84	0,029	0,32	1,58
		Esp03-3_2-2	33,5	63,9	1,54	<LD	47	<LD	282,6	11,6	<LD	258	2,25	2,4	<LD	5,45	<LD	0,12	0,96
		Esp03-3_2-3	32,9	66,8	1,32	<LD	86	<LD	295,5	10,7	<LD	283,2	3,16	2,6	<LD	5,59	0,005	0,12	0,78
		Esp03-4_2-1	32,8	67,1	1,23	<LD	154	<LD	373	2,5	<LD	479	2,74	1,65	<LD	5,26	<LD	0,44	1,23
		Esp03-4_2-2	32,3	67,0	1,62	<LD	159	<LD	373	6,3	<LD	622	3,09	2,07	<LD	9,2	0,029	0,56	1,14
		Esp03-4_2-3	32,4	66,2	1,62	<LD	112	<LD	345	10,3	<LD	430	3,34	3,5	<LD	5,76	0,041	0,69	1,57
		Esp03-2_3-3	31,8	67,1	1,39	<LD	179	<LD	392	6,3	0,29	1117	6,9	2,7	0,017	27,9	0,07	1,01	2,28
		Esp03-3_3-1	32,6	65,9	1,76	<LD	310	<LD	323,2	6,9	<LD	707	4,12	2,1	0,85	19	0,25	1,57	1,18
		Esp03-3_3-2	33,2	64,7	1,53	0,11	149	<LD	318,6	<LD	0,32	1022	5,03	1,9	<LD	27,8	0,052	1,06	2,9
		Esp03-4_3-1	33,4	66,0	1,48	<LD	122	<LD	314	5,6	<LD	591	3,83	1,26	0,032	12,9	0,062	0,86	1,84
		Esp03-4_3-2	32,2	66,7	1,76	<LD	178	<LD	337	9,1	0,2	850	4,9	2,29	<LD	20,1	0,033	1	2,39
		Esp03-3_4-1	32,6	66,3	1,58	<LD	222	<LD	447	370	6,7	2310	13,9	3,1	0,16	64	0,194	2,57	8,2
		Esp03-3_4-2	32,5	66,3	1,40	<LD	184	<LD	383,5	6,3	<LD	1351	10,2	2,3	0,193	41,3	0,132	1,03	3,77
Escondida	Proplitica	Esc03-2_1-1	32,0	66,5	1,83	<LD	174	<LD	324,2	6,2	1,06	1520	3,94	3,3	<LD	26,06	0,112	2,38	6,9
		Esc03-2_1-2	31,9	67,5	1,67	0,11	197	<LD	325	9,4	0,71	1285	3,7	2,6	<LD	25,1	0,101	1,6	5,3
		Esc03-2_1-3	32,3	67,1	1,70	<LD	87	<LD	288	<LD	<LD	339	3,43	1,62	<LD	13,9	0,014	0,26	0,78
		Esc03-3_1-1	32,0	66,9	1,53	<LD	72	<LD	299,7	13,8	0,88	383	3,39	1,87	<LD	10,89	<LD	0,26	0,63
		Esc03-3_1-2	32,2	66,8	1,58	<LD	159	<LD	312	11,4	1,1	826	3,6	2,9	<LD	17,75	0,015	0,92	2,68
		Esc03-2_2-1	32,5	66,8	1,18	<LD	230	<LD	404	12,4	2,02	899	4,19	2,08	<LD	13,44	0,089	1,67	3,29
		Esc03-2_2-3	31,9	67,7	0,99	<LD	109	<LD	335,7	8,4	0,62	419,9	3,19	3,6	<LD	8,77	0,008	0,32	0,79
		Esc03-3_2-1	31,7	67,5	1,34	<LD	527	<LD	467	3,6	<LD	2480	5,94	2,7	0,56	43,5	0,27	2,85	7
		Esc03-3_2-2	32,7	66,7	1,21	<LD	487	<LD	566	7,3	0,43	2339	13	2,1	0,209	51,4	0,131	1,77	4,08
		Esc03-4_2-1	32,7	67,2	1,07	<LD	53	<LD	344,7	4,7	0,18	372	3,64	2,65	<LD	8,38	0,004	0,54	1,03
		Esc03-4_2-3	32,6	66,2	1,65	<LD	67	<LD	325,3	7,7	<LD	282	2,88	2,54	<LD	4,51	0,002	0,33	1,06
		Esc03-2_3-1	32,1	66,2	1,80	<LD	119	<LD	307,5	7,4	0,34	667	4,27	1,8	0,029	16,52	0,091	0,96	2,18
		Esc03-2_3-2	31,9	67,0	1,69	<LD	370	<LD	323,2	7,2	0,31	744	4,98	3,2	1,41	28,9	0,58	3,4	2,51
		Esc03-3_3-2	32,3	66,8	1,11	<LD	158	<LD	301,9	7,6	0,4	421	4,37	1,96	<LD	11,68	0,027	0,67	1,23
		Esc03-3_4-4	32,7	66,9	1,53	<LD	136	<LD	305,1	14,6	0,69	355,3	2,54	2,4	<LD	13,74	0,024	0,66	1,18
		Esc03-3_4-5	32,3	67,1	1,62	<LD	98	<LD	303,7	8,1	0,32	318	3,29	1,85	<LD	15,3	0,015	0,51	0,64
	Potásica	Esc06-2_1-1	32,4	67,4	1,43	<LD	328	<LD	331,5	221	1,2	896	5,86	2,6	0,35	23	0,029	0,5	2,06
		Esc06-2_1-2	32,2	67,5	1,81	<LD	67	<LD	339	4,9	0,27	565	4,53	1,8	<LD	26,1	0,026	0,12	1,29
		Esc06-3_1-1	32,9	65,7	2,49	<LD	30	<LD	284,3	6,4	<LD	308	3,93	2,04	<LD	16,38	0,006	0,11	0,39
		Esc06-3_1-2	32,9	66,2	1,48	<LD	105	<LD	298,3	6,5	<LD	418	3,54	2,1	<LD	12	0,016	0,56	1,5
		Esc06-3_1-3	32,1	66,8	1,65	<LD	91	<LD	283,8	9,9	<LD	322	3,48	2,28	<LD	11,05	0,001	0,23	0,45
		Esc06-3_1-4	32,7	66,4	1,84	<LD	141	<LD	307,2	12,1	0,84	455	3,49	3,1	<LD	13,55	0,022	0,72	1,46
		Esc06-3_1-5	32,4	64,9	1,84	<LD	53	<LD	287,6	<LD	<LD	345	4,24	1,61	<LD	13,22	<LD	0,14	0,54
		Esc06-4_1-2	32,6	64,4	1,88	<LD	116	<LD	287,3	9,3	<LD	386,4	3,4	1,88	<LD	14,07	0,007	0,34	1,94
		Esc06-4_1-3	32,7	65,9	1,67	<LD	92	<LD	280,7	8,3	<LD	335	4,12	0,98	<LD	17,81	0,001	0,19	0,53
		Esc06-4_1-4	33,2	64,9	1,60	<LD	70	<LD	281,9	10,5	<LD	224,7	3,53	1,98	<LD	13,31	<LD	0,12	0,4
		Esc06-1_2-1	31,6	67,6	1,44	<LD	227	<LD	349,2	11,9	0,58	872	3,7	3	0,002	14,3	0,11	2,13	4,3
		Esc06-1_2-2	31,7	66,9	2,14	0,23	103	<LD	315,2	9,2	0,63	563	9,6	5	0,012	17,6	<LD	0,2	1,07
		Esc06-2_2-1	32,6	66,1	1,74	<LD	138	<LD	358,1	8	<LD	1134	6,73	2,16	<LD	38,8	0,044	1,32	3,93
		Esc06-2_2-2	32,6	66,4	2,04	<LD	102	<LD	321,1	7	<LD	743	5,75	1,65	<LD	41,3	0,045	0,86	2,38
		Esc06-3_2-1	31,8	66,7	1,52	<LD	103	<LD	318,9	6,3	<LD	813	3,14	3	0,001	21,1	0,095	2,26	4,39
		Esc06-3_2-2	33,1	66,0	1,60	<LD	56	<LD	303,2	<LD	<LD	592	3,65	1,93	0,0021	18	0,042	0,76	2,27
		Esc06-3_2-3	33,3	65,0	1,80	<LD	98	<LD	302,7	5,4	<LD	491	3,79	2,6	<LD	16	0,029	0,66	1,1
		Esc06-4_2-1	32,5	67,8	1,45	<LD	103	<LD	302,3	8,6	0,43	536	3,51	1,63	<LD	19,06	0,028	0,42	1,48
		Esc06-4_2-2	33,6	64,2	2,20	<LD	79	<LD	286	7	0,49	430	3,39	2,26	<LD	16,9	0,007	0,44	1,54
		Esc06-2_3-1	29,3	68,6	1,45	<LD	105	<LD	316	<LD	0,25	770	4,08	3	<LD	22,4	0,029	1,46	3,9
		Esc06-2_3-2	29,8	69,4	1,61	<LD	110	<LD	324	6,4	<LD	439	3,9	2,6	<LD	16,2	<LD	0,38	1,24
		Esc06-3_3-1	31,9	65,7	1,49	<LD	44	<LD	297,5	5	<LD	257	2,64	2,1	0,072	11,26	0,09	0,59	0,86
		Esc06-3_3-2	31,8	65,5	1,52	<LD	81	<LD	295,2	3,8	<LD	311	2,8	2,25	<LD	13,68	<LD	0,11	0,49
		Esc06-4_3-1	32,4	66,7	1,68	<LD	108	<LD	302,2	8,1	<LD	382	3,47	2,54	<LD	12,7	0,003	0,37	1,36
		Esc06-4_3-2	29,9	64,5	1,67	<LD	117	<LD	296,6	13,2	<LD	368	3,21	3,3	<LD	12	0,029	0,48	2,01
		Esc06-3_4-1	32,2	65,9	1,80	<LD	310	<LD	290	15,8	1,54	472	3,56	1,01	1,69	18,3	0,59	4,5	1,79
		Esc06-3_4-2	32,6	65,1	1,82	<LD	35	<LD	276,8	920	1,9	268,1	7	3,4	<LD	11,79	0,012	0,24	0,5
	Fílica Intensa	Esc09-2_1-1	32,5	65,8	1,61	<LD	205	<LD	423	<LD	0,47	954	5,78	2,6	<LD	13,65	0,03	0,76	2,23
		Esc09-2_1-2	33,6	64,4	2,07	0,19	188	<LD	469	6,7	<LD	556	8,1	2	<LD	6,75	<LD	<LD	0,56
		Esc09-2_1-3	32,4	67,5	1,30	<LD	464	<LD	436	52	7,2	1520	7,3	3	<LD	8,38	<LD	0,22	1,26
		Esc09-1_2-1	32,4	67,2	1,27	<LD	540	<LD	355	8,5	0,38	1380	5,53	2,38	0,008	25,9	0,043	1,01	3,1
		Esc09-2_2-2	32,7	65,0	1,90	0,63	140	<LD	305,1	4,9	0,17	347	4,63	3,1	0,46	13,9	0,128	1,39	1,02
		Esc09-4_2-1	33,1	66,2	1,51	<LD	503	<LD	423	23	1,24	2148	6,63	2,7	0,078	40	0,132	2,96	6,74
		Esc09-4_2-2	32,3	66,5	1,62	<LD	266	<LD	362	8,9	0,75	1126	7,45	2,1	<LD	31	0,047	0,85	3,27
		Esc09-4_2-3	33,0	65,1	1,41	<LD	470	<LD	417	11	0,28	1880	8,57	1,35	0,017	42,8	0,097	1,53	5,1
		Esc09-3_3-1	32,5	65,9	1,45	<LD	110	<LD	326,5	15,2	0,49	763	5,91	2,1	<LD	30,9	0,027	0,68	2,53
		Esc09-3_3-2	32,7	66,8	1,43	<LD	147	<LD	340,6	23,3	0,82	1015	6,39	2,1	0,008	37,1	0,061	1,53	3,24
		Esc09-3_3-3	33,1	65,3	1,44	<LD	208	<LD	331,1	11,5	3,02	1242	9,2	2,7	0,67	54,5	0,42	3,37	4,7
		Esc09-3_3-4	32,4	64,9	1,47	<LD	252	<LD	313,7	3,6	0,39	588	4,15	1,6	2,61	26,4	0,58	3,2	1,82
		Esc09-3_3-5	31,9	66,3	1,49	<LD	60	<LD	[illegible]	6,8	<LD	356	3,51	3	<LD	15,8	<LD	0,11	0,55

Eu_ppm	Gd_ppm	Tb_ppm	Dy_ppm	Er_ppm	Tm_ppm	Yb_ppm	Lu_ppm	Hf_ppm	Ta_ppm	Pb_ppm	Th_ppm	U_ppm	Ce/Ce*	Eu/Eu*	(Ce/Nd) /Y	(10.000 x Eu/Eu*)/Y	Dy/Yb	Th/U	T (C°) aTi 0.7
0,72	14,5	4,76	68,6	145	37	380	85,2	10260	1,33	<LD	121	248	0,00	0,38	0,026	4,17	0,18	0,488	679
0,93	15	5,06	65,9	129,1	31,4	316	75,1	10930	0,76	<LD	155	275	0,00	0,44	0,017	5,18	0,21	0,564	662
0,53	8,1	3,01	45	106,3	26,09	272	66,1	11160	1,17	<LD	145	339	119,47	0,60	0,103	9,39	0,17	0,428	648
0,4	8,8	2,98	43,2	86,8	21,5	220	51,8	10760	1,04	<LD	117	239,1	0,00	0,43	0,075	7,60	0,20	0,489	610
1,16	14,3	4,81	65	122,4	28,94	294,5	67,6	10550	0,79	5,8	89,4	172,4	0,00	0,55	0,012	6,96	0,22	0,519	651
0,64	11,5	3,53	48,3	94,8	22,2	226,9	50,5	11300	1,03	<LD	194,5	300,3	6,85	0,43	0,017	7,22	0,21	0,648	654
0,5	7,3	3,26	40	86,7	22,7	239	56,5	11380	0,75	6,3	104,6	168,1	0,00	0,54	0,101	9,47	0,17	0,622	0
0,38	7,1	2,41	40,3	89,2	23,4	247	60,4	11970	1,15	<LD	106,1	195	0,00	0,50	0,179	8,93	0,16	0,544	0
0,184	5,03	1,89	25,1	54,7	13,51	133,5	29,7	11430	0,542	<LD	36,2	87,2	0,00	0,32	0,304	9,08	0,19	0,415	653
0,47	7,6	3,1	44,3	82,1	18,67	166,2	37,3	10780	0,435	<LD	34,6	57,3	0,00	0,50	0,066	9,77	0,27	0,604	718
<LD	2,19	1	14,9	37,9	10	114,6	28,07	12290	0,73	<LD	42,8	129,6	0,00	0,00	1,166	0,00	0,13	0,330	668
0,141	3,02	0,85	11,9	41,8	13,6	185	61,1	12570	0,248	<LD	74,5	208	11,28	0,00	0,063	0,00	0,06	0,358	817
0,39	5,03	2,05	34,9	84,4	22,9	261,5	72,5	12120	0,8	<LD	91,2	231	0,00	0,44	-	8,55	0,13	0,395	0
0,81	9,4	3,72	53,2	119,3	30	314	76,7	10710	1,17	3,7	84,4	198	0,00	0,69	0,043	9,12	0,17	0,426	0
0,88	13,7	5,36	73,8	156	37,5	374	87,1	10740	1,42	<LD	132	242	0,00	0,48	0,025	4,93	0,20	0,545	660
2,2	25,9	9,7	127,2	241	51,6	488	101,2	8410	0,418	<LD	74,1	87,9	0,00	0,78	0,010	5,14	0,26	0,843	696
2,2	24,2	8,47	108,8	191,1	43,1	411	88,6	8900	0,384	<LD	57,1	66,5	0,00	0,58	0,004	4,63	0,26	0,859	730
0,55	9,9	3,52	50,7	112,7	28,7	304	71,1	10610	0,76	<LD	80,7	197	0,00	0,44	0,025	6,15	0,17	0,410	680
0,9	13,4	4,94	70,9	152,3	37,3	379	89	10560	1,55	3,7	132	256	0,00	0,45	0,043	4,66	0,19	0,516	700
1,27	22,3	7,02	94,7	194	44,6	448	103,1	11100	1,37	<LD	290	450	148,56	0,40	0,014	3,18	0,21	0,644	648
1,22	22,5	8,11	106,5	223	55,5	543	126,9	11100	1,71	<LD	311	533	0,00	0,41	0,015	2,84	0,20	0,583	0
1,16	20,4	6,3	84,2	179	43,7	436	102,3	11280	1	7,6	236	431	725,91	0,44	0,013	3,77	0,19	0,548	0
0,96	20,7	6,51	84,7	190	43,2	430	97,3	10630	1,55	<LD	306	422	0,00	0,35	0,022	3,19	0,20	0,725	673
0,47	9,5	2,98	40,2	94,9	21,96	219,9	50,3	10690	0,97	<LD	123	234	0,00	0,43	0,170	7,89	0,18	0,526	665
0,89	14,1	5,08	66	154,8	35,4	345	80,3	10420	1,12	4,5	178	285	64,33	0,46	0,029	5,12	0,19	0,625	686
0,43	8,3	2,36	32,5	70,3	15,2	149,7	34,1	9970	0,365	<LD	12,5	30,73	0,00	0,40	0,030	9,92	0,22	0,407	674
0,43	8,1	2,6	38,8	87,8	21,7	225,7	51,6	11080	0,684	7,9	76,3	174	0,00	0,43	0,051	8,33	0,17	0,439	706
1,68	24,1	7,45	96,4	193	43,9	418	93,2	11110	0,97	<LD	209	337	0,00	0,48	0,010	4,11	0,23	0,620	685
0,47	6,64	2,47	39,1	89,1	21,7	222	53	11030	1,11	6,4	66,6	162,5	0,00	0,54	0,105	10,38	0,18	0,410	662
0,88	13,9	4,61	68,9	155	38,1	403	94	10820	1,22	<LD	228	406	226,03	0,53	0,052	5,67	0,17	0,562	703
0,86	17,8	5,72	82	189	47,3	486	114	10410	1,68	<LD	333	570	0,00	0,40	0,049	3,52	0,17	0,584	866
1,68	19,7	6,29	77,9	149,6	35,3	350	79,4	10850	0,75	7,4	180,7	275,9	378,16	0,61	0,011	6,39	0,22	0,655	682
3,33	46,2	13,2	171	322	73,9	749	164	11280	1,55	7,2	663	702	0,00	0,58	0,007	2,84	0,23	0,944	700
2,35	40	12,71	160,4	304	69	688	151,7	11480	3,32	<LD	1915	1752	0,00	0,50	0,020	2,57	0,23	1,093	676
1,17	22	6,89	92,2	177,9	41,9	424	95,5	10930	2,57	<LD	643	957	0,00	0,44	0,041	3,92	0,22	0,672	690
1,22	19,8	6,46	88,5	177,5	41,64	420,5	94,2	11240	2,48	<LD	377	711	95,71	0,47	0,042	4,31	0,21	0,530	691
1,02	15,1	4,62	63,7	122,2	28,91	294,5	67,7	11310	1,56	6,3	259,3	388,7	255,32	0,53	0,043	6,70	0,22	0,667	653
0,48	8,84	2,54	40,1	82,7	20,2	206,6	47,6	11080	1,13	<LD	142,6	265,4	0,00	0,47	0,089	9,06	0,19	0,537	689
0,67	7,5	2,4	31,4	58,1	12,83	133,5	30,6	9740	0,196	4,6	18,55	29,7	0,00	0,59	0,050	16,21	0,24	0,625	701
0,4	4,6	1,69	20,8	39	9,06	96,7	22	9120	0,188	<LD	12,13	23,5	0,00	0,58	0,176	22,49	0,22	0,516	727
0,51	5,24	1,67	22,7	43,9	10,43	107,6	25,77	9250	0,214	<LD	14,79	26,81	0,00	0,77	0,164	27,15	0,21	0,552	719
0,58	7,7	2,58	35,2	73,5	18	188	44,3	9420	0,206	<LD	10,9	27,7	0,00	0,57	0,025	11,99	0,19	0,394	605
0,76	9,7	3,49	48,6	96	22,1	231	54,2	9540	0,322	5	25,1	57	0,00	0,70	0,026	11,20	0,21	0,440	674
0,67	6,2	2,44	31,5	67	15,9	165	38,1	9650	0,167	4,7	10,9	27	0,00	0,65	0,019	15,22	0,19	0,404	716
1,11	16,8	6,76	84,2	184,1	41,9	429	98	10430	1,28	6,7	173	340	195,67	0,55	0,025	4,89	0,20	0,509	674
0,39	9	3,52	49,7	114,4	28,4	303,2	71,7	10800	0,95	<LD	115,3	273,5	9,97	0,36	0,017	5,16	0,16	0,422	682
0,87	20,3	6,33	82,4	162	37,7	378	85,9	10700	1,28	6,2	199	336	0,00	0,35	0,026	3,38	0,22	0,592	0
0,75	10,2	3,39	45,5	94,7	22,5	243	57,7	10460	0,635	<LD	92	164	70,07	0,53	0,025	8,93	0,19	0,561	665
0,72	13	4,5	64	139	33,5	352	84	10520	0,99	5,1	240	330	0,00	0,39	0,024	4,63	0,18	0,727	705
2,75	49	17	214	355	73,4	700	142,8	11090	2,22	<LD	575	701	87,88	0,42	0,011	1,81	0,31	0,820	1182
1,36	25,9	8,3	109,9	211	46,7	464	103,6	10740	1,96	5,5	385	516	62,60	0,42	0,030	3,11	0,24	0,746	674
1,08	33	11,04	136,8	227,5	49,4	455	89,1	11830	1,41	<LD	459	522	0,00	0,22	0,007	1,44	0,30	0,879	673
0,93	28,8	9,28	117,1	195	42,3	384	77,7	11820	1,34	6,5	390	484	0,00	0,23	0,012	1,79	0,30	0,806	708
0,26	6,3	2,04	27,3	51	12,7	123,8	28,5	12070	0,49	5,8	68	140	0,00	0,36	0,158	10,55	0,22	0,486	0
0,25	7,3	2,27	32,9	59,7	13,5	127	26,2	10730	0,42	<LD	50,7	87,9	0,00	0,36	0,109	9,28	0,26	0,577	743
0,63	17,4	5,59	74,8	125,5	27,32	249,9	51,8	10960	0,79	<LD	144,9	195,4	0,00	0,28	0,023	3,40	0,30	0,742	725
0,73	16,6	5,74	77,3	146,2	32,3	314	62	8600	0,611	<LD	86	107,9	0,00	0,30	0,009	3,35	0,25	0,797	733
0,262	6,2	2,38	35,6	68,7	15,25	148,8	30,01	10080	0,38	<LD	36,13	51,8	0,00	0,36	0,065	8,59	0,24	0,697	698
1,37	41,5	15,55	215	405	87,2	801	162,3	10170	1,28	<LD	353	348	27,06	0,25	0,006	0,99	0,27	1,014	631
0,79	30	12	180,5	398	88,9	839	171,3	9910	2,5	3,4	310	384,5	75,15	0,22	0,012	0,93	0,22	0,806	686
0,44	5,7	1,78	26,9	55,3	13,5	143,9	34	11870	0,543	10,4	42,2	129,4	0,00	0,55	0,042	14,88	0,19	0,326	651
0,5	6,01	1,72	24,2	42,8	9,77	94,7	21,25	8730	0,168	6,9	9,2	21,9	0,00	0,60	0,048	21,41	0,26	0,420	691
0,57	13,3	4,24	53,5	102,8	23,3	223,4	49,6	10960	0,72	<LD	94,3	215,3	77,80	0,32	0,026	4,84	0,24	0,438	687
0,82	13,9	4,49	60,3	114,5	26,24	257,7	56,4	11040	0,85	<LD	147,2	274	7,73	0,42	0,011	5,69	0,23	0,537	685
0,3	6,5	2,34	30,7	66,7	16,27	162,2	34,4	13100	1,22	8,6	129,7	279	0,00	0,32	0,041	7,68	0,19	0,465	690
0,87	7	2,42	31,9	52,9	11,41	105,2	20,81	9690	0,263	5,1	23,92	24,56	0,00	0,92	0,059	25,97	0,30	0,974	748
0,325	6,6	2,01	25,7	48,9	11,04	105,9	23,4	10070	0,487	5,1	52,8	83	0,00	0,48	0,094	15,16	0,24	0,636	695
0,48	12,4	4,89	70,2	155,4	35	337	74,1	11340	1,31	<LD	95,3	181,8	55,23	0,29	0,051	3,23	0,21	0,524	1090
0,53	8,1	2,85	40,5	89,9	20,7	221	54	12160	0,75	6,4	149	254	0,00	0,50	0,385	8,85	0,18	0,587	654
0,24	4,26	1,68	21,6	49,4	11,64	127,3	30,2	11610	0,81	<LD	70,8	167,7	0,00	0,57	0,483	18,43	0,17	0,422	676
0,3	8,2	2,96	34,9	67,2	14,5	141	31,5	11720	0,435	4,6	78,2	179	0,00	0,26	0,051	6,24	0,25	0,437	677
0,17	5,1	1,77	24,5	53,8	11,7	116	25,8	12230	0,77	<LD	65,7	157	0,00	0,34	0,149	10,62	0,21	0,418	712
0,26	6,8	2,79	37	74,2	15,86	155,7	33,5	11080	0,721	<LD	75,5	128,9	0,00	0,25	0,041	5,53	0,24	0,586	730
0,254	4,93	1,56	23,6	59,1	13,84	152,6	36,8	12080	0,95	<LD	56,3	160,6	0,00	0,47	0,274	13,75	0,15	0,351	0
0,61	8,9	2,6	31,1	56,6	13,73	134,3	30,8	10110	0,548	<LD	68,4	102	0,00	0,45	0,107	11,58	0,23	0,671	707
0,37	5,51	1,92	23,3	55,3	13,19	140,8	35,3	11640	1,04	<LD	122,3	231	0,00	0,66	0,280	19,70	0,17	0,529	697
0,27	3,98	1,13	15,3	36,4	8,33	96,7	24,67	11450	0,472	3,8	69,9	156	0,00	0,65	0,494	29,03	0,16	0,448	718
1,45	18,5	6,17	76,4	133,2	29,2	277,1	59,4	9870	0,75	<LD	126	154,9	233,25	0,50	0,008	5,68	0,28	0,813	729
0,59	9,6	3,11	43,6	88,5	19,75	199	43,2	13400	2,58	6,4	246	557	0,00	0,56	0,156	9,97	0,22	0,442	706
1,5	21,6	7,46	93,1	170	38,3	373	84,6	11220	1,35	<LD	299,3	500	0,00	0,50	0,026	4,38	0,25	0,599	694
1,05	13,7	4,47	58,3	112,7	25,2	255,3	60,8	11760	1,36	<LD	473	456	0,00	0,56	0,065	7,54	0,23	1,037	683
1,61	19,6	5,92	70,3	122	28	275	61,9	11800	0,567	6,3	151	239	523,73	0,53	0,011	6,51	0,26	0,632	674
0,78	11,5	3,17	45	83	20,4	216	50,4	11710	0,69	<LD	113	210	463,69	0,47	0,040	7,86	0,21	0,538	0
0,67	8,7	2,82	37,2	75,4	18,6	195	47	11570	0,73	<LD	96,3	187	0,00	0,66	0,049	13,45	0,19	0,515	662
0,75	10,8	3,51	41,2	81,2	19,6	215	48,8	13060	0,614	5	101,4	154	0,00	0,57	0,085	10,67	0,19	0,658	700
0,39	7,1	2,43	35	65,3	15,9	170,7	40,1	12080	0,85	<LD	84,3	123,8	0,00	0,36	0,089	8,36	0,21	0,681	683
1,4	17,5	5,63	66	116	25,3	251	53,8	11990	0,68	<LD	107	174	0,00	0,52	0,020	6,71	0,26	0,615	0
0,51	9,3	2,58	34,1	69	16,7	170,3	35,5	11670	0,72	<LD	51,2	121,5	0,00	0,46	0,097	10,43	0,20	0,421	676
0,27	3,53	1,3	16,6	38,8	9,84	109,2	28	11520	0,368	6,9	39	103,5	33,84	0,47	0,074	18,38	0,15	0,377	656
0,196	4,02	1,67	20,6	48,2	12,39	127,9	31,4	11500	0,422	<LD	40,6	98,6	0,00	0,43	0,400	13,69	0,16	0,412	635
0,5	7,3	2,47	31,2	59,5	14	131	29,5	9820	0,357	<LD	36	70	0,00	0,48	0,090	12,66	0,24	0,514	695
0,77	7,5	2,27	30,4	56,5	12,4	119	26,7	9220	0,352	<LD	31,4	57,3	0,00	0,60	0,068	16,43	0,26	0,548	738
0,33	9,2	3,02	38,9	73,6	16,9	164,9	33,7	11780	0,59	4,9	110	127	4,43	0,25	0,009	5,25	0,24	0,866	755
0,181	3,9	1,27	20,5	39,6	9,94	104,5	23,29	12150	0,71	<LD	23,79	75,2	0,00	0,40	0,183	14,74	0,20	0,316	1381
0,45	13,1	5,38	77	154,8	37,8	372	81,7	11560	1,76	<LD	167,4	332	0,00	0,25	0,019	2,66	0,21	0,504	0
0,25	4,42	2,49	36,5	94,4	26,8	284	65,5	12700	5,11	<LD	74,5	501	0,00	0,48	<LD	8,71	0,13	0,149	679
2,35	21,5	9,6	128	208	50	474	97,1	12680	5,35	<LD	94,1	426	0,00	1,38	0,025	9,05	0,27	0,221	884
2,04	22,8	9,7	122	188	43,8	410	81	10620	0,87	<LD	174,9	293	337,84	0,74	0,019	5,36	0,30	0,597	699
0,43	6,4	2,04	26,6	50,7	13,07	135,8	33,4	11700	0,71	<LD	187	325	13,86	0,51	0,029	14,78	0,20	0,575	654
3,15	37,7	13,65	188	349	77,3	707	144	9130	2,15	2,6	171	162,3	95,37	0,60	0,006	2,80	0,27	1,054	793
0,8	18,9	6,88	97,2	179,7	41	382	80,5	10890	2,41	<LD	126,8	238,1	0,00	0,31	0,032	2,75	0,25	0,533	703
1,73	29,4	11,22	158,6	314,5	70,1	651	138	9600	2,03	<LD	146,6	183,1	254,99	0,43	0,015	2,29	0,24	0,801	722
1,09	13,2	4,44	59,8	116,6	28,1	283	64,8	9830	1,2	<LD	303	373	0,00	0,57	0,060	7,54	0,21	0,812	752
1,34	15,7	5,79	82,2	154,5	37,3	376,5	83,6	10080	1,53	5,1	324,4	481,3	406,30	0,57	0,024	5,64	0,22	0,674	794
1,58	23,5	7,69	97,6	182	44,9	443	100,4	10340	1,79	3,4	1140	980	24,86	0,46	0,013	3,69	0,22	1,163	726
0,77	9,5	3,42	45,7	89,4	22,6	240	55	10270	0,9	6,9	170,5	282	5,19	0,56	0,014	9,60	0,19	0,605	631
0,337	4,75	1,98	25,3	54,5	14,2	151	36	11310	0,74	2,9	88,1	180	0,00	0,64	0,403	17,85	0,17	0,489	680

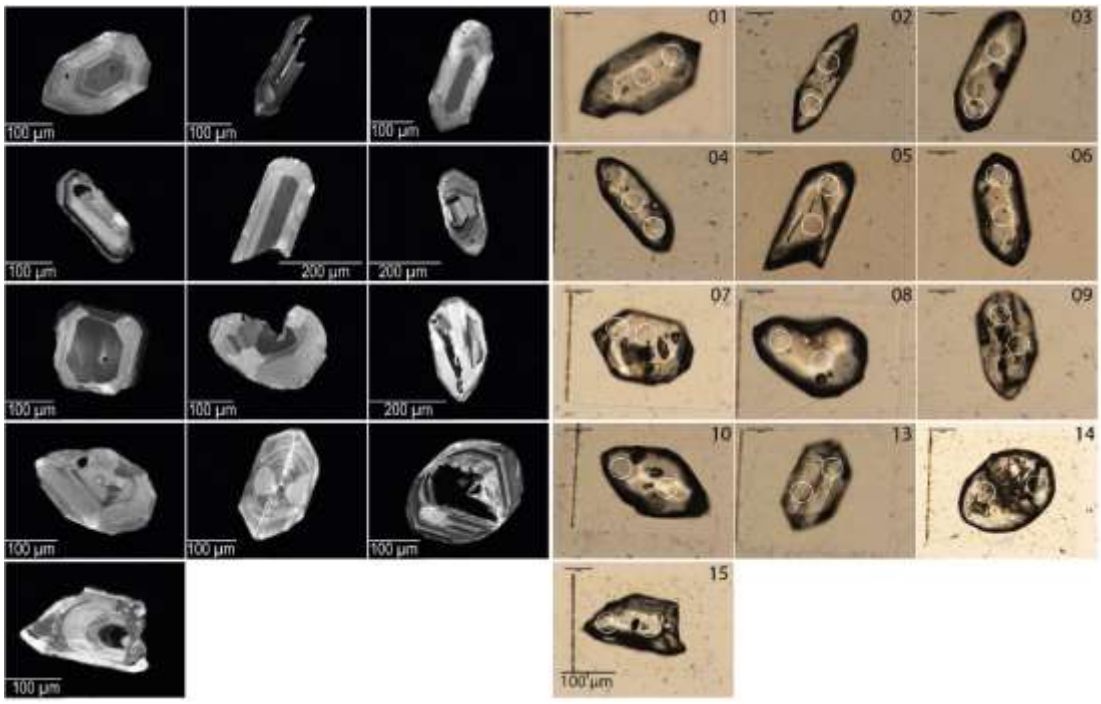
11.4. Anexo D: “Material complementario circones detríticos”

D.1 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) de circones provenientes del DMC

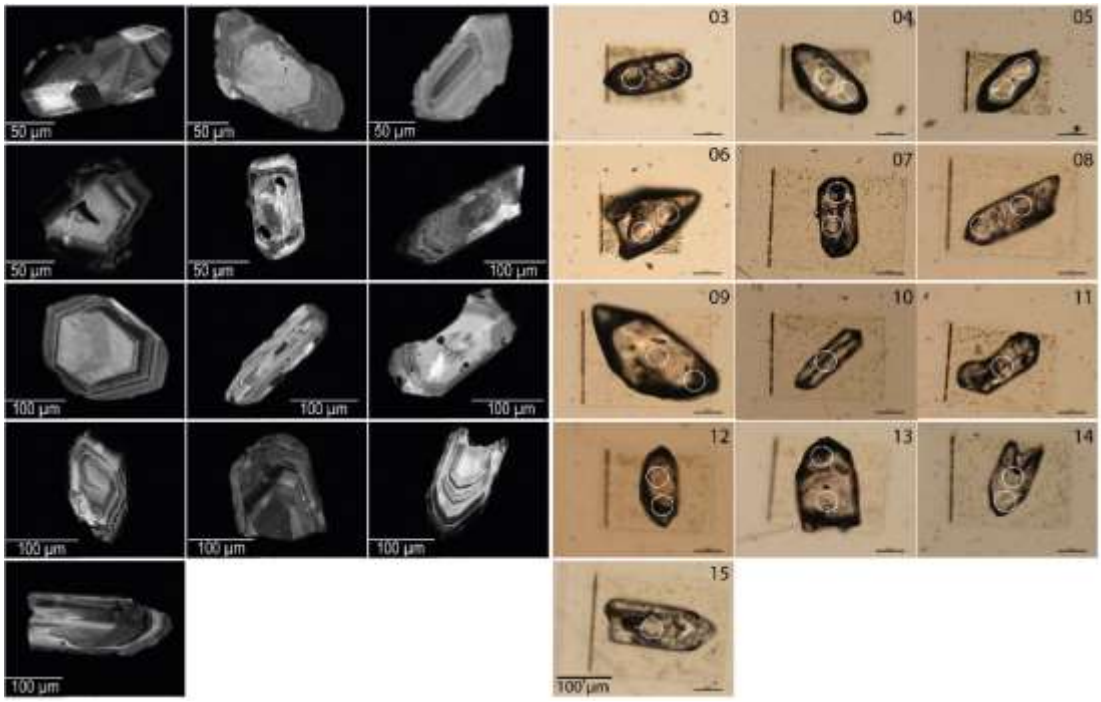
Tes08



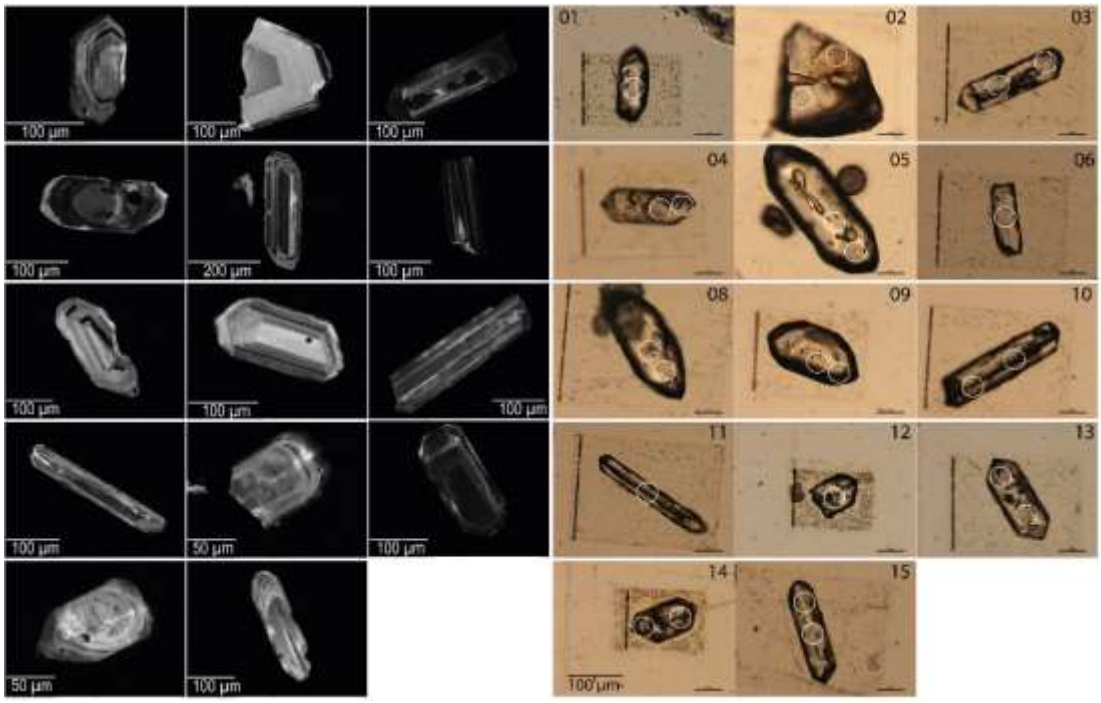
Tes07



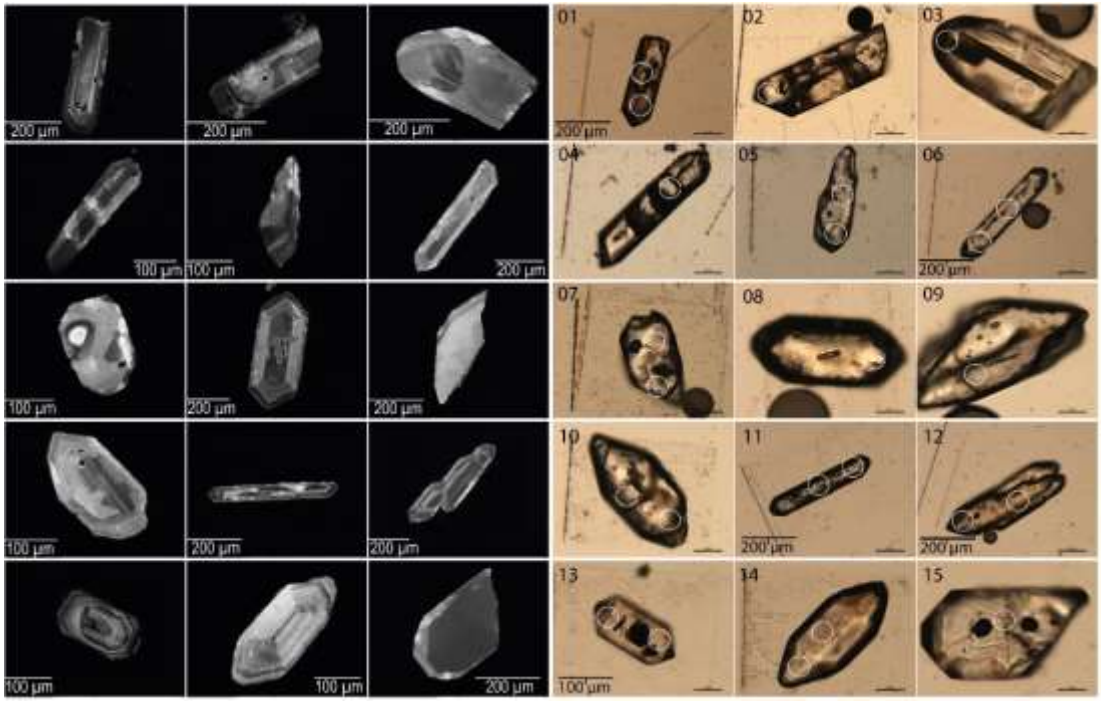
Tes01


50 µm
50 µm
50 µm
03
04
05
50 µm
50 µm
100 µm
06
07
08
100 µm
100 µm
100 µm
09
10
11
100 µm
100 µm
100 µm
12
13
14
100 µm
15
100 µm

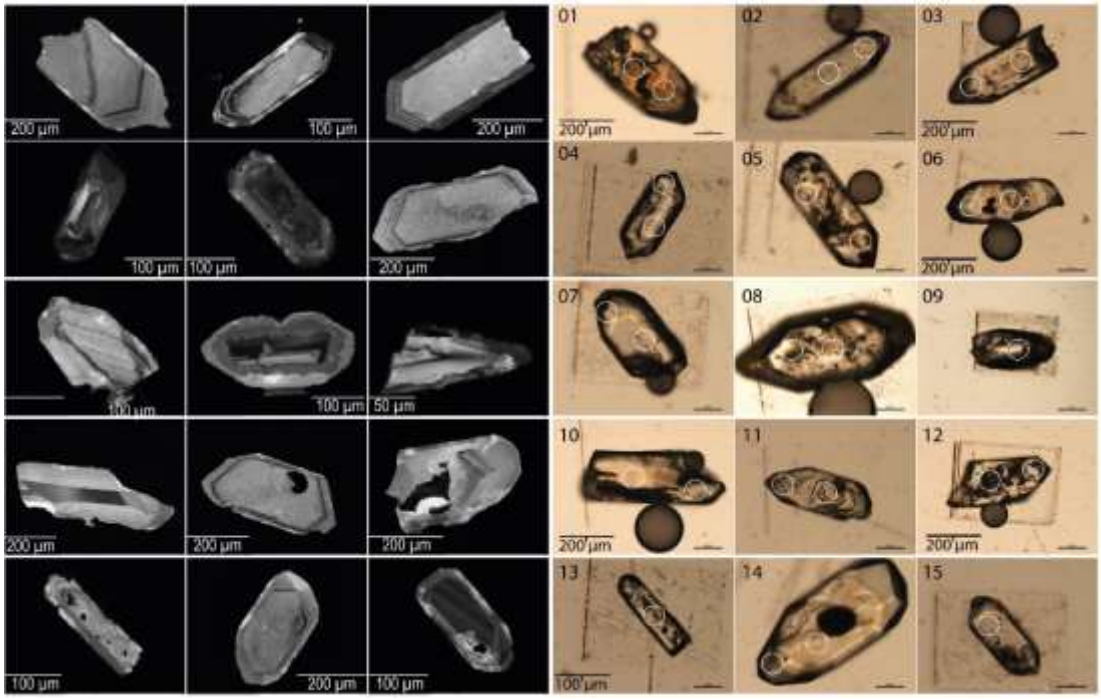
Tes02


100 µm
100 µm
100 µm
01
02
03
100 µm
200 µm
100 µm
04
05
06
100 µm
100 µm
100 µm
08
09
10
100 µm
50 µm
100 µm
11
12
13
50 µm
100 µm
14
15
100 µm

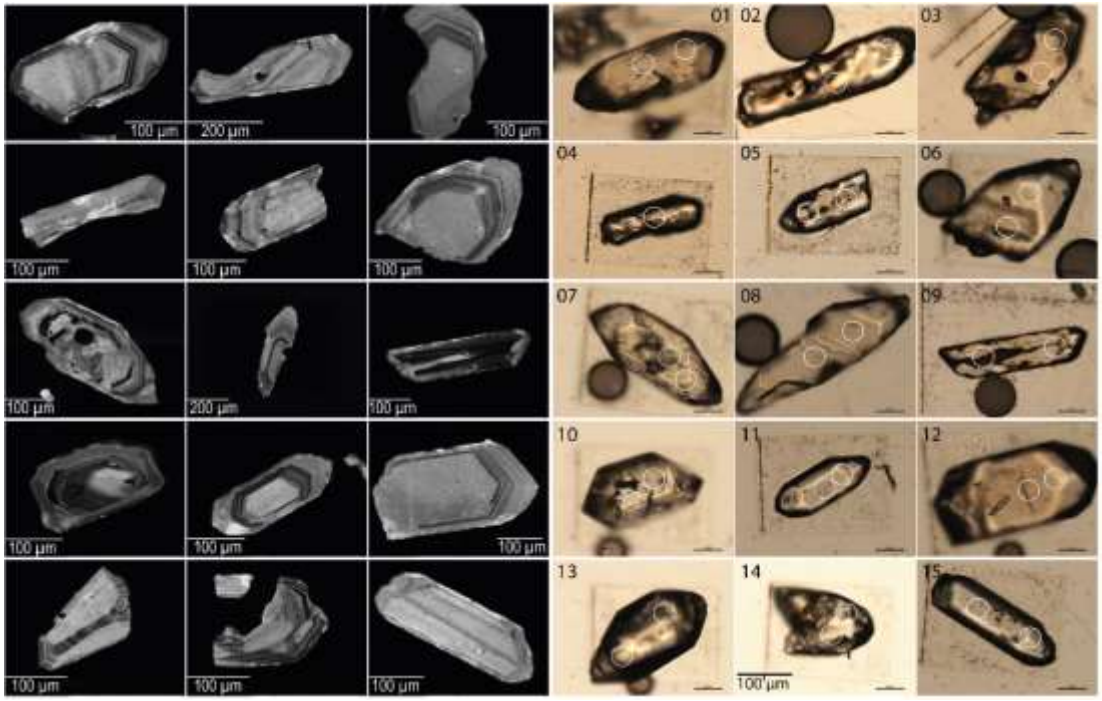
Tes03


01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
13
14
15

Tes04


01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
13
14
15

Tes06


100 µm
200 µm
100 µm
100 µm
100 µm
100 µm
100 µm
200 µm
100 µm
100 µm
100 µm
100 µm
100 µm
100 µm
01
02
03
04
05
06
07
08
09
10
11
12
13
14
15
100 µm

C.2 Datos geoquímicos provenientes de EMPA y LA-ICP-MS

Uni.	Mues.	Ablación	SiO2	ZrO2	HfO2	UO2	ThO2	CaO	P_ppm	Ca_ppm	Ti_ppm	Y_ppm	La_ppm	Ce_ppm	Pr_ppm	Nd_ppm	Sm_ppm	Eu_ppm
Sedimentos Actuales	Tes08	Zr2-L3-1a	32,21	63,76	1,16	0,021	0,205	0,001	<-29.37	<LD	22,49	1204,94	<LD	12,41	0,22	3,46	7,62	1,71
	Tes08	Zr2-L3-1b	32,00	63,39	1,13	0,000	0,214	0,000	<-27.10	<LD	27,01	1143,62	0,028	10,92	0,09	2,04	5,85	1,39
	Tes08	Zr2-L3-2a	32,52	64,22	1,16	0,031	0,088	0,000	<-26.48	<LD	18,39	1388,33	0,1	12,89	0,15	2,82	5,97	1,58
	Tes08	Zr2-L3-2b	32,34	64,45	1,29	0,014	0,029	0,023	<-23.05	<LD	11,33	891,46	2,08	19,73	0,76	4,17	3,46	0,65
	Tes08	Zr2-L3-4a	32,30	64,07	1,25	0,000	0,000	0,000	<-23.48	<LD	2,38	1170,41	<LD	24,65	0,024	1,08	2,49	1,12
	Tes08	Zr2-L3-4b	32,50	64,67	1,28	0,137	0,029	0,000	<-20.77	<LD	5,51	878,93	<LD	21,39	0,07	0,82	1,66	0,79
	Tes08	Zr2-L3-5a	32,45	65,53	1,28	0,000	0,039	0,036	<-22.09	<LD	9,69	697,21	0,58	10,54	0,14	1,35	2,89	0,35
	Tes08	Zr2-L3-5b	32,51	65,98	1,33	0,000	0,000	0,023	<-19.31	288,73	24,2	2755,5	0,83	25,44	2,06	31,83	70,93	35,74
	Tes08	Zr2-L3-6b	32,06	64,95	1,29	0,094	0,360	0,020	<-16.41	<LD	3,34	1839,39	<LD	66,8	0,1	1,22	4,28	0,97
	Tes08	Zr2-L3-7a	32,69	64,94	1,26	0,017	0,000	0,000	<-18.21	<LD	19,68	614,34	<LD	9,14	0,04	0,65	2,57	0,63
	Tes08	Zr2-L3-7b	32,25	65,14	1,16	0,050	0,010	0,000	<-18.03	<LD	23,82	644,7	<LD	10,24	0,031	0,91	2,57	0,71
	Tes08	Zr2-L3-8a	32,61	65,16	1,15	0,013	0,000	0,024	<-16.91	<LD	50,16	1496,65	0,07	12,82	0,29	5,37	11,48	1,83
	Tes08	Zr2-L3-8b	32,14	63,61	1,40	0,071	0,000	0,036	<-16.52	<LD	41,11	474,18	0,03	9,66	0,03	1,25	1,88	0,41
	Tes08	Zr2-L3-9a	32,17	65,07	1,31	0,000	0,078	0,006	<-15.50	<LD	10,25	955,19	0,11	23,1	0,07	1,4	3,2	0,89
	Tes08	Zr2-L3-9b	31,86	66,31	1,42	0,072	0,136	0,006	<-13.46	<LD	5,56	456,19	0,1	10,88	0,06	0,76	1,74	0,72
	Tes08	Zr2-L3-10a	31,85	64,55	1,25	0,090	0,019	0,068	<-14.50	<LD	14,02	1809,1	0,27	25,14	0,32	3,76	7,62	1,43
	Tes08	Zr2-L3-11a	32,26	65,60	1,03	0,001	0,000	0,031	<-14.80	<LD	7,6	819,46	<LD	11,68	0,2	3,68	6,27	2,6
	Tes08	Zr2-L3-11b	32,20	66,61	1,15	0,000	0,000	0,000	<-14.13	<LD	9,69	638,75	0,13	12,93	0,08	1,34	3,12	1,18
	Tes08	Zr2-L3-12a	32,05	65,50	1,26	0,002	0,000	0,002	403,82	<LD	6,68	1441,21	0,055	30,09	0,129	3,29	7,54	2,46
	Tes08	Zr2-L3-12b	32,25	65,76	1,56	0,037	0,000	0,000	182,77	<LD	7,32	223,48	0,042	6,92	0,018	0,361	1,04	0,423
	Tes08	Zr2-L3-13a	31,83	65,99	1,32	0,000	0,000	0,017	322,63	<LD	6,74	824,07	0,04	16,44	0,06	0,77	2,47	0,9
	Tes08	Zr2-L3-13b	31,99	66,14	1,23	0,027	0,000	0,000	179,33	<LD	3,39	434,01	<LD	15,94	0,045	0,57	1,25	0,499
	Tes08	Zr2-L3-14a	32,34	65,78	1,01	0,037	0,039	0,046	298,17	<LD	12,65	651,49	0,048	14,35	0,057	1,19	2,47	1,16
	Tes08	Zr2-L3-15a	32,10	66,28	1,07	0,064	0,000	0,002	540,91	<LD	28,98	1425,6	0,034	11,82	0,29	4,88	8,89	1,94
	Tes08	Zr2-L3-15b	32,08	66,26	1,18	0,040	0,000	0,005	375,96	<LD	27,18	502,52	<LD	9,35	0,026	0,77	1,95	0,514
Gravas Arrieros	Tes07	Zr2-L4-1a	31,86	63,99	1,27	0,000	0,000	0,000	206,41	<LD	5,64	639,34	<LD	11,7	0,107	2,02	4,3	1,56
	Tes07	Zr2-L4-1b	32,61	65,44	1,40	0,052	0,000	0,003	171,98	<LD	5,33	337,07	<LD	8,21	0,0117	0,6	1,26	0,503
	Tes07	Zr2-L4-2a	32,13	63,83	1,00	0,031	0,117	0,061	680,83	<LD	27,94	1646,77	0,122	20,67	0,4	6,18	10,2	4,22
	Tes07	Zr2-L4-2b	32,33	64,48	1,14	0,080	0,000	0,004	844,65	<LD	19,46	1715,88	<LD	21,75	0,162	2,64	5,67	2,49
	Tes07	Zr2-L4-3a	32,65	64,44	0,98	0,017	0,000	0,050	301,79	<LD	9,87	534,09	0,026	8	0,153	2,3	3,39	1,47
	Tes07	Zr2-L4-3b	32,30	64,49	1,12	0,000	0,000	0,016	300,67	<LD	12,65	582,36	0,071	10,1	0,082	1,14	2,51	1
	Tes07	Zr2-L4-4a	32,40	65,15	1,05	0,025	0,039	0,000	289,14	<LD	<LD	811,05	<LD	21,69	0,039	0,6	1,66	0,538
	Tes07	Zr2-L4-4b	32,36	64,01	1,58	0,027	0,000	0,030	299,97	<LD	5,03	1514,85	0,024	28,87	0,036	0,72	2,63	1,44
	Tes07	Zr2-L4-5a	32,65	64,52	1,28	0,000	0,010	0,038	729,38	<LD	30,82	1277,88	0,019	12,12	0,311	4,35	8,71	1,89
	Tes07	Zr2-L4-5b	32,25	64,08	1,10	0,014	0,175	0,046	613,96	<LD	97,91	523,8	0,4	9,49	0,213	0,93	2,32	0,58
	Tes07	Zr2-L4-6a	32,35	64,48	1,41	0,029	0,107	0,005	510,49	<LD	5,58	930	0,076	9,36	0,015	0,93	2,22	1,23
	Tes07	Zr2-L4-6b	32,09	64,21	1,25	0,011	0,010	0,000	479,51	191,54	5,69	741,25	0,502	23,78	0,113	1,32	2,27	0,75
	Tes07	Zr2-L4-7a	32,18	64,18	1,30	0,039	0,019	0,033	874,98	<LD	33,83	1789,24	0,041	15,18	0,264	5,84	11,48	1,73
	Tes07	Zr2-L4-7b	32,22	64,39	1,11	0,000	0,195	0,022	718,51	<LD	28,56	1262,83	0,047	13,1	0,153	3,11	6,59	0,98
	Tes07	Zr2-L4-8a	32,17	63,29	1,04	0,000	0,205	0,017	572,49	<LD	16,75	905,2	0,079	9,24	0,184	3,18	5,61	1,37
	Tes07	Zr2-L4-8b	31,35	60,80	1,39	0,087	0,000	2,423	575,25	<LD	12,92	724,24	0,029	11,79	0,067	1,62	3,2	0,73
	Tes07	Zr2-L4-9a	32,46	64,29	1,27	0,067	0,107	0,000	239,68	<LD	6,85	396,03	0,027	6,48	0,063	1,04	1,3	0,62
	Tes07	Zr2-L4-9b	32,35	64,32	1,28	0,041	0,068	0,018	532,49	<LD	174,59	872,6	0,76	16,83	0,099	1,23	1,58	0,79
	Tes07	Zr2-L4-12a	32,35	65,17	1,06	0,000	0,000	0,000	542,21	<LD	10,46	470,58	<LD	7,84	0,064	1,02	1,93	0,83
	Tes07	Zr2-L4-12b	32,62	65,25	1,11	0,013	0,039	0,018	568,8	<LD	20,08	724,33	0,08	12,03	0,037	1,04	2,29	0,9
	Tes07	Zr2-L4-13a	32,34	64,26	1,15	0,000	0,117	0,000	596,6	<LD	3,87	579,19	0,028	13,38	0,053	0,61	1,92	0,82
	Tes07	Zr2-L4-13b	32,57	65,03	1,31	0,000	0,156	0,019	615,62	<LD	7,27	656,63	<LD	14,52	0,099	1,78	3,1	1,16
	Tes07	Zr2-L4-14b	32,28	63,58	1,36	0,067	0,136	0,000	687,62	<LD	3,29	840,87	0,022	31,51	0,028	0,98	2,23	0,69
	Tes07	Zr2-L4-15a	32,35	64,94	1,67	0,066	0,000	0,000	992,71	<LD	2,2	1233,26	<LD	41,68	0,037	1,27	3,21	1,02
	Tes07	Zr2-L4-15b	33,04	65,15	2,01	0,057	0,088	0,023	498,9	<LD	5,85	451,57	0,054	12,43	0,053	0,62	1,26	0,482
	Tes01	Zr1-L5-3b	32,28	64,73	1,48	0,042	0,000	0,000	517,06	<LD	10,95	792,09	<LD	10,3	0,036	0,96	2,26	0,7
	Tes01	Zr1-L5-4a	32,31	64,32	1,11	0,028	0,000	0,000	536,87	<LD	4,24	501,87	0,05	7,3	0,032	0,66	1,41	0,63
	Tes01	Zr1-L5-5a	32,50	64,76	1,12	0,015	0,000	0,000	700,59	<LD	6,2	609,67	<LD	7,67	0,042	0,74	2,18	0,69
	Tes01	Zr1-L5-5b	32,38	64,67	1,22	0,026	0,243	0,000	764,65	<LD	8	626,73	<LD	11,63	0,033	0,71	1,65	0,74
	Tes01	Zr1-L5-6a	31,82	65,39	1,41	0,001	0,000	0,059	932,67	<LD	4,68	1040,13	0,018	32,7	0,045	0,79	2,41	0,95
	Tes01	Zr1-L5-6b	31,83	65,65	1,99	0,077	0,078	0,032	683,31	<LD	4,4	658,85	0,047	25,69	0,034	0,65	2,42	0,62
	Tes01	Zr1-L5-9a	32,36	64,73	1,48	0,000	0,000	0,000	2926,84	<LD	1,89	402,26	0,013	5,88	0,013	0,57	1,09	0,56
	Tes01	Zr1-L5-9b	32,29	65,28	1,25	0,012	0,000	0,033	<-708.58	<LD	6,38	722,39	0,06	15,1	0,024	0,71	1,97	0,81
	Tes01	Zr1-L5-10a	32,22	65,44	1,29	0,036	0,010	0,000	<-240.20	<LD	15,37	2689,01	0,025	32,01	0,39	7,16	15,42	4,8
	Tes01	Zr1-L5-11a	32,42	64,20	1,26	0,064	0,029	0,019	<-161.86	<LD	9,61	956,79	0,033	12,81	0,05	1,3	2,9	0,66
	Tes01	Zr1-L5-12a	32,46	65,46	1,44	0,031	0,000	0,017	<-94.83	<LD	8,68	639,92	0,36	12,12	0,15	1,91	3,81	1,25
	Tes01	Zr1-L5-12b	32,27	64,75	1,27	0,000	0,175	0,000	<-83.44	<LD	8	717,6	0,038	17,24	0,06	1,08	2,07	0,88
	Tes01	Zr1-L5-13a	32,18	65,27	1,23	0,055	0,000	0,010	<-73.93	<LD	9,27	1099,08	0,05	13,87	0,06	1,19	3,19	0,81
	Tes01	Zr1-L5-13b	31,99	65,19	1,30	0,095	0,000	0,000	<-61.03	<LD	6,6	1075,08	0,06	18,44	0,014	0,7	2,51	0,23
	Tes01	Zr1-L5-14a	32,04	65,16	1,51	0,042	0,000	0,011	<-43.09	<LD	3,97	783,6	0,04	16,24	0,07	0,93	2,14	0,86
	Tes01	Zr1-L5-14b	31,85	65,19	1,42	0,012	0,000	0,000	<-39.13	<LD	6,15	716,89	0,027	22,64	0,06	1,07	2,72	1,29
	Tes01	Zr1-L5-15a	31,49	66,39	1,18	0,000	0,010	0,023	<-40.46	154,33	11,58	1300,01	0,037	13,11	0,14	2,81	5,46	1,14
	Tes01	Zr1-L5-15b	31,74	65,85	1,42	0,009	0,000	0,012	<-38.64	<LD	7,97	1020,04	5,4	31,11	1,77	9,45	4,16	0,46

Gd_ppm	Tb_ppm	Dy_ppm	Ho_ppm	Er_ppm	Tm_ppm	Yb_ppm	Lu_ppm	Hf_ppm	Th_ppm	U_ppm	Ce/Ce*	Eu/Eu*	(Ce/Nd)/Y	(10.000xEu/Eu*)/Y	Dy/Yb	Th/U
30,65	9,52	130,72	43,23	188,34	42,89	426,92	59,19	9487	35,075	56,93	<LD	0,34	0,003	2,83	0,31	0,62
27,66	8,85	108,4	37,95	174,35	40,76	403,77	52,9	9670,97	29,94	55,28	52,63	0,33	0,005	2,91	0,27	0,54
32,87	11,75	161,88	53,83	254,15	55,33	605,18	76,1	8317	39,435	77,5	25,46	0,34	0,003	2,48	0,27	0,51
15,12	5,83	76,22	28,77	144,11	34,2	415,69	55,43	9352,74	44,2	114,57	3,80	0,27	0,005	3,07	0,18	0,39
16,35	6,51	103,46	39,65	204,53	53,91	685,29	100,52	12075	74,245	333,07	<LD	0,54	0,020	4,57	0,15	0,22
11,99	4,2	60,04	23,65	124,74	33,67	464,49	74,92	10961,5	54,405	223,09	<LD	0,54	0,030	6,14	0,13	0,24
14,01	4,91	73,09	28,24	143,13	32,88	372,95	54,67	10969	90,855	334,03	8,95	0,17	0,011	2,40	0,20	0,27
187,54	43,42	332,25	70,75	258,7	49,9	492,67	62,68	12331,4	51,445	252,44	4,71	0,94	0,000	3,43	0,67	0,20
21,81	9,92	146,21	57,01	275,45	78,07	975,04	146,38	11625,2	307,37	1017,76	<LD	0,31	0,030	1,66	0,15	0,30
12,29	4,64	57,86	19,94	98,07	22,92	275,74	34,61	10368	16,88	44,02	<LD	0,34	0,023	5,56	0,21	0,38
12,09	4,3	59,18	20,64	97,74	23,3	280,84	35,2	9194,5	21,605	49,1	<LD	0,39	0,017	6,02	0,21	0,44
45,57	13,84	173,7	51,9	218,89	49,86	541,72	64,18	10151	75,065	132,01	21,77	0,24	0,002	1,63	0,32	0,57
9,9	3,32	46,26	16,04	77,58	18,79	206,24	27,43	9329,22	27,185	96,48	77,90	0,29	0,016	6,11	0,22	0,28
16,47	6,45	87,13	33,92	171,39	46,61	597,62	82,53	11459	137,12	325,64	63,69	0,37	0,017	3,91	0,15	0,42
9,99	3,19	39,61	14,37	75,66	18,13	262,51	41,25	10316,8	38,01	153,03	33,98	0,53	0,031	11,54	0,15	0,25
43,07	14,35	189,68	67,73	329,14	74,24	845,35	107,49	10227	105,11	212,78	20,69	0,24	0,004	1,33	0,22	0,49
24,72	6,77	84,34	27,26	133,25	31,39	419,32	55,95	10269	33,465	96,92	<LD	0,64	0,004	7,77	0,20	0,35
14,01	5,11	61,55	21,99	116,89	27,96	364,28	53,86	10246,2	28,685	102,4	30,67	0,54	0,015	8,52	0,17	0,28
39,8	12,3	138,18	46,47	206,04	50,06	553,2	79,36	9512	124,245	198,55	86,42	0,43	0,006	3,00	0,25	0,63
4,04	1,66	18,42	7,03	35,48	9,92	116,63	18,72	9357,22	15,815	52,23	60,89	0,63	0,086	28,15	0,16	0,30
12,9	4,86	70,72	26,53	133,64	37,75	478,99	71,96	9800	54,835	178,89	81,19	0,49	0,026	5,90	0,15	0,31
6,9	2,41	33,18	13,29	64,65	18,9	231,28	35,87	9768,15	55,125	187,56	<LD	0,52	0,064	11,93	0,14	0,29
13,97	4,86	56,01	19,05	96,24	27,5	320,41	43,32	7961	47,78	88,47	66,37	0,60	0,019	9,24	0,17	0,54
40,9	12,33	146,69	46,93	199,45	43,8	455,99	58,7	8224	38,91	57,91	28,80	0,31	0,002	2,18	0,32	0,67
10,43	3,28	51,1	16,45	78,32	20,71	246,26	29,42	8967,13	16,05	37	<LD	0,35	0,024	6,91	0,21	0,43
16,63	4,72	59,73	19,35	93,92	24,16	287,64	42,93	9906	36,165	75,51	<LD	0,56	0,009	8,80	0,21	0,48
5,93	2,08	25,67	9,75	49,84	13,77	174,18	27,79	9259	14,23	49,72	<LD	0,56	0,041	16,64	0,15	0,29
43,99	12,94	152,96	50,26	221,26	53,54	583,52	80,29	7599	115,31	184,11	22,64	0,61	0,002	3,69	0,26	0,63
34,52	11,17	154,24	51,58	250,11	62,5	687,34	95,94	8410	108,245	228,87	<LD	0,54	0,005	3,16	0,22	0,47
14,22	3,57	47,37	16,17	83,54	21,84	281,41	44,06	7985	18,26	53,66	30,69	0,65	0,007	12,08	0,17	0,34
10,2	3,11	42,19	17,3	87,77	24,04	291,52	46,39	7895	20,285	75,82	32,02	0,60	0,015	10,34	0,14	0,27
9,64	4,22	55,32	23,62	133,23	39,37	519,46	90,29	12305	122,235	398,56	<LD	0,41	0,045	5,05	0,11	0,31
20,3	7,86	118,06	43,49	215,75	57,33	698,03	100,29	11009	65,775	254,24	237,62	0,60	0,026	3,97	0,17	0,26
31,06	9,54	120,22	40,04	178,19	42,09	466,65	58,01	9132	37,35	60,88	38,14	0,35	0,002	2,74	0,26	0,61
12,41	4,42	49,42	18,05	85,23	20,38	221,13	28,73	9627	19,485	40,4	7,87	0,33	0,019	6,29	0,22	0,48
15,24	5,58	72,93	30,55	149,85	38,37	479,66	69,55	8410	23,72	62,36	67,07	0,64	0,011	6,93	0,15	0,38
11,28	4,3	61,68	22,89	114,4	34,15	450,41	65,46	9995	59,25	210,31	24,16	0,45	0,024	6,10	0,14	0,28
54,31	16,7	200,9	63,12	260,72	58,1	584,37	71,35	9420	76,565	129,13	35,30	0,21	0,001	1,18	0,34	0,59
29,88	9,52	113,18	36,54	171,37	41,44	434,28	54,03	8984	57,28	102,24	37,37	0,21	0,003	1,69	0,26	0,56
22,45	6,44	79,99	27,36	122,66	31,21	341,08	46,65	7969	45,105	105,35	18,54	0,37	0,003	4,11	0,23	0,43
12,42	3,48	50,3	20,7	100,47	26,61	326,37	46,4	7825	45,4	150,16	64,71	0,35	0,010	4,87	0,15	0,30
5,32	2,2	25,93	10,62	50,88	12,6	158,38	24,6	9202	20,98	54,49	38,01	0,72	0,016	18,15	0,16	0,39
11,95	4,46	57,02	22,66	116,49	31,45	377,19	53,16	8001	67,655	130,35	14,84	0,55	0,016	6,35	0,15	0,52
9,1	2,61	37,59	13,15	73,18	18,58	241,39	38,27	7327	15,02	58,11	<LD	0,60	0,016	12,83	0,16	0,26
12,03	4,04	62,52	23,02	111,05	33,88	388,28	56,57	7927	32,115	93,77	53,49	0,52	0,016	7,22	0,16	0,34
9,72	3,18	43,89	17,55	89,22	24,8	305,2	43,39	8895	30,875	105,3	84,03	0,58	0,038	9,99	0,14	0,29
12,81	4,23	54,55	20,1	100,72	26,91	311,12	46,33	8519	39,76	111,31	<LD	0,56	0,012	8,55	0,18	0,36
13,89	5,05	67,58	26,11	128,33	32,29	397,02	55,08	9376	137,9	430,7	307,15	0,38	0,038	4,49	0,17	0,32
19,19	6,76	88,42	35,33	184,1	52,78	614,48	87,39	8828	208,785	653,19	<LD	0,40	0,027	3,21	0,14	0,32
6,98	2,56	36,18	12,39	69,68	18,37	237,47	35,26	10246	53,485	187,71	56,21	0,50	0,044	10,97	0,15	0,28
13,3	5,12	75,32	28,51	124,58	31,46	349,57	51,52	8265	26,57	80,04	<LD	0,39	0,014	4,91	0,22	0,33
6,12	2,52	35,23	14,86	76,81	22,25	284	48,51	7922	18,225	61,55	44,15	0,65	0,022	13,03	0,12	0,30
10,13	3,81	51	19,35	91,59	24,63	291,63	45,16	8226	27,435	108,85	<LD	0,45	0,017	7,34	0,17	0,25
11,15	4,05	52,92	22,24	107,92	26,77	323,25	47,04	8829	36,14	127	<LD	0,53	0,026	8,39	0,16	0,28
15,51	6,63	89,17	29,55	142,85	38,65	484,26	70,09	9622	79,405	193,34	277,97	0,47	0,040	4,55	0,18	0,41
10,95	3,82	52,28	20,96	104,92	27,31	321,06	58,73	9378	52,185	144,17	155,48	0,37	0,060	5,57	0,16	0,36
6,06	2,18	32,58	12,68	72,49	18,87	273,85	47,79	8525	10,38	58,21	109,43	0,66	0,026	16,51	0,12	0,18
9,97	3,9	57,01	23,16	122,39	34,82	469,26	76,25	9214	31,91	152,13	96,27	0,56	0,029	7,71	0,12	0,21
69,17	22,9	299,93	105,34	438,37	97,99	1048,45	130,1	8117	114,25	204,16	78,43	0,45	0,002	1,67	0,29	0,56
15,43	5,98	78,71	30,42	148,23	37,14	408,42	59,98	8112	38,575	106,87	76,29	0,30	0,010	3,14	0,19	0,36
15,87	4,52	53,91	19,79	102,04	24,93	306,47	46,77	8800	46,615	111,81	12,62	0,49	0,010	7,66	0,18	0,42
11,99	4,43	60,44	22,32	117,24	30,89	374,64	53,21	9049	45,66	138,49	87,35	0,54	0,022	7,50	0,16	0,33
18,36	7,1	104,61	38,12	198,4	51,88	621,37	83,52	8213	36,355	144,64	61,26	0,32	0,011	2,94	0,17	0,25
14,21	6,58	80,56	31,93	155,51	40,57	470,53	65,62	8897	79,7	250,47	153,92	0,12	0,025	1,09	0,17	0,32
13,75	5,32	67,75	24,4	124,02	30,51	378,19	57,96	9231	39,04	98,66	74,25	0,48	0,022	6,17	0,18	0,40
15,13	4,99	65,76	22,44	108,85	27,33	331,76	50,43	9607	107,91	206,06	136,08	0,61	0,030	8,55	0,20	0,52
26	9,4	111,42	40,72	212,97	49,49	580,96	77,96	9215	63,635	159,52	44,07	0,29	0,004	2,24	0,19	0,40
14,8	5,29	81,82	31,04	153,43	38,51	458,36	64	10186	77,645	259,9	2,43	0,18	0,003	1,75	0,18	0,30

Uni.	Mues.	Ablación	SiO2	ZrO2	HfO2	UO2	ThO2	CaO	P_ppm	Ca_ppm	Ti_ppm	Y_ppm	La_ppm	Ce_ppm	Pr_ppm	Nd_ppm	Sm_ppm	Eu_ppm
Gravas Tesoro III	Tes02	Zr1-L4-1a	32,09	65,10	1,16	0,000	0,000	0,059	397,88	369,78	3,65	549,41	1,35	15,65	0,46	2,96	1,95	0,78
	Tes02	Zr1-L4-2a	32,35	64,76	0,97	0,000	0,000	0,024	81,28	<LD	11,19	462,22	0,016	3,12	0,059	1,21	2,61	1,16
	Tes02	Zr1-L4-2b	32,16	65,90	0,85	0,000	0,000	0,001	93,74	<LD	9,99	277,55	<LD	2,86	0,012	0,28	0,85	0,53
	Tes02	Zr1-L4-3a	32,04	64,38	1,26	0,022	0,058	0,043	413,97	<LD	8,26	3940,37	0,055	29,53	0,52	10,07	20,49	5,49
	Tes02	Zr1-L4-3b	31,98	64,64	1,33	0,025	0,088	0,000	328,56	102,63	4,95	1520,02	1,19	18,65	0,5	3,98	4,85	1,02
	Tes02	Zr1-L4-4a	32,10	65,09	0,80	0,056	0,000	0,007	572,38	259,02	7,76	3082,86	2,1	28,53	1	9,61	14,39	4,36
	Tes02	Zr1-L4-4b	32,30	65,24	1,20	0,000	0,049	0,027	516,26	256,01	13,58	1020,55	5,3	27,99	1,81	9,49	4,44	0,47
	Tes02	Zr1-L4-5a	31,89	64,68	1,47	0,000	0,000	0,000	238,61	<LD	6,84	1469,56	0,016	18,84	0,15	3,2	7,92	1,08
	Tes02	Zr1-L4-5b	32,18	65,03	1,31	0,013	0,000	0,000	222,29	<LD	10,15	694,48	0,08	14,9	0,045	0,82	2,39	0,57
	Tes02	Zr1-L4-6a	31,98	65,22	0,96	0,031	0,000	0,001	459,28	<LD	9,79	2437,24	0,27	43,68	0,14	3,38	6,66	3,69
	Tes02	Zr1-L4-8a	32,11	65,35	1,31	0,037	0,068	0,008	193,19	<LD	2,93	473,44	0,015	12,87	0,011	0,4	1,21	0,52
	Tes02	Zr1-L4-8b	31,99	65,64	1,19	0,038	0,000	0,023	92,74	<LD	3,79	548,56	<LD	16,22	0,027	0,47	1,58	0,59
	Tes02	Zr1-L4-9a	31,85	65,40	1,20	0,000	0,000	0,012	148,74	<LD	5,71	303,42	0,041	5,65	0,066	0,96	2,3	0,85
	Tes02	Zr1-L4-9c	31,92	67,93	1,24	0,000	0,000	0,048	146,59	<LD	8,28	339,9	<LD	6,8	0,022	0,53	1,24	0,6
	Tes02	Zr1-L4-10a	32,13	64,94	1,18	0,000	0,194	0,000	740,32	<LD	5,76	3029,62	0,85	21	0,65	7,97	13,42	4,18
	Tes02	Zr1-L4-10b	31,29	60,45	1,12	0,049	0,000	0,045	650,66	<LD	5,01	1890,77	0,054	14,1	0,16	3,52	7,7	2,15
	Tes02	Zr1-L4-11a	31,85	65,52	0,89	0,000	0,000	0,024	492,85	<LD	5,52	2226,17	1,09	28,1	0,46	7,15	11,92	3,24
	Tes02	Zr1-L4-12b	31,90	65,42	1,43	0,033	0,019	0,000	785,62	<LD	3,47	2880,58	2,24	23,35	0,84	8,13	12,82	3,25
	Tes02	Zr1-L4-14b	31,45	62,97	1,61	0,489	0,010	0,100	447,89	<LD	3,74	659,12	0,3	14,68	0,13	1,15	2,17	0,41
	Tes02	Zr1-L4-15a	32,08	64,57	0,94	0,000	0,000	0,000	469,91	<LD	17,97	1179,48	0,033	7,58	0,2	3,08	5,92	1,36
	Tes02	Zr1-L4-15b	32,41	64,92	1,30	0,031	0,000	0,020	675,49	<LD	12,48	874,94	0,65	16,7	0,24	1,85	3,03	0,56
Gravas Tesoro II	Tes03	Zr1-L3-1a	32,08	63,06	1,11	0,000	0,107	0,000	518,97	<LD	2,98	2771,41	<LD	58,94	0,139	2,97	11,56	1,8
	Tes03	Zr1-L3-2a	32,24	65,08	1,36	0,044	0,039	0,044	254,01	<LD	125,55	1734,65	2,25	23,84	1,03	8,54	13,43	1,93
	Tes03	Zr1-L3-3a	32,34	65,21	1,22	0,059	0,000	0,000	80,95	<LD	9,42	513,88	0,073	4,93	0,032	1,42	1,44	0,44
	Tes03	Zr1-L3-3b	32,22	65,37	1,15	0,010	0,010	0,020	94,8	<LD	15,66	614,65	<LD	4,87	0,061	1,16	3,2	0,27
	Tes03	Zr1-L3-5a	32,00	65,09	1,05	0,000	0,000	0,008	176,38	<LD	12,45	1885,1	0,189	12,39	0,094	6,59	9,02	4,36
	Tes03	Zr1-L3-6b	32,07	65,31	1,18	0,000	0,000	0,009	205,69	<LD	8,76	365,89	1,32	7,61	0,41	2,9	2,12	0,48
	Tes03	Zr1-L3-7a	32,09	64,84	1,16	0,009	0,107	0,000	155,05	<LD	12,72	571,54	0,13	5,55	0,158	0,7	1,97	0,37
	Tes03	Zr1-L3-8a	32,21	64,94	1,25	0,000	0,097	0,014	140,99	<LD	3,55	612,58	0,084	8,94	0,052	1,52	1,68	0,93
	Tes03	Zr1-L3-8b	32,19	65,12	1,30	0,068	0,000	0,000	83,43	<LD	<LD	761,12	<LD	10,44	0,037	1,26	1,75	0,82
	Tes03	Zr1-L3-10a	32,04	65,34	1,28	0,046	0,000	0,043	126,18	<LD	4,84	357,45	0,032	7,46	0,047	0,64	1,13	0,46
	Tes03	Zr1-L3-10b	31,75	65,41	1,03	0,000	0,019	0,007	142,47	<LD	3,28	693,24	<LD	11,13	0,039	0,4	2	0,62
	Tes03	Zr1-L3-11a	31,97	65,40	1,18	0,040	0,000	0,044	262,78	<LD	7,19	1380,48	<LD	28,87	0,11	2,19	4,51	1,84
	Tes03	Zr1-L3-11b	32,19	64,75	1,43	0,132	0,321	0,000	214,08	<LD	4,26	1132,22	0,06	19,14	0,077	1,08	3,18	1,43
	Tes03	Zr1-L3-12a	32,05	65,70	1,34	0,005	0,039	0,009	15,36	<LD	1,42	146,27	<LD	6,34	0,0058	0,11	0,23	0,09
	Tes03	Zr1-L3-12b	31,75	65,89	1,33	0,047	0,000	0,030	124,34	<LD	8,56	781,62	0,12	21,27	0,17	2,36	4,57	0,95
	Tes03	Zr1-L3-13a	31,86	66,40	1,05	0,000	0,000	0,029	119,16	<LD	10,18	608,4	0,027	5,14	0,08	1,33	3,29	0,27
	Tes03	Zr1-L3-13b	31,57	65,08	1,33	0,062	0,097	0,047	138,9	<LD	7,57	654,02	0,03	4,63	0,036	0,78	2,07	0,38
	Tes03	Zr1-L3-14a	31,70	65,43	1,42	0,027	0,000	0,000	151,14	<LD	3,01	521,7	<LD	7,29	0,025	0,5	0,84	0,42
	Tes03	Zr1-L3-14b	31,85	65,16	1,22	0,051	0,097	0,000	122,69	<LD	4,92	588,39	0,008	10,74	0,026	0,39	1,48	0,59
	Tes03	Zr1-L3-15a	31,92	65,15	1,32	0,111	0,000	0,000	189,42	<LD	18,96	986,05	0,025	12,3	0,074	1,32	3,82	0,57
	Tes04	Zr1-L2-1a	32,17	66,14	1,11	0,000	0,000	0,000	342,38	<LD	1,94	845,04	0,075	9,71	0,058	0,67	2,02	0,97
	Tes04	Zr1-L2-1b	32,02	65,75	1,12	0,086	0,000	0,027	252,76	<LD	4,68	1342,99	<LD	22,16	0,056	1,16	3,11	1,49
	Tes04	Zr1-L2-2a	32,37	65,77	1,19	0,057	0,000	0,000	433,82	<LD	5,49	893,06	0,098	11,98	0,114	1,1	1,41	0,95
	Tes04	Zr1-L2-2b	31,88	64,98	1,13	0,123	0,126	0,007	348,03	<LD	3,14	980,4	0,08	15,75	0,127	0,69	2,74	1,32
	Tes04	Zr1-L2-3a	32,31	65,30	1,38	0,020	0,126	0,005	238,69	<LD	8,97	592,79	0,078	9,43	0,03	0,54	0,83	0,29
	Tes04	Zr1-L2-3b	31,70	65,09	1,24	0,025	0,000	0,016	173,81	<LD	<4.03	730,5	<LD	11,69	0,081	1,02	3,46	0,71
	Tes04	Zr1-L2-5a	31,97	64,93	1,21	0,011	0,010	0,000	258,66	<LD	8,19	1683,51	0,044	16,84	0,062	1,85	6,1	1,47
	Tes04	Zr1-L2-5b	32,05	65,35	1,47	0,000	0,156	0,000	248,27	<LD	7,65	797,16	0,46	15,37	0,194	1,66	2,61	0,22
	Tes04	Zr1-L2-6a	31,68	65,61	1,22	0,020	0,126	0,031	187,93	<LD	6,12	624,76	<LD	7,78	<LD	0,94	2,22	1,14
	Tes04	Zr1-L2-6b	31,69	65,07	1,15	0,018	0,000	0,000	251,65	<LD	<LD	758,87	0,06	9,88	<LD	0,72	2,38	1,03
	Tes04	Zr1-L2-7a	32,03	65,52	1,26	0,022	0,117	0,026	265,12	<LD	3,6	852,71	<LD	10,48	0,031	0,96	1,41	0,51
	Tes04	Zr1-L2-7b	31,61	65,58	1,23	0,056	0,000	0,052	153,08	<LD	2,32	1087,98	0,116	17,82	0,054	0,71	3,58	1,17
	Tes04	Zr1-L2-8a	32,16	64,94	1,31	0,007	0,136	0,000	96,39	<LD	<3.88	425,58	<LD	10,13	<LD	0,43	1,15	0,78
	Tes04	Zr1-L2-8c	31,74	64,51	1,56	0,118	0,000	0,000	104,54	<LD	<3.83	818,96	0,075	17,44	0,044	1,83	2,79	0,95
	Tes04	Zr1-L2-9a	31,86	65,79	1,24	0,000	0,000	0,000	223,02	<LD	7,49	1719,59	<LD	23,26	0,166	3,55	9,23	3,47
	Tes04	Zr1-L2-10a	32,10	65,40	1,28	0,006	0,049	0,025	204,6	<LD	9,23	1185,5	<LD	13,68	0,166	1,89	4,72	0,53
	Tes04	Zr1-L2-10b	31,87	65,28	1,36	0,002	0,000	0,000	213,24	<LD	15,15	655,9	0,093	11,17	0,059	0,95	2,26	0,33
	Tes04	Zr1-L2-11a	31,93	65,55	1,15	0,000	0,000	0,039	132,88	<LD	<LD	357,82	<LD	4,24	0,079	0,71	1,11	0,61
	Tes04	Zr1-L2-11b	31,84	65,72	1,13	0,048	0,000	0,000	176,89	<LD	4,02	658,43	0,108	7,07	0,085	1,02	1,83	0,9
	Tes04	Zr1-L2-12b	31,96	66,11	1,32	0,013	0,000	0,000	207,39	<LD	7,08	599,77	0,068	7,38	0,062	1,06	2,72	0,39
	Tes04	Zr1-L2-14a	32,17	64,89	1,26	0,045	0,029	0,001	237,29	<LD	4,21	674,6	<LD	6,15	<LD	0,42	2,09	0,89
	Tes04	Zr1-L2-14b	31,97	64,88	1,20	0,000	0,087	0,008	179,63	<LD	<LD	959,09	0,055	11,12	0,053	1,22	2,65	1,09
	Tes04	Zr1-L2-15a	32,24	64,32	1,19	0,025	0,223	0,000	201,22	<LD	10,35	1702,8	0,054	10,18	0,147	4,29	8,01	1,72
	Tes06	Zr1-L1-2a	32,02	65,94	1,12	0,000	0,127	0,001	444,79	<LD	3,57	944,13	0,016	10,94	0,046	1,12	2,43	1,29
	Tes06	Zr1-L1-2b	32,23	66,23	1,25	0,013	0,059	0,010	405,83	<LD	4,35	829,56	0,023	9,15	0,062	0,93	2,83	1,41
	Tes06	Zr1-L1-3a	31,75	66,57	1,24	0,024	0,166	0,000	499,61	<LD	3,73	813,9	0,02	10,82	0,014	0,9	2,25	1,00
	Tes06	Zr1-L1-3b	31,69	67,29	1,18	0,062	0,000	0,000	497,06	<LD	4,88	1154,31	0,064	13,45	0,021	1,14	2,79	0,96
	Tes06	Zr1-L1-4a	32,28	66,37	1,12	0,000	0,146	0,044	564,21	<LD	5,75	776,45	0,035	8,33	0,057	0,98	2,37	1,13
	Tes06	Zr1-L1-6a	31,99	65,92	1,17	0,022	0,068	0,024	446,15	<LD	2,5	755,46	<LD	9	0,038	0,71	2,11	0,99
	Tes06	Zr1-L1-6d	32,08	65,82	1,14	0,000	0,000	0,000	309,67	<LD	3,6	328,39	<LD	6,69	0,046	0,5	1,11	0,43
	Tes06	Zr1-L1-7a	31,78	65,47	1,22	0,110	0,000	0,038	286,62	<LD	4,79	795,71	<LD	12,41	0,043	0,6	1,45	0,53
	Tes06	Zr1-L1-7b	31,84	65,37	1,20	0,000	0,000	0,014	776,6	<LD	3,18	2199,77	<LD	54,94	0,062	1,61	5,65	1,82
	Tes06	Zr1-L1-8a	31,60	65,70	1,06	0,000	0,068	0,004	394,88	<LD	2,3	831,78	0,022	10,91	0,09	1,72	2,54	1,31
	Tes06	Zr1-L1-8c	31,75	66,22	1,14	0,000	0,000	0,000	392,89	<LD	4,89	1083,6	0,043	16,78	0,062	1,08	1,89	1,4
	Tes06	Zr1-L1-9a	31,59	65,32	1,00	0,000	0,214	0,000	592,58	<LD	4,19	2491,24	<LD	30,12	0,168	3,58	9,93	4,54
	Tes06	Zr1-L1-9b	32,66	65,60	1,03	0,000	0,000	0,008	1223,49	<LD	14,5	5820,04	0,054	68,19	0,478	9,52	21,89	9,83
	Tes06	Zr1-L1-10a	31,67	66,14	1,20	0,075	0,000	0,012	420,34	<LD	5,35	920,14	0,039	12,74	0,052	0,6	1,96	0,73
	Tes06	Zr1-L1-10c	31,45	65,54	1,65	0,152	0,214	0,033	364,3	<LD	5,41	1237,75	<LD	22,84	<LD	0,64	3,01	0,206
	Tes06	Zr1-L1-11a	31,74	65,75	1,26	0,086	0,000	0,015	520,67	<LD	2,29	1284,93	0,088	16,1	0,09	0,58	2,84	0,9
	Tes06	Zr1-L1-11b	31,75	66,18	1,19	0,000	0,262	0,000	339,68	<LD	2,67	1125,76	0,049	20,31	<LD	0,84	3,33	0,85
	Tes06	Zr1-L1-12a	32,14	65,58	1,21	0,000	0,087	0,017	371,63	<LD	5,45	586,82	<LD	6,5	0,039	0,33	1,47	0,58
	Tes06	Zr1-L1-12b	32,12	65,54	1,21	0,060	0,000	0,000	298,94	<LD	1,79	1074,39	<LD	13,39	0,081	0,6	2,49	1,46
	Tes06	Zr1-L1-13a	32,15	65,49	1,23	0,014	0,000	0,003	279,51	<LD	3,99	737,15	<LD	10,2	0,041	0,79	1,75	1,16
	Tes06	Zr1-L1-13b	31,79	65,89	1,22	0,003	0,058	0,005	320,82	<LD	5,7	914,31	<LD	15,18	0,104	1,53	2,52	1,36
	Tes06	Zr1-L1-14a	31,65	65,53	1,29	0,000	0,000	0,052	297,3	<LD	3,04	1224,45	0,202	35,55	0,394	2,46	3,81	1,93
	Tes06	Zr1-L1-14b	32,10	65,94	1,27	0,000	0,068	0,000	223,39	<LD	1,95	922,64	<LD	17,43	0,062	0,74	1,61	0,87
	Tes06	Zr1-L1-15a	31,81	65,65	1,46	0,104	0,000	0,026	532,54	<LD	2,8	1465,02	<LD	18,03	0,124	2,05	4,28	1,23
	Tes06	Zr1-L1-15b	31,74	66,31	1,41	0,010	0,068	[illegible]	387,79	<LD	4,49	1354,48	0,169	20,61	0,205	1,1	3,73	1,26

Gd_ppm	Tb_ppm	Dy_ppm	Ho_ppm	Er_ppm	Tm_ppm	Yb_ppm	Lu_ppm	Hf_ppm	Th_ppm	U_ppm	Ce/Ce*	Eu/Eu*	(Ce/Nd) /Y	(10.000xEu /Eu*)/Y	Dy/Yb	Th/U
9,67	3,36	46,06	17,9	87,16	23,44	280,72	46,06	8583	30,485	94,4	4,80	0,55	0,010	9,97	0,16	0,32
9,59	3,18	37,45	13,79	66,73	16,44	196,16	28,02	6183	8,185	23,05	24,57	0,71	0,006	15,29	0,19	0,36
4,28	1,43	21,33	8,54	41,26	11,1	131,36	21,1	5978	5,99	18,71	<LD	0,85	0,037	30,52	0,16	0,32
92,11	32,82	412,02	147,42	610,56	136,88	1400,68	193,41	7170	160,225	285,95	42,24	0,39	0,001	0,98	0,29	0,56
23,22	9,71	132,99	54,39	260,82	68,53	753,1	104,25	8695	54,035	179,25	5,85	0,29	0,003	1,93	0,18	0,30
66,31	24,19	310,65	112,35	451,63	94,55	950,82	130,01	6398	195,74	347,75	4,76	0,43	0,001	1,40	0,33	0,56
16,26	6,51	90,32	36,69	170,25	42,81	444,21	62	9268	52,805	205,6	2,19	0,17	0,003	1,65	0,20	0,26
34,17	11,2	136	45,69	212,39	51,27	569,75	73,72	9914	119,805	326,46	93,04	0,20	0,004	1,36	0,24	0,37
11,97	4,58	65,01	25,27	117,94	31,21	362,16	49,58	9307	61,345	217,54	60,08	0,32	0,026	4,68	0,18	0,28
35,58	12,75	190,73	81,95	397,55	91,39	1080,17	167,01	6148	287,44	488,02	54,35	0,73	0,005	3,00	0,18	0,59
7	2,47	35,69	14,49	73,29	19,85	252,18	41,26	8952	31,135	167,77	242,40	0,54	0,068	11,50	0,14	0,19
8,79	3,41	41,2	16,07	78,85	21,19	254,58	43,24	10166	53,02	153,66	<LD	0,48	0,063	8,80	0,16	0,35
8,46	2,43	27,85	10,54	47,38	12,39	151,96	24,05	7089	10,81	39,2	26,28	0,59	0,019	19,36	0,18	0,28
5,49	2,02	26,75	10,33	55,38	14,03	185,69	30,59	6716	9,975	47,56	<LD	0,70	0,038	20,62	0,14	0,21
62,39	22,61	313,64	111,39	492,8	106,37	1176,34	145,05	6606	93,435	226,43	6,84	0,44	0,001	1,45	0,27	0,41
37,29	14,55	174,65	64,55	280,08	69,31	722,52	92,59	6116	57,935	176,05	36,70	0,39	0,002	2,05	0,24	0,33
47,6	16,23	199,29	71,34	323,97	74,76	805,26	122,63	7105	113,285	177,83	9,60	0,41	0,002	1,86	0,25	0,64
66,63	22,95	292,02	100,36	446,15	92,58	1000,42	136,44	7123	106,165	281,41	4,12	0,34	0,001	1,18	0,29	0,38
9,98	3,77	56,39	22,26	115,49	30,02	347,95	48,76	8532	41,27	129,85	17,98	0,27	0,019	4,07	0,16	0,32
26,12	8,63	117,93	42,55	191,51	41,15	443,14	59,65	6447	26,685	54,47	22,57	0,33	0,002	2,83	0,27	0,49
14,64	5,91	86,1	31,85	143,73	37,51	409,66	55,85	8297	37,285	118,36	10,23	0,26	0,010	2,93	0,21	0,32
48,95	21,43	324,18	112,54	569,8	128,56	1158,14	203,9	11479	217,265	389,17	<LD	0,23	0,007	0,83	0,28	0,56
51,66	16,16	212,5	62,5	320,48	74,91	694,34	109,93	10556	45,235	200,77	3,79	0,22	0,002	1,29	0,31	0,23
12,64	4,77	61,24	21,55	105,73	31,04	281,14	41,11	12900	25,63	122,44	24,68	0,31	0,007	6,12	0,22	0,21
14,21	5,09	80,66	22,18	94,97	26,91	253,76	40,72	10280	31,05	136,07	<LD	0,12	0,007	1,99	0,32	0,23
52,12	17,67	235,78	73,54	346,63	83,69	671,99	120,49	9697	53,375	106,8	22,49	0,61	0,001	3,25	0,35	0,50
8,13	1,85	32,71	11,68	73,25	19,52	210,32	41,58	10051	16,14	56,47	2,50	0,35	0,007	9,63	0,16	0,29
8,96	3,83	52,17	18,99	100,21	29,03	230,68	36,57	11171	24,255	78,54	9,37	0,27	0,014	4,70	0,23	0,31
12,87	4,07	60,82	21,01	117,5	35,83	371,83	80,13	11330	20,13	86,61	32,73	0,61	0,010	9,95	0,16	0,23
10,89	4,22	67,52	24,45	136,75	44,21	452,87	93,22	11120	21,8	99,72	<LD	0,57	0,011	7,52	0,15	0,22
5,09	2,06	28,05	11,69	60,01	16,53	199,38	35,35	7847	22,76	94,45	46,54	0,58	0,033	16,36	0,14	0,24
8,73	3,77	55,17	22,71	121,94	33,33	390,02	61,09	8119	33,99	128,28	<LD	0,45	0,040	6,52	0,14	0,26
23,31	9,65	128	50,67	236,31	59,1	697,62	102,26	6756	136,01	306,2	<LD	0,55	0,010	3,96	0,18	0,44
17,94	6,9	88,86	34,36	173,28	44,02	533,58	78,88	6831	86,82	218,57	68,13	0,58	0,016	5,10	0,17	0,40
1,29	0,58	8,68	4,29	26,12	8,79	124,39	26,95	10961	41,22	312,69	<LD	0,50	0,394	34,43	0,07	0,13
18,05	6,41	72,84	24,28	107,38	25,13	271,77	37,82	8032	37,39	83,07	36,03	0,32	0,012	4,08	0,27	0,45
14,17	5,23	60,93	20,35	91,22	20,1	205,12	28,13	6866	18,3	142,91	26,76	0,12	0,006	1,98	0,30	0,13
12,7	4,49	60,38	22,37	96,07	22,84	246,72	38,73	8269	22,785	252,58	34,08	0,23	0,009	3,45	0,24	0,09
5,62	2,75	36,67	16,1	83,53	23,4	310,17	53,18	8208	13,695	72,23	<LD	0,59	0,028	11,29	0,12	0,19
6,81	2,98	43,51	18,5	91,69	27,37	351,43	57,69	7539	22,83	99,8	180,16	0,57	0,047	9,63	0,12	0,23
20,22	7,51	98,24	35,2	157,32	36,56	370,93	49,05	8450	97,07	199,82	69,18	0,20	0,009	2,00	0,26	0,49
12,58	4,98	72,27	28,4	146,48	44,32	503,54	98,16	10863	26,005	109,07	35,62	0,59	0,017	6,94	0,14	0,24
21,27	7,89	121,57	44,76	225,18	63,62	727,02	132,54	12538	44,51	156,91	<LD	0,56	0,014	4,16	0,17	0,28
13,59	5,65	72,99	31,19	172,46	50,08	508,43	92,02	10914	38,5	158,72	27,42	0,66	0,012	7,41	0,14	0,24
15,48	5,75	86,08	35,19	180,64	50,57	590,16	107,87	10393	40,175	154,32	37,80	0,62	0,023	6,30	0,15	0,26
8,47	2,34	41,79	16,98	91,5	25,86	340,27	59,05	11105	13,005	85,15	47,16	0,33	0,029	5,62	0,12	0,15
9,19	4,23	68,15	25,16	130,48	40,21	468,17	81,25	11649	18,69	107,21	<LD	0,38	0,016	5,25	0,15	0,17
34,67	11,14	175,09	60,36	270,56	66,15	648,13	99,78	9419	96,405	227,77	78,00	0,31	0,005	1,83	0,27	0,42
11,82	4,82	67,99	24,83	149,91	42,35	434,47	68,53	11048	58,49	178,75	12,45	0,12	0,012	1,51	0,16	0,33
8,87	3,09	49,14	19,48	101,67	28,37	344,21	65,64	9849	13,14	64,87	<LD	0,78	0,013	12,53	0,14	0,20
13,64	4,29	70,17	23,46	137,57	37,93	425,61	83,25	10178	21,4	105,39	<LD	0,55	0,018	7,26	0,16	0,20
10,93	4,09	74,2	26,7	142,57	42,01	482,85	85,89	12068	26,87	161,05	<LD	0,40	0,013	4,64	0,15	0,17
13,95	5,17	92,4	33,9	193,05	55,27	638,5	125,11	10799	44,57	184,23	54,47	0,50	0,023	4,64	0,14	0,24
8,39	2,45	43,65	14,18	74,97	21,8	236,47	45,04	11573	22,335	115,99	<LD	0,77	0,055	17,99	0,18	0,19
13,29	4,89	70,87	23,96	125,73	34,7	384,61	69,79	12492	60,04	199,4	73,45	0,48	0,012	5,81	0,18	0,30
42,3	14,26	183,16	58,74	275,25	69,54	698,29	102,01	9247	94,94	123,91	<LD	0,54	0,004	3,11	0,26	0,77
26,32	10,46	129,81	43,13	203,25	49,48	449,02	75,17	13186	93,545	166,29	<LD	0,14	0,006	1,22	0,29	0,56
11,81	4,64	65,56	19,89	114,35	28,91	274,67	47,48	12036	57,955	134,63	36,48	0,19	0,018	2,97	0,24	0,43
6,33	1,66	36,03	11,38	68,94	20,92	216,33	47,34	10801	8,28	36,79	<LD	0,70	0,017	19,60	0,17	0,23
13,75	4,31	50,48	20,96	120,43	37,33	358,62	75,81	10864	17,23	67,02	17,85	0,55	0,011	8,31	0,14	0,26
10,44	4,49	64,09	22,25	108,6	29,58	246,83	40,79	11940	38,575	94,6	27,50	0,22	0,012	3,72	0,26	0,41
10,07	3,6	55,52	19,62	114,51	33,88	372,91	76,01	10617	14,265	57,86	<LD	0,59	0,022	8,77	0,15	0,25
15,24	6,08	93,05	34,89	181,94	47,39	478,97	97,36	10861	29,765	110,67	49,83	0,52	0,010	5,45	0,19	0,27
38,8	13,43	176,94	58,53	273,21	67,84	588,07	96,28	10331	88,405	140,45	27,64	0,30	0,001	1,75	0,30	0,63
13,45	4,96	80,57	30,55	160,44	46,3	596,42	104,08	12365	23,18	124,38	97,56	0,69	0,010	7,29	0,14	0,19
13,36	5,01	74,76	28,87	139,45	36,66	496,53	84,54	10767	23,06	100,62	58,62	0,70	0,012	8,43	0,15	0,23
11,67	3,88	63,35	25,88	132,01	36,57	439,25	75,72	9916	16,98	92,14	156,44	0,59	0,015	7,31	0,14	0,18
15,53	5,82	88,62	34,61	180,47	48,47	600,26	103,83	10906	23,5	132,61	88,76	0,44	0,010	3,85	0,15	0,18
11,73	4,01	59,71	24,28	125,7	34,44	436,74	76,43	10077	16,04	76,27	45,12	0,65	0,011	8,41	0,14	0,21
11,59	3,64	59,32	22,23	119	33,18	407,53	77,3	10986	18,645	79,3	<LD	0,61	0,017	8,08	0,15	0,24
4,95	1,73	26,9	10,31	49,85	13,96	186,44	31,49	10949	15,655	67,44	<LD	0,56	0,041	17,03	0,14	0,23
11,65	4,56	72	29,7	137,75	35,08	377,11	61,73	11324	19,39	72,34	<LD	0,39	0,026	4,94	0,19	0,27
36,85	13,53	195,53	67,77	281,75	65,17	662,91	95,38	10698	511,165	573,16	<LD	0,38	0,016	1,75	0,29	0,89
13,55	4,71	64,58	26,91	134,68	35,66	423,85	75,16	9063	25,765	87,38	59,32	0,68	0,008	8,18	0,15	0,29
13,34	5,06	85,39	34,33	180,66	45,9	549,46	103,4	11605	23,62	110,23	78,62	0,85	0,014	7,84	0,16	0,21
53,77	17,93	242,84	79,21	356,75	84,47	819,76	121,72	9680	80,87	200,41	<LD	0,60	0,003	2,40	0,30	0,40
122,93	43,36	590,64	209,5	920,14	207,95	1991,43	311,08	8133	229,85	485,82	102,68	0,58	0,001	0,99	0,30	0,47
13,22	5,09	79,91	28,3	147,95	38,08	388,51	66,72	10098	26,89	80,6	68,44	0,44	0,023	4,75	0,21	0,33
15,87	7,01	108,42	40,67	211,73	52,1	521,82	85,92	11755	58,56	220,2	<LD	0,09	0,029	0,73	0,21	0,27
17,52	6,05	99,88	38,56	207,69	56,55	599,43	110,55	11816	44,46	243,21	43,77	0,39	0,022	3,03	0,17	0,18
17,09	5,99	91,36	32,74	167,94	42,39	508,74	97,48	10777	49,5	167,68	<LD	0,34	0,021	3,05	0,18	0,30
9,33	2,85	47,09	19,15	101,19	26,77	321,27	65,26	10111	11,48	52,81	<LD	0,48	0,034	8,14	0,15	0,22
14,08	5,86	86,5	32,65	173,77	50,04	551,83	106,89	10712	26,73	118,5	<LD	0,75	0,021	7,00	0,16	0,23
11,86	4,7	66,92	24,39	121,92	34,97	396,18	77,58	11208	26,85	98,9	<LD	0,78	0,018	10,53	0,17	0,27
18,76	5,35	91,71	32,12	167,77	45,16	531,89	95,05	11227	40,215	125	<LD	0,60	0,011	6,59	0,17	0,32
18,27	6,4	98,43	35,17	192,13	55,63	597,33	110,96	12345	67,14	250,47	30,49	0,71	0,012	5,76	0,16	0,27
11,11	4,51	66,16	27,73	150,34	43,3	500,16	87,1	11850	58,67	221,67	<LD	0,63	0,026	6,80	0,13	0,26
23,73	9,69	138,03	47,76	282,48	74,49	834,93	142,67	14462	54,815	258,65	<LD	0,37	0,006	2,54	0,17	0,21
20,72	8,23	116,33	44,85	239,9	61,96	688,57	126,06	12917	59,41	249,09	26,79	0,44	0,014	3,23	0,17	0,24

11.5. Anexo E: “Metodologías apatitos detríticos”

E.1 Muestreo

El Distrito Minero de Centinela (DMC) proporciona acceso a un registro sedimentario que está compuesto por 6 unidades de gravas, Eoceno medio - Mioceno, correspondientes a gravas de Esperanza, Atravesados (Atravesados II y Atravesados III), Tesoro (Tesoro I, Tesoro II y Tesoro III), Arrieros y sedimentos los Ratones y actuales (Riquelme et al., 2018, Pizarro et al., 2019), las cuales reflejan diferentes ambientes de deposición (ver Capitulo 2). Además, dentro del registro estratigráfico es posible encontrar cuerpos con mineralización exótica de cobre syn-sedimentaria, los cuales se hospedan en las Gravas de Tesoro II y Arrieros (Fernadez-Mort et al., 2018). Además de un paleocanal (circulación de fluidos mineralizantes), localizado en la parte superior de las gravas Arrieros y en la parte inferior de los sedimentos actuales

Un total de 7 muestras de ~ 7 kg aproximadamente fueron tomadas del DMC. El muestro se realizó en el rajo del yacimiento Exótico de cobre El Tesoro y alrededores y se focalizó en unidades de gravas con mineralización exótica de cobre y gravas estériles. Las muestras para el análisis geoquímico y petrográfico de apatitos detríticos fueron seleccionadas dentro del registro estratigráfico del DMC. Tres muestras (Tes06, Tes04 y Tes03) fueron tomadas de la subunidad de gravas Tesoro II. La muestra Tes06 y Tes03 se extrajeron de niveles de gravas posicionadas por debajo y por encima del manto exótico inferior del yacimiento Tesoro, mientras que la muestra Tes04 fue tomada directamente del manto. La muestra Tes02 fue extraída de la subunidad Tesoro III, la cual corresponde a gravas estériles. Dos muestras se tomaron de la Unidad de gravas Arrieros, correspondientes a Tes07 y Tes 01. La primera fue extraída del manto superior (prolongación horizontal del manto en el rajo de Tesoro), mientras que la segunda se tomó en gravas que contienen un paleocanal con mineralización exótica de cobre. Solo una muestra se tomó de sedimentos aluviales recientes. En este lugar la muestra presenta circulación de fluidos meteóricos con mineralización de cobre.

E.2 Procesamiento analítico

En la UCN, las muestras provenientes de las diferentes unidades estratigráficas del DMC fueron tamizadas para separar la porción clástica inferior a 0,5 mm de la matriz (<0,5 mm). Luego, en la Universidad de Chile, la fracción pesada (parte donde se concentran los circones) fue separada de la fracción ligera a partir de una mesa vibradora de agua (modelo GENESIS). Los apatitos de la fracción pesada se separaron por medio de un líquido denso

(Diiodometano, 3,31 g/cm3) y técnicas de separación magnética (inclinación: 20°, amperaje > 1.2 Amps) en el Departamento de Earth, Ocean y Atmospheric Sciences de la universidad de British Columbia (UBC). Solo 13 granos de apatito fueron recolectados de todas las unidades estratigráfica, los cuales fueron seleccionados por medio de *pick-up* y montados en un disco con resina *epoxy*, para posteriormente ser pulidas aproximadamente a medio grosor de grano en el GET.

La morfología externa y estructuras internas de los de los apatitos fueron examinados a través de un microscopio de luz trasmitida-reflejada en el GET. Estos estudios fueron complementados con imágenes de CL obtenidas en la Universidad de Pau et des Pays de l'Adour (UPPA, Francia). Las imágenes de apatitos con diferentes colores de luminiscencia fueron obtenidas usando un equipo Cathodyne CL stage montado sobre un microscopio petrográfico. Las muestras se irradiaron en una cámara de vacío con un haz de electrones de aproximadamente 12 kV y la corriente se ajustó entre 100 a 300 μA.

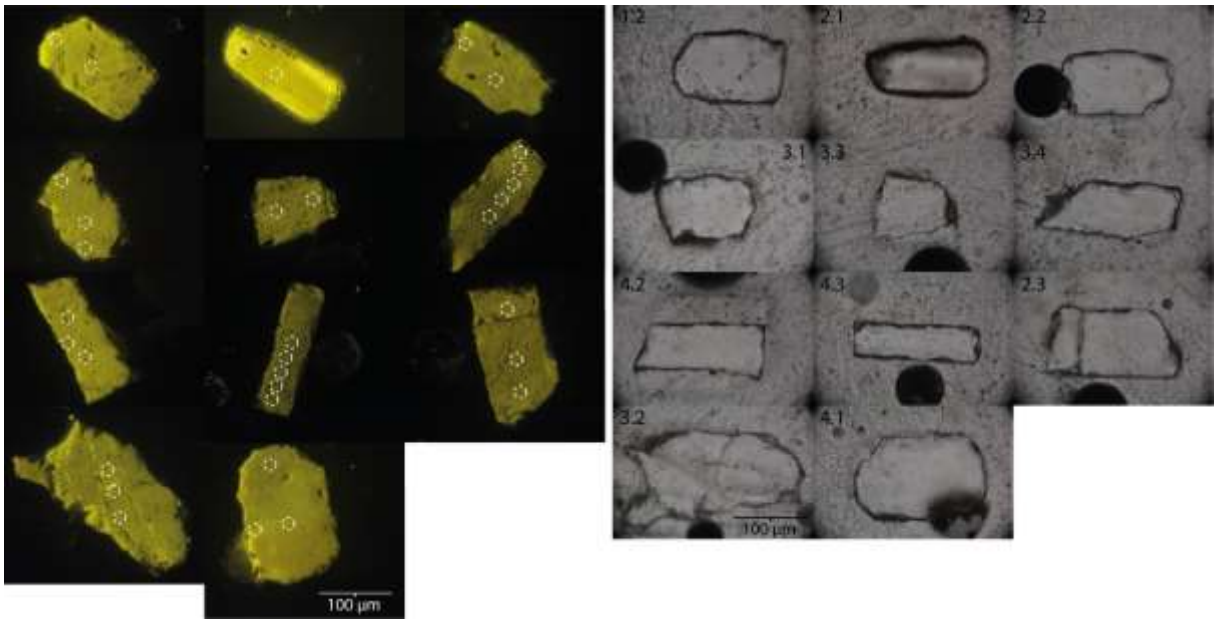
Los análisis cuantitativos de elementos mayores y menores de apatitos detríticos se realizaron en el Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing, usando una EMPA CAMECA SX-Five en el CMRC. Las condiciones de operación fueron: voltaje de excitación de 15 kV, un haz de corriente de 20 nA, el tiempo de conteo para el peak de los elementos en total fue de 15 s (5 s en el blanco para establecer el background y 10 s para la recolección del dato) y el diámetro del spot fue de 4 μm. La reducción de datos fue hecha por el método 'PAP' $\phi(\rho Z)$ (Pouchou & Pichoir 1985). Los siguientes estándares fueron utilizados para cada elemento: Apatito durango (O), Albita (O), MgO (Mg), Al_2O_3 (Al), woll (O), Tugtupite (Be), $MnTiO_3$ (Mn); Fe_2O_3 (Fe), $SrSO_4$ (Sr), $SrSO_4$-MAC (Sr), $LaPO_4$ (La) y $CePO_4$ (Ce).

Las fórmulas del apatito se calcularon sobre la base de cinco átomos de Al, Ce, Fe, Mn, Mg, Ca y Na. Asumiendo que el Si y S sustituyen al P (Elliot, 1994). Se utilizaron la estequiometría y los valores totales para transformar los óxidos de cada elemento en unidad por formula (pfu, siglas en ingles) y determinar la aceptación de cada análisis. Debido a que los contenidos de Al_2O_3 de la apatita son típicamente cercanos a cero (e.g. Peng et al., 1997), las concentraciones de Al se usaron para determinar cualquier contaminación por inclusiones u otras fases.

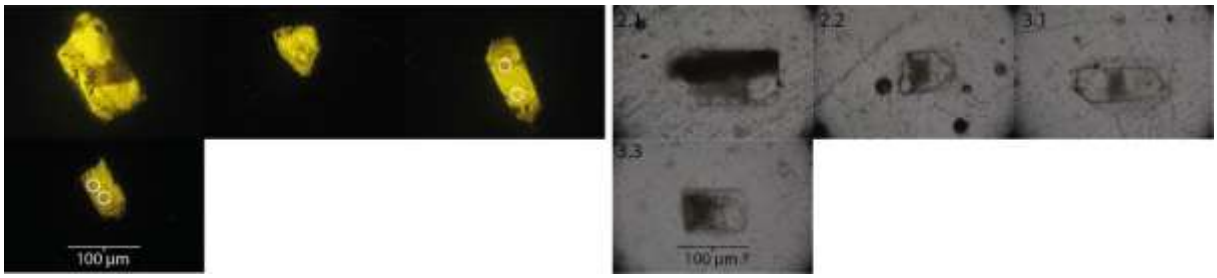
11.6. Anexo F: “Material complementario apatitos”

F.1 Imágenes de catodoluminiscencia (1) y microscopia de luz trasmitida (2) de apatitos provenientes del DPCs

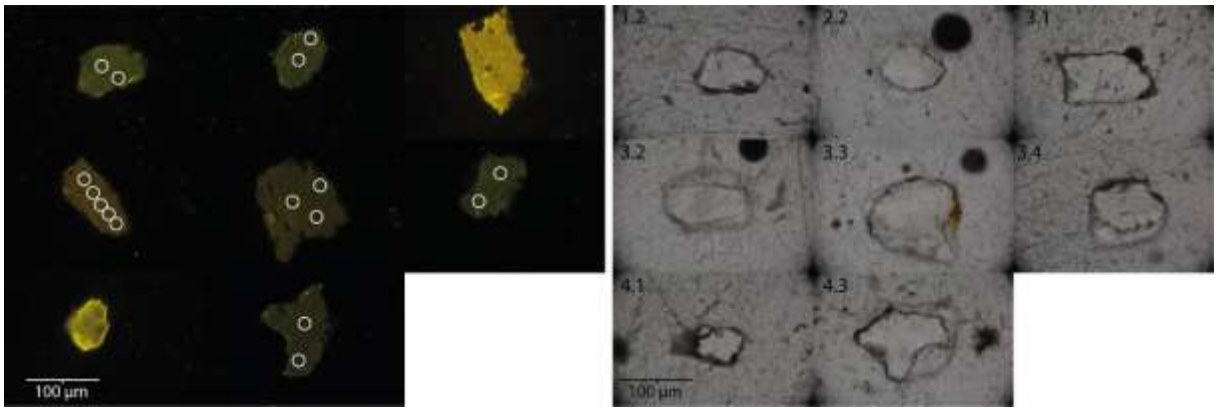
Ch04



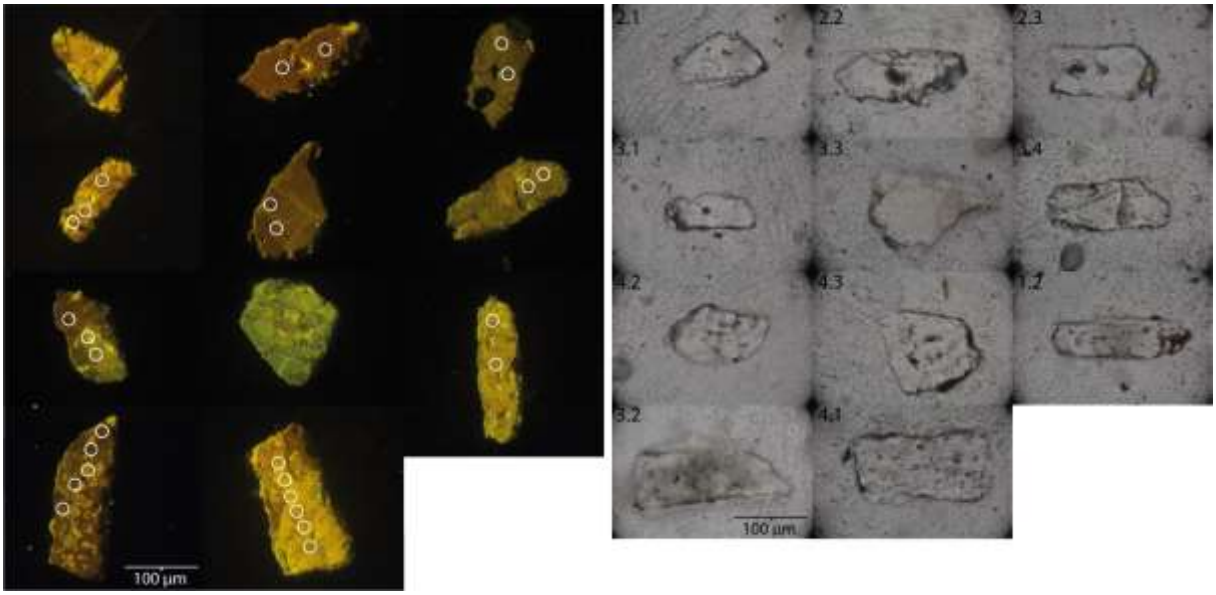
Ch13



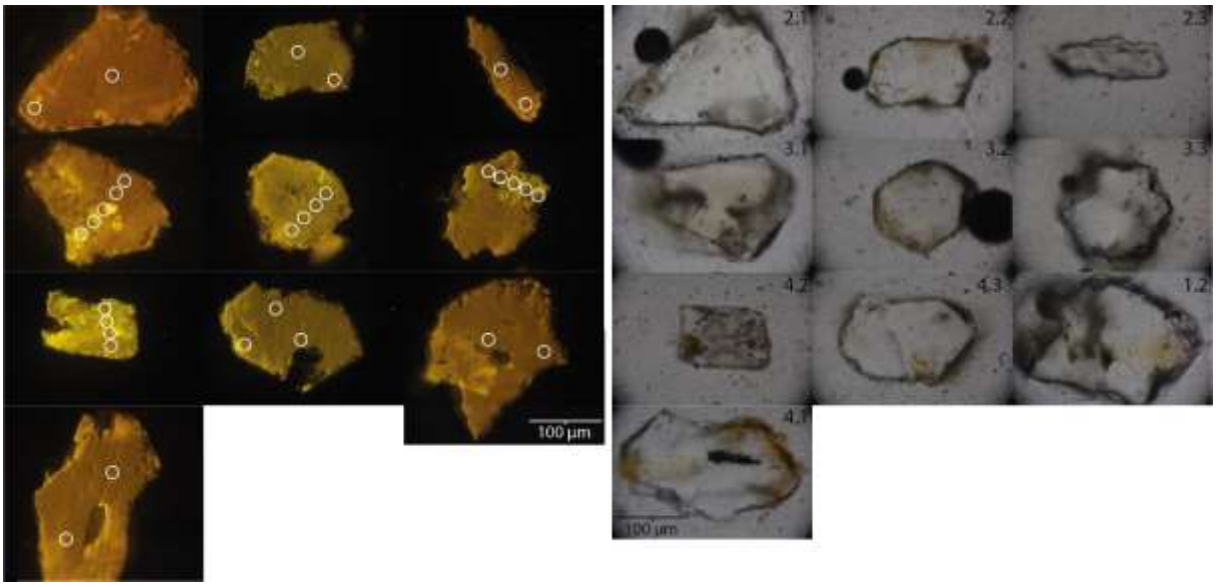
Ch18



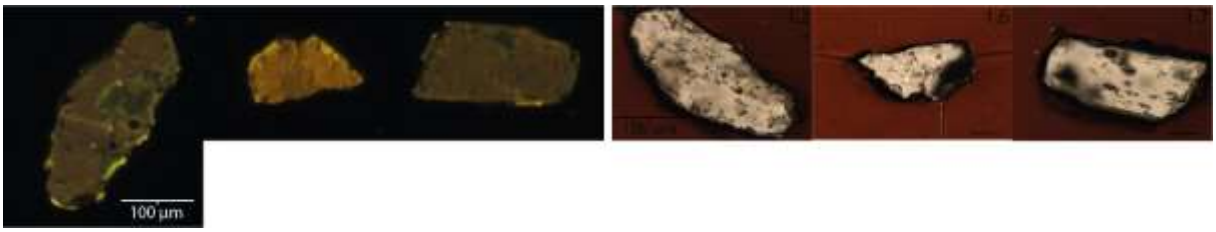
M01



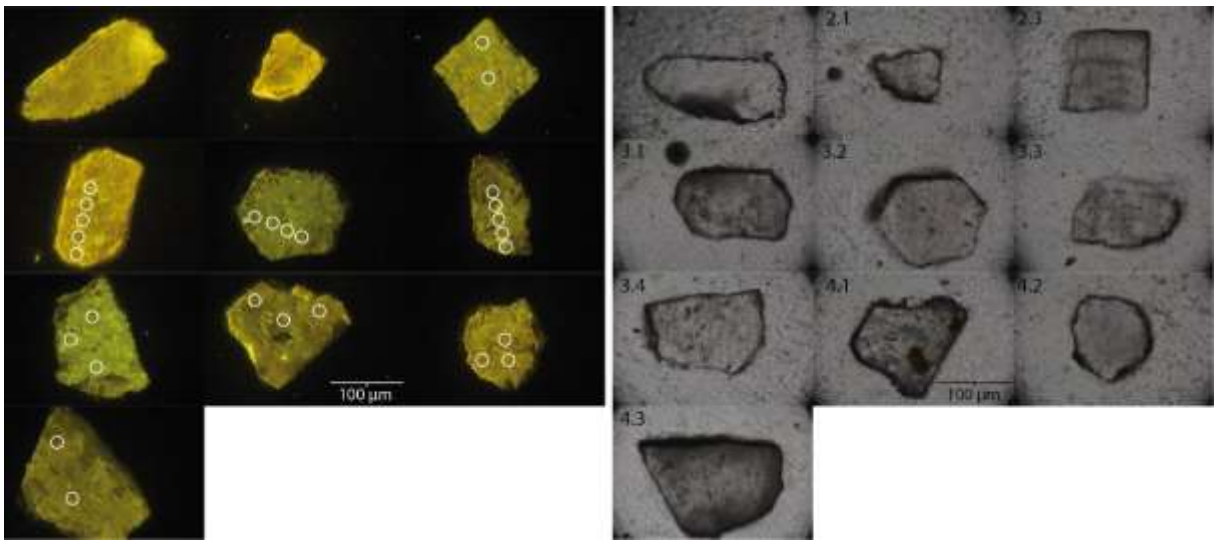
M03



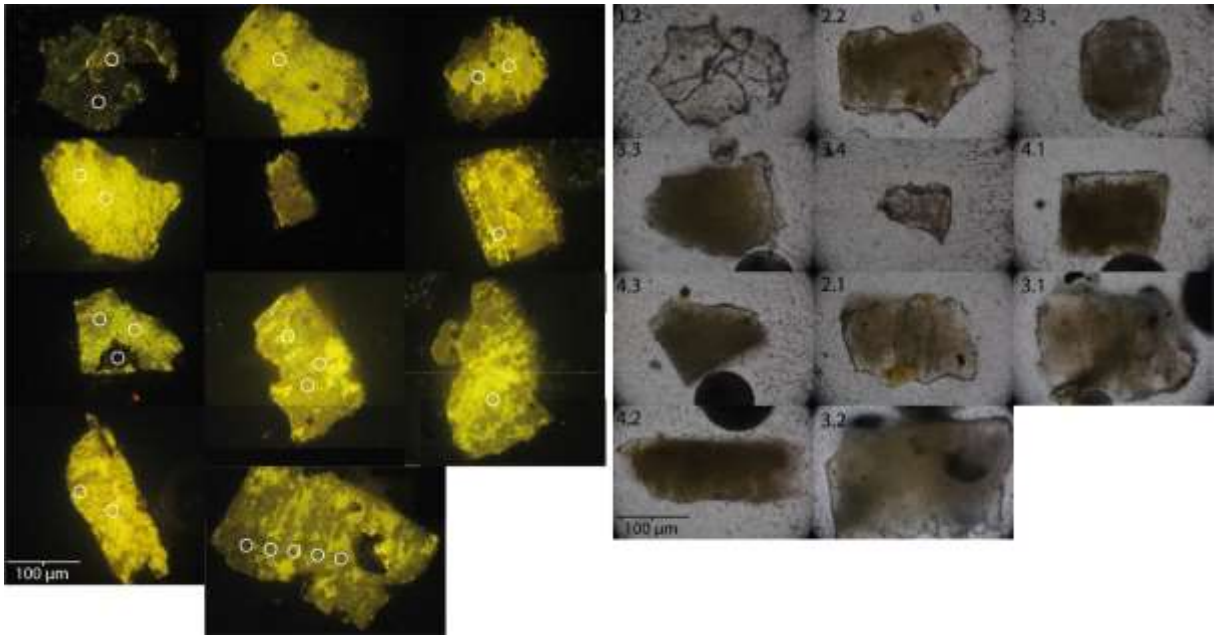
Esp01



Esc03



Esc06



F.2 Análisis EMPA y LA-ICP-MS provenientes de apatitos del área fuente

DPC	Alt. H	Ablación	CL	Ar.	Na2O	Na_pfu	MgO	Mg_pfu	Al2O3	Al_pfu	SiO2	Si_pfu	P2O5	P_pfu	SO3	S_pfu	Cl	Cl_pfu	CaO	Ca_pfu	MnO	Mn_pfu	FeO	Fe_pfu	Mn/Fe
Chuquicamata	Potásica	Ch04-2_1-1	V-A	c	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	41,8	2,97	<LD	<LD	0,03	0,004	55,74	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-2_1-2	V-A	b	0,135	0,011	<LD	<LD	<LD	<LD	0,053	0,004	40,9	2,98	0,13	0,010	<LD	<LD	55,67	4,97	0,12	0,0084	0,11	0,0075	1,12
		Ch04-3_1-1	V	c	0,057	0,005	<LD	<LD	0,000	0,000	0,054	0,004	41,1	3,01	0,04	0,003	0,02	0,003	56,22	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-3_1-2	V	b	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000	0,000	<LD	<LD	41,8	2,98	<LD	<LD	<LD	<LD	55,76	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-3_1-3	V	b	0,083	0,007	0,024	0,003	0,000	0,000	0,087	0,006	43,3	3,00	<LD	<LD	<LD	<LD	55,86	4,97	0,17	0,0122	0,08	0,0054	2,26
		Ch04-4_1-1	V	c	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000	0,000	0,039	0,003	41,6	2,98	0,05	0,004	<LD	<LD	55,89	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-4_1-2	V	b	0,091	0,007	<LD	<LD	0,000	0,000	0,069	0,005	42,4	2,96	0,08	0,006	0,03	0,005	55,72	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-4_1-3	V	b	0,054	0,004	0,039	0,005	0,032	0,005	0,055	0,004	42,5	2,98	0,08	0,006	<LD	<LD	55,68	4,98	0,10	0,0071	<LD	<LD	<LD
		Ch04-1_2-1	V	c	0,080	0,007	<LD	<LD	0,026	0,004	0,174	0,011	42,0	2,89	0,17	0,012	0,06	0,009	54,88	4,98	0,16	0,0112	<LD	<LD	<LD
		Ch04-1_2-2	V-A	b	0,090	0,007	<LD	<LD	0,021	0,003	0,085	0,006	40,9	2,93	0,11	0,008	0,07	0,010	55,07	4,97	0,13	0,0093	<LD	<LD	<LD
		Ch04-2_2-1	V	c	0,097	0,008	<LD	<LD	0,000	0,000	0,164	0,011	41,5	2,91	0,10	0,008	0,05	0,007	55,12	4,99	<LD	<LD	0,08	0,0058	<LD
		Ch04-2_2-2	V-A	b	0,099	0,008	<LD	<LD	0,000	0,000	0,157	0,011	41,2	2,95	0,04	0,003	0,04	0,005	55,51	4,98	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-3_2-1	V	c	0,060	0,005	<LD	<LD	0,034	0,005	0,063	0,004	41,6	2,97	0,06	0,004	0,04	0,005	55,74	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-3_2-2	V	b	0,083	0,007	<LD	<LD	<LD	<LD	0,064	0,004	41,7	2,96	0,11	0,008	<LD	<LD	55,56	4,98	0,10	0,0071	0,10	0,0073	0,98
		Ch04-3_2-3	V	b	<LD	<LD	0,108	0,014	0,035	0,005	0,070	0,005	38,4	2,93	0,06	0,005	0,07	0,009	53,20	4,80	<LD	<LD	2,61	0,1837	<LD
		Ch04-4_2-1	V	c	0,083	0,007	0,037	0,005	0,000	0,000	0,058	0,004	41,8	2,92	0,12	0,009	0,03	0,005	55,06	4,97	0,10	0,0074	0,13	0,0091	0,82
		Ch04-4_2-2	V	b	0,092	0,008	<LD	<LD	<LD	<LD	0,150	0,010	41,0	2,92	0,06	0,004	0,03	0,005	55,25	4,99	0,08	0,0059	<LD	<LD	<LD
		Ch04-4_2-3	V	b	0,113	0,009	<LD	<LD	0,000	0,000	0,085	0,006	40,6	2,96	0,04	0,003	0,03	0,004	55,62	4,98	0,08	0,0059	<LD	<LD	<LD
		Ch04-2_3-1	V-G	c	0,077	0,006	<LD	<LD	0,000	0,000	0,155	0,010	42,3	2,96	0,09	0,007	0,03	0,004	55,37	4,96	0,13	0,0093	<LD	<LD	<LD
		Ch04-2_3-2	V-G	b	0,099	0,008	<LD	<LD	<LD	<LD	0,163	0,011	40,0	2,89	0,11	0,009	0,05	0,007	54,95	4,98	0,10	0,0073	<LD	<LD	<LD
		Ch04-2_3-3	V-G	b	0,087	0,008	<LD	<LD	0,022	0,004	0,077	0,004	31,5	1,75	12,42	0,736	0,03	0,004	50,81	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-3_3-1	V-G	c	0,069	0,006	<LD	<LD	0,019	0,003	0,084	0,006	40,4	2,81	0,08	0,006	<LD	<LD	53,91	4,98	0,08	0,0059	0,13	0,0095	0,62
		Ch04-3_3-2	V-G	b	0,048	0,004	0,050	0,006	<LD	<LD	0,069	0,005	40,9	2,94	0,04	0,003	0,02	0,003	55,37	4,98	0,09	0,0063	<LD	<LD	<LD
		Ch04-4_3-1	V-G	c	0,106	0,009	<LD	<LD	0,000	0,000	0,143	0,010	40,7	2,91	0,13	0,010	0,04	0,006	55,22	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-4_3-2	V-G	c	0,108	0,009	0,052	0,007	0,000	0,000	0,098	0,007	40,4	2,88	<LD	<LD	0,06	0,008	54,68	4,98	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch04-4_3-3	V-G	c	0,094	0,008	<LD	<LD	<LD	<LD	0,135	0,009	40,5	2,90	0,13	0,010	0,06	0,008	54,93	4,98	0,12	0,0086	0,08	0,0055	1,56
		Ch04-4_3-4	V-G	b	0,120	0,010	<LD	<LD	0,026	0,004	0,120	0,008	40,1	2,91	0,16	0,012	0,07	0,010	55,09	4,98	<LD	<LD	0,08	0,0057	<LD
		Ch04-4_3-5	V-G	b	0,041	0,003	0,033	0,004	<LD	<LD	0,093	0,006	41,1	2,94	0,08	0,006	0,08	0,011	55,40	4,99	0,08	0,0058	<LD	<LD	<LD
		Ch04-3_4-1	V-G	c	0,079	0,007	<LD	<LD	<LD	<LD	0,137	0,009	40,1	2,89	0,19	0,014	0,06	0,008	54,79	4,97	0,09	0,0066	0,09	0,0065	1,02
		Ch04-3_4-2	V-G	c	0,120	0,010	<LD	<LD	<LD	<LD	0,171	0,011	41,3	2,94	0,14	0,010	0,07	0,010	55,19	4,96	0,14	0,0097	<LD	<LD	<LD
		Ch04-3_4-3	V-G	c	0,104	0,008	0,052	0,007	<LD	<LD	0,242	0,016	41,5	2,95	0,19	0,015	0,05	0,007	55,33	4,95	0,19	0,0132	0,09	0,0059	2,23
		Ch04-3_4-4	V-G	b	0,109	0,009	0,048	0,006	0,000	0,000	0,220	0,015	39,2	2,82	0,08	0,006	0,06	0,009	54,10	4,97	0,15	0,0111	<LD	<LD	<LD
		Ch04-3_4-5	V-G	b	0,075	0,006	<LD	<LD	0,048	0,007	0,137	0,009	41,4	2,92	0,19	0,014	0,05	0,007	54,99	4,96	0,14	0,0098	<LD	<LD	<LD
	Propilítica	Ch18-1_2-1	V	c	0,060	0,005	<LD	<LD	0,022	0,003	0,136	0,009	42,9	2,97	<LD	<LD	0,25	0,035	55,61	4,98	0,14	0,0100	<LD	<LD	<LD
		Ch18-1_2-2	V	b	<LD	<LD	<LD	<LD	0,023	0,004	0,204	0,013	40,8	2,84	<LD	<LD	0,15	0,022	54,27	4,98	<LD	<LD	0,11	0,0082	<LD
		Ch18-2_2-1	V	c	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,163	0,011	42,3	2,95	<LD	<LD	0,16	0,022	55,69	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-2_2-2	V	b	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,148	0,010	41,7	2,85	0,11	0,008	0,14	0,020	54,65	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_2-1	V-P	c	0,077	0,006	0,030	0,004	0,026	0,004	0,163	0,011	42,8	2,98	<LD	<LD	0,22	0,032	55,79	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_2-2	V-P	c	0,056	0,005	<LD	<LD	0,000	0,000	0,202	0,014	41,5	2,96	<LD	<LD	0,20	0,029	55,68	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_2-3	V-P	c	0,052	0,004	<LD	<LD	0,000	0,000	0,203	0,014	42,2	2,98	0,07	0,005	0,19	0,026	55,99	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_2-4	V-P	b	0,120	0,010	<LD	<LD	0,000	0,000	0,289	0,019	41,6	2,92	0,10	0,007	0,22	0,031	55,33	4,98	<LD	<LD	0,09	0,0066	<LD
		Ch18-3_2-5	V-P	b	0,061	0,005	<LD	<LD	0,024	0,003	0,262	0,018	40,9	2,96	0,04	0,003	0,25	0,036	55,67	4,98	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_3-1	V-P	c	0,082	0,007	<LD	<LD	0,000	0,000	0,246	0,017	40,6	2,94	0,06	0,005	0,28	0,040	55,56	4,99	0,08	0,0057	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_3-2	V-P	b	0,067	0,005	<LD	<LD	0,000	0,000	0,220	0,015	41,5	2,98	0,10	0,008	0,17	0,023	56,01	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_3-3	V-P	b	<LD	<LD	<LD	<LD	0,025	0,004	0,238	0,016	41,4	2,89	<LD	<LD	0,10	0,014	55,02	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_4-1	V	c	0,049	0,004	0,031	0,004	<LD	<LD	0,099	0,007	42,7	2,99	<LD	<LD	0,22	0,031	55,96	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Ch18-3_4-2	V	b	0,052	0,004	<LD	<LD	0,000	0,000	0,071	0,005	42,1	2,90	0,05	0,004	0,27	0,039	55,01	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
Mirador	Potásica	M01-3_1-2	V-A	b	0,098	0,008	0,143	0,018	<LD	<LD	<LD	<LD	42,7	2,95	0,07	0,005	0,55	0,079	54,68	4,91	0,48	0,0339	0,37	0,0260	1,30
		M01-3_1-3	V-A	c	0,026	0,002	0,021	0,003	<LD	<LD	0,046	0,003	40,5	2,87	<LD	<LD	0,24	0,035	54,08	4,95	0,47	0,0339	0,20	0,0143	2,36
		M01-4_1-1	V-A	c	0,056	0,005	0,055	0,007	<LD	<LD	0,050	0,003	41,7	2,94	<LD	<LD	0,52	0,074	54,81	4,94	0,46	0,0331	0,22	0,0157	2,10
		M01-4_1-2	V-A	c	0,110	0,009	0,046	0,006	<LD	<LD	<LD	<LD	41,7	3,00	<LD	<LD	0,56	0,079	55,32	4,93	0,46	0,0328	0,29	0,0199	1,65
		M01-4_1-3	V-A	c	0,094	0,008	0,043	0,005	<LD	<LD	0,026	0,002	42,2	2,98	<LD	<LD	0,44	0,062	55,26	4,94	0,45	0,0319	0,16	0,0114	2,79
		M01-4_1-4	V-A	c	0,071	0,006	0,038	0,005	0,000	0,000	<LD	<LD	42,2	2,96	0,06	0,005	0,42	0,059	54,91	4,93	0,53	0,0378	0,17	0,0118	3,19
		M01-4_1-5	V-A	c	0,062	0,005	0,028	0,003	<LD	<LD	<LD	<LD	41,9	2,95	0,05	0,004	0,39	0,055	54,96	4,95	0,28	0,0198	0,14	0,0097	2,04
		M01-4_1-6	V-A	b	0,088	0,007	0,085	0,011	<LD	<LD	0,022	0,001	41,9	2,90	<LD	<LD	0,74	0,107	54,08	4,92	0,55	0,0397	0,35	0,0247	1,61
		M01-1_2-2	V-A	b	0,084	0,007	0,037	0,005	0,000	0,000	<LD	<LD	42,0	2,96	0,07	0,005	0,41	0,059	55,11	4,94	0,43	0,0306	0,20	0,0137	2,24
		M01-2_2-1	P	c	0,117	0,010	0,347	0,044	<LD	<LD	<LD	<LD	40,9	2,93	0,06	0,004	1,43	0,204	52,86	4,77	1,32	0,0946	0,93	0,0657	1,44
		M01-2_2-2	P	b	0,162	0,013	0,407	0,051	0,000	0,000	<LD	<LD	42,3	2,93	0,08	0,006	1,36	0,195	53,04	4,79	1,21	0,0861	0,85	0,0599	1,44
		M01-3_2-1	P	c	0,125	0,010	0,255	0,032	0,022	0,003	0,062	0,004	41,5	2,89	<LD	<LD	1,29	0,186	53,11	4,83	0,77	0,0554	0,77	0,0547	1,01
		M01-3_2-2	P	c	0,118	0,010	0,159	0,020	0,000	0,000	0,033	0,002	41,0	2,95	<LD	<LD	1,01	0,144	54,13	4,87	0,93	0,0659	0,50	0,0351	1,88
		M01-3_2-3	V-P	c	0,270	0,022	0,083	0,010	0,000	0,000	0,025	0,002	41,6	2,91	0,12	0,009	0,68	0,098	54,08	4,90	0,61	0,0438	0,35	0,0250	1,75
		M01-3_2-4	P	b	0,170	0,014	0,135	0,017	0,000	0,000	0,061	0,004	40,0	2,84	0,11	0,008	0,91	0,133	53,02	4,87	0,76	0,0551	0,62	0,0443	1,24
		M01-3_2-5	P	b	0,120	0,010	0,186	0,023	0,025	0,004	0,032	0,002	40,4	2,90	0,10	0,008	1,05	0,151	53,18	4,83	0,90	0,0647	0,72	0,0512	1,26
		M01-4_2-1	V	c	0,047	0,004	0,064	0,008	<LD	<LD	<LD	<LD	41,5	2,93	<LD	<LD	0,25	0,036	54,89	4,96	0,26	0,0185	0,08	0,0054	3,41
		M01-4_2-2	P	b	0,166	0,014	0,141	0,018	<LD	<LD	<LD	<LD	40,5	2,88	0,05	0,004	0,72	0,103	53,33	4,87	0,88	0,0636	0,54	0,0383	1,66
		M01-4_2-3	V	c	0,097	0,009	0,028	0,004	0,037	0,006	0,100	0,007	33,2	2,37	<LD	<LD	0,13	0,021	49,40	4,95	0,22	0,0172	0,13	0,0101	1,70
		M01-2_3-1	V-P	c	0,162	0,013	0,071	0,009	<LD	<LD	<LD	<LD	41,5	2,87	0,06	0,004	0,60	0,087	53,57	4,90	0,63	0,0453	0,45	0,0322	1,41
		M01-2_3-2	V-P	b	0,145	0,012	0,095	0,012	<LD	<LD	<LD	<LD	41,5	2,87	0,08	0,006	0,49	0,070	53,69	4,90	0,47	0,0337	0,37	0,0267	1,26
		M01-3_3-1	V-P	c	0,216	0,018	0,146	0,018	0,000	0,000	0,036	0,002	41,1	2,90	0,12	0,009	0,95	0,136	53,66	4,86	0,69	0,0497	0,51	0,0362	1,37
		M01-3_3-2	V-P	b	0,163	0,014	0,147	0,019	0,027	0,004	<LD	<LD	42,5	2,85	0,08	0,006	0,95	0,137	53,28	4,88	0,60	0,0432	0,51	0,0363	1,19
		M01-3_4-1	V-P	c	0,090	0,007	0,057	0,007	0,000	0,000	<LD	<LD	41,0	2,87	0,07	0,005	0,66	0,096	54,16	4,95	0,40	0,0291	0,13	0,0091	3,21
		M01-3_4-2	V-P	b	0,121	0,010	<LD	<LD	0,000	0,000	<LD	<LD	40,6	2,94	<LD	<LD	0,56	0,079	54,94	4,95	0,24	0,0171	0,14	0,0097	1,76
	Filica débil	M03-2_1-1	An	c	0,230	0,019	0,121	0,015	<LD	<LD	<LD	<LD	41,4	2,85	0,18	0,013	1,34	0,194	53,23	4,88	0,68	0,0490	0,52	0,0370	1,32
		M03-2_1-2	An	b	0,163	0,014	0,111	0,014	0,032	0,005	<LD	<LD	41,6	2,85	0,21	0,015	1,06	0,154	53,11	4,86	0,83	0,0600	0,44	0,0317	1,89
		M03-3_1-1	V-P	c	0,204	0,017	0,086	0,011	<LD	<LD	0,040	0,003	41,6	2,88	0,18	0,013	0,93	0,134	53,59	4,88	0,84	0,0602	0,43	0,0306	1,97
		M03-3_1-2	P	c	0,218	0,018	0,116	0,015	0,030	0,004	0,048	0,003	41,4	2,88	0,19	0,014	1,03	0,149	53,22	4,85	0,80	0,0573	0,62	0,0444	1,29
		M03-3_1-3	P	b	0,181	0,015	0,106	0,013	0,022	0,003	0,057	0,004	41,6	2,88	0,09	0,007	0,81	0,117	53,38	4,86	0,80	0,0576	0,41	0,0292	1,97
		M03-3_1-4	P	b	0,187	0,015	0,110	0,014	0,000	0,000	<LD	<LD	41,3	2,88	0,11	0,008	0,72	0,103	53,46	4,87	0,76	0,0549	0,41	0,0294	1,87
		M03-3_1-5	P	b	0,163	0,013	0,110	0,014	0,031	0,005	0,033	0,002	41,6	2,86	0,15	0,011	1,01	0,146	53,00	4,84	1,00	0,0723	0,51	0,0363	2,00
		M03-4_1-1	P	c	0,270	0,022	0,134	0,017	<LD	<LD	0,038	0,003	40,8	2,90	0,25	0,019	1,21	0,173	53,77	4,87	0,67	0,0476	0,50	0,0353	1,35
		M03-4_1-2	P	b	0,244	0,020	0,112	0,014	<LD	<LD	0,042	0,003	40,6	2,90	0,13	0,010	1,04	0,150	53,70	4,87	0,71	0,0509	0,39	0,0279	1,83
		M03-1_2-1	P	c	0,206	0,017	0,112	0,014	0,000	0,000	<LD	<LD	41,1	2,88	0,19	0,014	1,25	0,179	53,70	4,89	0,72	0,0517	0,44	0,0311	1,66
		M03-1_2-2	P	b	0,216	0,018	0,117	0,015	0,000	0,000	<LD	<LD	41,3	2,84	0,14	0,010	1,27	0,185	53,15	4,88	0,73	0,0533	0,43	0,0310	1,72
		M03-2_2-1	P-G	c	0,230	0,019	0,151	0,019	<LD	<LD	0,047	0,003	41,7	2,91	0,13	0,010	1,26	0,181	53,54	4,85	0,81	0,0583	0,54	0,0378	1,54
		M03-2_2-2	P-G	b	0,205	0,017	0,131	0,017	<LD	<LD	0,038	0,003	40,3	2,85	0,15	0,011	1,30	0,189	53,02	4,86	0,78	0,0567	0,51	0,0364	1,56
		M03-3_2-1	P-G	c	0,260	0,021	0,158	0,020	0,000	0,000	0,037	0,002	41,9	2,87	0,06	0,005	1,54	0,222	53,41	4,88	0,54	0,0393	0,35	0,0247	1,59
		M03-3_2-2	P-G	c	0,238	0,020	0,084	0,011	<LD	<LD	0,050	0,003	42,1	2,85	0,10	0,007	1,47	0,212	53,62	4,91	0,46	0,0335	0,37	0,0261	1,28
		M03-3_2-3	P-G	c	0,229	0,019	0,103	0,013	0,000	0,000	<LD	<LD	40,6	2,87	0,07	0,005	1,51	0,217	53,43	4,88	0,59	0,0428	0,45	0,0317	1,35
		M03-3_2-4	P-G	b	0,166	0,014	0,115	0,015	0,000	0,000	0,042	0,003	41,9	2,88	0,10	0,008	1,42	0,205	53,65	4,89	0,63	0,0456	0,27	0,0195	2,33
		M03-4_2-1	V-P	c	0,163	0,013	0,126	0,016	<LD	<LD	<LD	<LD	41,1	2,93	0,05	0,004	0,66	0,094	53,58	4,84	1,16	0,0829	0,59	0,0416	1,99
		M03-4_2-2	V	c	0,166	0,014	0,112	0,014	0,000	0,000	0,029	0,002	41,1	2,93	<LD	<LD	0,75	0,107	53,62	4,85	0,88	0,0631	0,59	0,0419	1,51
		M03-4_2-3	V	b	0,048	0,004	0,073	0,009	<LD	<LD	<LD	<LD	42,0	2,94	<LD	<LD	0,44	0,063	54,24	4,89	1,06	0,0755	0,25	0,0176	4,29
		M03-4_2-4	V	b	0,056	0,005	0,056	0,007	0,000	0,000	<LD	<LD	42,1	2,97	<LD	<LD	0,26	0,036	55,10	4,94	0,52	0,0369	0,12	0,0085	4,36
		M03-2_3-1	P	c	0,158	0,013	0,118	0,015	<LD	<LD	<LD	<LD	41,1	2,85	0,15	0,011	1,30	0,189	53,21	4,88	0,68	0,0493	0,45	0,0319	1,55
		M03-2_3-2	P	b	0,204	0,017	0,124	0,016	<LD	<LD	0,043	0,003	40,3	2,88	0,21	0,016	1,37	0,198	53,53	4,87	0,73	0,0529	0,40	0,0287	1,84
		M03-3_3-1	P	c	0,235	0,019	0,147	0,019	0,000	0,000	0,052	0,003	40,8	2,88	0,08	0,006	1,09	0,157	53,29	4,85	0,75	0,0537	0,48	0,0340	1,58
		M03-3_3-2	P	b	0,167	0,014	0,115	0,015	0,000	0,000	<LD	<LD	41,9	2,84	0,14	0,010	1,08	0,157	53,21	4,89	0,65	0,0472	0,50	0,0362	1,30
		M03-3_3-3	P	b	0,175	0,014	0,066	0,008	0,026	0,004	0,036	0,002	40,6	2,90	0,34	0,026	0,43	0,061	54,69	4,95	0,30	0,0215	0,08	0,0057	3,77
		M03-3_3-4	V	b	0,261	0,021	0,054	0,007	<LD	<LD	<LD	<LD	40,2	2,89	0,47	0,036	0,33	0,047	54,60	4,94	0,39	0,0279	0,10	0,0067	4,14
		M03-3_3-5	P	b	0,201	0,017	0,119	0,015	0,000	0,000	<LD	<LD	41,0	2,87	<LD	<LD	0,85	0,123	53,26	4,88	0,74	0,0539	0,30	0,0217	2,48
		M03-4_3-1	P-G	c	0,237	0,020	0,111	0,014	0,024	0,004	0,037	0,002	41,1	2,86	0,10	0,008	1,30	0,187	53,26	4,87	0,70	0,0506	0,47	0,0336	1,51
		M03-4_3-2	P-G	c	0,224	0,018	0,139	0,018	0,000	0,000	0,024	0,002	40,3	2,89	0,17	0,013	1,15	0,166	53,51	4,86	0,69	0,0494	0,41	0,0288	1,72
		M03-4_3-3	P-G	b	0,211	0,018	0,112	0,014	<LD	<LD	<LD	<LD	40,8	2,83	0,33	0,025	1,03	0,150	53,14	4,88	0,74	0,0535	0,36	0,0261	2,05

Na_ppm	Al_ppm	Si_ppm	V_ppm	Mn_ppm	Sr_ppm	Y_ppm	La_ppm	Ce_ppm	Pr_ppm	Nd_ppm	Sm_ppm	Eu_ppm	Gd_ppm	Dy_ppm	Er_ppm	Yb_ppm	Lu_ppm	Pb_ppm	Th_ppm	U_ppm	REE+Y	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Sr/Y
119,8	<LD	<LD	3,25	505	149	1480	87,2	580	119	657	223,4	15,3	222,2	253,8	154,2	152,3	19,7	<LD	1,0	16,2	3.987	1,38	0,21	0,10
101,7	<LD	<LD	4,45	455	147,3	1504	77,3	532	110	631	209,6	15,3	217,1	255,4	156,7	158,8	19,8	<LD	0,7	15,2	3.910	1,40	0,22	0,10
57,4	<LD	<LD	6,05	396	184,9	1416	105,1	436	81	444	160,7	11,3	180,8	232,4	136,3	125,2	15,5	6,0	1,9	9,7	3.363	1,15	0,20	0,13
57,7	<LD	<LD	6	369,7	181,3	1371	103,7	426	78	450	162,4	10,9	177,2	227,8	131,1	123,5	14,9	<LD	4,1	33,6	3.296	1,15	0,20	0,13
143,8	<LD	940	5,55	451	136,7	2479	189,5	807	145	850	333,0	18,9	390,0	432,0	248,6	217,1	29,5	<LD	19,7	35,4	6.174	1,18	0,16	0,06
139,2	<LD	600	4,77	377,8	129,3	2057	195,9	779	135	766	287,3	16,0	338,8	358,7	201,2	177,7	24,0	<LD	14,5	26,9	5.365	1,16	0,16	0,06
168,9	<LD	<LD	4,59	427	148,5	1958	221,2	841	141	768	279,0	16,7	320,0	342,0	193,2	167,1	23,2	<LD	10,2	26,4	5.298	1,15	0,17	0,08
184,8	<LD	<LD	4,54	464	147,1	1954	266,1	965	156	814	285,0	16,9	322,0	339,0	193,7	167,4	23,1	<LD	9,8	26,3	5.530	1,14	0,17	0,08
176,3	<LD	890	4,85	455,8	147,1	2010	271,6	974	157	817	294,1	16,9	320,3	354,4	200,9	175,0	23,2	<LD	10,8	32,7	5.643	1,14	0,17	0,07
170	<LD	<LD	5,94	520	165,6	2092	145,4	809	154	850	300,4	18,2	329,6	377,0	198,3	174,5	21,8	<LD	2,9	20,1	5.498	1,31	0,18	0,08
149,8	<LD	<LD	5,45	534	173,2	2039	136,7	763	146	858	283,7	17,9	316,2	366,0	188,5	165,9	21,6	<LD	2,5	20,7	5.329	1,31	0,18	0,08
145,8	<LD	820	5,48	527	153,4	2190	134,6	762	145	847	302,3	19,7	338,6	403,0	209,2	183,6	22,8	<LD	2,3	21,4	5.587	1,32	0,19	0,07
177	<LD	900	2,62	725	142,7	1653	96,2	457	85	567	197,9	11,1	227,4	299,0	178,9	183,0	24,1	<LD	1,6	7,7	4.007	1,23	0,16	0,09
188	<LD	<LD	2,38	685	143,3	1798	112,2	513	94	618	205,4	10,9	243,9	317,0	194,3	195,3	26,8	<LD	1,6	6,9	4.359	1,21	0,15	0,08
291	<LD	<LD	2,2	4920	423	2160	1420	3.800	520	2.400	540,0	66,0	470,0	402,0	211,0	208,0	29,0	<LD	52,0	170,0	12.258	1,07	0,40	0,20
367	113	<LD	0,43	4880	479	1614	423,9	1.273	190	945	270,6	35,7	276,7	285,3	163,3	166,2	23,1	26,0	18,4	43,9	5.691	1,09	0,40	0,30
88,3	<LD	<LD	0,31	1965	406	573	36,7	217	47	311	120,9	18,3	132,5	116,7	55,1	49,1	6,5	<LD	<LD	2,3	1.692	1,26	0,44	0,71
134	<LD	<LD	0,57	4150	484	715	72,2	347	68	400	136,0	21,3	144,7	135,0	71,6	70,3	9,9	4,2	<LD	3,6	2.201	1,20	0,46	0,68
620	<LD	<LD	0,71	4460	458	743	312	1.020	156	778	200,0	28,3	178,5	143,9	72,1	70,8	9,9	7,5	2,0	14,5	3.724	1,12	0,46	0,62
126,7	<LD	<LD	0,68	2892	465	674	91,9	414	78	445	139,2	21,5	138,8	123,4	65,9	64,1	8,9	<LD	0,2	4,7	2.275	1,18	0,47	0,69
121	<LD	<LD	0,87	2922	468	679	67,6	318	62	372	128,6	21,3	129,6	121,5	68,0	69,0	9,6	6,5	<LD	3,4	2.057	1,19	0,50	0,69
104,8	<LD	<LD	1,02	2497	457	639	64,9	312	63	369	124,5	24,3	121,8	112,5	63,5	65,4	9,9	<LD	1,2	3,3	1.979	1,18	0,60	0,72
355	5120	12500	4,5	2963	473	923	475	1.580	239	1.151	268,3	28,5	229,7	177,7	89,9	79,6	11,0	7,2	12,6	42,9	5.265	1,14	0,35	0,51
273,6	4,8	<LD	0,3	10240	530	1256	299,8	919	160	819	240,2	47,5	245,7	238,7	135,0	145,6	22,1	6,4	2,6	17,1	4.550	1,01	0,60	0,42
285,5	<LD	<LD	0,34	11120	560,7	1169	329,7	1.084	167	845	249,8	45,5	250,5	238,3	125,5	129,2	18,1	11,6	5,7	28,0	4.670	1,12	0,55	0,48
239	13,1	<LD	1,26	5600	602	576	348	1.015	146	669	161,5	25,8	131,6	112,3	59,7	61,7	9,1	<LD	10,2	17,2	3.325	1,09	0,54	1,05
440	3,8	<LD	1,54	6260	522	538	210	664	98	473	119,9	22,7	106,8	100,2	56,6	62,4	9,6	10,8	5,4	6,9	2.470	1,12	0,61	0,97
346	<LD	<LD	2,87	6250	505	951	742	2.047	263	1.152	250,0	41,6	210,3	176,4	96,8	101,6	15,1	<LD	17,8	39,0	6.062	1,12	0,55	0,53
268	<LD	<LD	0,59	7180	464	671	520	1.470	183	810	185,0	33,5	152,0	124,0	68,3	71,6	10,0	<LD	22,1	27,9	4.308	1,15	0,61	0,69
373	7,5	720	3,02	6620	466	991	919	2.480	309	1.324	270,0	44,8	221,0	185,4	99,3	108,3	16,1	<LD	23,7	36,8	6.983	1,13	0,56	0,47
203	<LD	<LD	<LD	5070	542	1025	123	440	74	416	146,9	31,5	168,5	183,3	113,1	120,7	17,4	<LD	0,9	11,8	2.877	1,12	0,61	0,53
189,7	0,49	<LD	<LD	6050	506,3	977	109	475	90	545	201,4	33,9	208,6	195,2	103,1	96,9	13,6	<LD	<LD	7,7	3.063	1,16	0,50	0,52
171	<LD	<LD	<LD	5090	493	753	120,1	445	77	432	147,7	28,3	161,5	153,4	82,4	79,9	11,0	<LD	0,7	10,5	2.503	1,12	0,56	0,65
350,6	<LD	<LD	0,64	4840	429	1066	486	1.469	210	1.002	248,8	33,6	235,8	203,4	108,2	110,2	15,5	<LD	12,9	52,1	5.205	1,11	0,42	0,40
378	<LD	<LD	1,17	4940	434	1134	579	1.684	237	1.122	264,9	33,6	249,7	213,0	115,9	115,5	16,6	<LD	14,1	55,9	5.783	1,10	0,40	0,38
336	<LD	<LD	1,54	5440	365,3	918	449	1.488	215	1.032	242,4	36,3	218,6	177,7	94,4	92,7	13,1	8,2	11,4	42,8	4.991	1,16	0,48	0,40
328	<LD	<LD	2,67	5320	356	972	435,9	1.418	210	1.035	253,1	38,2	219,1	188,7	96,2	97,2	13,7	<LD	17,1	45,8	4.992	1,13	0,49	0,37
180,3	<LD	<LD	0,42	2871	353	962	142,2	553	94	519	169,3	25,9	177,9	178,1	103,4	109,8	16,6	11,0	1,6	18,0	3.067	1,16	0,45	0,37
198,3	<LD	<LD	0,85	3312	362,7	1020	184	662	111	594	183,3	28,2	192,7	191,8	107,6	111,6	15,9	<LD	2,8	21,3	3.418	1,12	0,46	0,36
437	1	<LD	4,07	5187	431,7	873	1049	2.626	350	1.478	298,3	27,1	227,2	175,0	85,3	77,8	10,5	<LD	60,1	54,9	7.290	1,05	0,32	0,49
429	2,1	<LD	3,51	6230	453	884	968	2.408	317	1.357	277,4	28,2	222,7	177,4	89,4	85,5	11,6	<LD	40,1	52,0	6.839	1,05	0,35	0,51
394	2,1	<LD	4,47	7270	526	919	896	2.287	299	1.309	267,8	28,3	227,8	180,5	95,1	86,0	12,0	<LD	28,9	46,0	6.621	1,07	0,35	0,57
396	<LD	<LD	4,69	7090	481	897	912	2.280	300	1.280	266,2	28,6	225,1	177,4	93,2	87,1	11,8	<LD	29,2	41,9	6.572	1,05	0,36	0,54
400	<LD	<LD	5,13	7010	490	916	880	2.237	304	1.299	275,9	28,6	219,9	179,6	93,6	87,9	11,8	<LD	29,9	40,9	6.546	1,05	0,35	0,53
380	3,7	<LD	4,1	6900	517	919	830	2.171	295	1.294	275,8	30,2	228,5	186,1	95,0	88,3	12,2	7,5	26,5	39,5	6.439	1,06	0,37	0,56
787	94,8	<LD	3,25	4950	497	862	648	1.750	242	1.070	243,0	29,5	207,0	166,1	85,3	79,1	11,2	<LD	19,8	30,4	5.406	1,07	0,40	0,58
408,1	<LD	<LD	4,09	5367	463	795	1044	2.506	319	1.343	260,5	28,5	212,0	160,2	84,2	79,7	11,2	19,0	37,1	44,7	6.855	1,05	0,37	0,58
404,5	<LD	<LD	4,3	5587	477,9	818	1016	2.471	317	1.323	262,0	27,1	212,3	162,3	87,5	82,8	11,3	<LD	34,4	42,1	6.803	1,05	0,35	0,58
458	<LD	<LD	3,73	5590	442	922	982	2.621	338	1.434	295,7	28,1	236,0	183,1	94,5	83,6	11,5	23,0	38,7	46,2	7.243	1,10	0,32	0,48
443	<LD	<LD	3,95	5740	431	893	965	2.576	334	1.423	282,6	26,5	228,7	178,3	89,0	83,3	11,1	<LD	38,9	47,1	7.103	1,10	0,32	0,48
448	16,8	<LD	4,56	6070	474	991	953	2.457	325	1.419	299,3	28,1	244,9	195,2	99,1	90,0	12,2	<LD	38,2	47,1	7.128	1,07	0,32	0,48
455	<LD	<LD	3,16	5680	404,5	1001	958	2.492	331	1.465	305,3	28,0	247,6	193,9	98,4	87,7	12,3	10,0	37,2	53,4	7.234	1,07	0,31	0,40
448	<LD	<LD	2,99	4196	395,1	1039	1053	2.689	351	1.524	317,9	28,7	254,9	201,0	104,9	91,6	12,6	<LD	36,1	54,1	7.682	1,07	0,31	0,38
448	<LD	<LD	3,59	3879	390,5	1073	1102	2.829	368	1.607	340,4	28,9	263,9	206,1	108,1	97,8	13,6	10,0	34,3	48,8	8.053	1,07	0,29	0,36
443	3,9	<LD	3,56	3938	392,9	1092	1107	2.846	378	1.621	335,3	29,7	269,8	209,2	109,3	100,7	13,5	6,0	39,4	52,9	8.127	1,06	0,30	0,36
449	<LD	<LD	3,1	4345	402,1	1111	1117	2.848	371	1.622	338,1	31,0	276,8	211,8	111,3	101,8	14,1	10,0	48,2	60,8	8.170	1,07	0,31	0,36
284	20,5	<LD	0,38	8260	718	870	380	1.167	175	840	218,7	29,8	193,5	168,5	91,0	87,1	12,7	14,0	11,4	16,2	4.246	1,10	0,44	0,83
157,4	10,5	<LD	<LD	7030	651	820	190	614	94	485	143,5	18,5	153,0	153,6	91,5	87,4	12,4	9,0	5,1	14,5	2.875	1,11	0,38	0,79
131,9	<LD	<LD	0,32	7000	737	799	226	680	102	504	141,0	20,0	152,0	148,7	87,2	85,0	12,6	12,0	5,9	16,2	2.971	1,08	0,42	0,92
210	26	<LD	<LD	6400	646	794	196	677	109	573	171,8	20,8	167,2	156,4	86,9	84,9	11,8	<LD	1,5	17,0	3.061	1,12	0,37	0,81
443	32	<LD	3,19	5610	435	917	794	2.125	286	1.281	290,6	26,5	240,3	183,0	91,9	79,1	10,8	<LD	54,7	43,6	6.338	1,08	0,31	0,47
442	<LD	<LD	3,32	5590	420,5	906	931	2.450	322	1.428	306,0	27,9	247,2	186,0	91,3	77,5	10,7	9,0	66,5	43,1	6.996	1,08	0,31	0,46
398	2	<LD	5,65	6318	516	834	787	2.088	274	1.204	263,8	30,2	205,6	167,9	88,2	83,0	11,5	<LD	31,0	44,9	6.050	1,09	0,40	0,62
417	<LD	<LD	4,18	6440	490	832	935	2.379	308	1.305	266,1	28,2	207,8	165,9	85,3	82,0	12,2	<LD	31,6	42,8	6.619	1,07	0,37	0,59
249,5	<LD	<LD	2,42	4810	511	761	564	1.464	192	828	196,7	21,3	169,6	145,1	84,5	81,8	11,8	<LD	19,2	25,4	4.532	1,08	0,36	0,67
260	11,4	<LD	1,34	5020	550	747	491	1.330	180	791	187,6	20,5	164,4	143,1	80,8	80,5	11,2	<LD	13,4	21,3	4.239	1,08	0,36	0,74
318	2,4	<LD	2,57	5760	487	755	624	1.620	214	935	210,0	23,2	175,5	152,3	80,5	77,8	10,8	11,8	19,8	28,2	4.890	1,07	0,37	0,65
431	1,27	<LD	4,64	6470	482	997	970	2.464	317	1.412	303,0	27,0	247,9	194,6	99,9	89,6	12,3	<LD	35,3	39,6	7.148	1,08	0,30	0,48
444	<LD	<LD	4,65	6163	428,7	983	975	2.486	320	1.398	298,8	28,6	246,2	190,3	99,6	89,3	12,7	<LD	38,7	43,5	7.142	1,08	0,32	0,44
530	30,5	<LD	4	6290	487	968	943	2.399	311	1.355	288,8	27,1	240,7	185,4	95,7	87,0	12,2	6,8	35,9	39,2	6.926	1,07	0,31	0,50

DPC	Alt. Hi	Spot	CL	Are	Na2O	Na_pfu	MgO	Mg_pfu	Al2O3	Al_pfu	SiO2	Si_pfu	P2O5	P_pfu	SO3	S_pfu	Cl	Cl_pfu	CaO	Ca_pfu	MnO	Mn_pfu	FeO	Fe_pfu	Mn/Fe
Esperanza	Potásica	Esp03-2_1-1	An	c	0,2684	0,022	0,117	0,015	<LD	<LD	0,064	0,004	41,3	2,81	0,26	0,019	1,89	0,275	53,34	4,92	0,32	0,0233	0,32	0,0230	1,01
		Esp03-2_1-2	An	b	0,2461	0,020	0,130	0,017	0,030	0,005	0,027	0,002	41,0	2,83	0,28	0,020	1,80	0,262	53,28	4,89	0,37	0,0268	0,29	0,0206	1,30
		Esp03-3_1-1	P	c	0,2083	0,017	0,120	0,015	0,000	0,000	<LD	<LD	41,7	2,90	0,17	0,013	1,60	0,229	54,17	4,92	0,25	0,0182	0,31	0,0217	0,84
		Esp03-3_1-2	P	b	0,072	0,006	<LD	<LD	0,024	0,004	<LD	<LD	40,5	2,96	0,06	0,004	0,44	0,063	53,84	4,83	0,15	0,0107	1,94	0,1356	0,08
		Esp03-4_1-1	P	c	0,2074	0,017	0,131	0,017	<LD	<LD	<LD	<LD	41,3	2,89	0,21	0,016	1,64	0,235	54,19	4,93	0,21	0,0150	0,21	0,0147	1,02
		Esp03-4_1-2	P	c	0,1934	0,016	0,053	0,007	0,000	0,000	0,046	0,003	42,1	2,87	0,08	0,006	1,08	0,157	54,23	4,95	0,18	0,0128	0,22	0,0158	0,81
		Esp03-4_1-3	P	c	0,2795	0,023	0,115	0,015	<LD	<LD	0,058	0,004	41,1	2,85	0,35	0,025	1,62	0,234	54,08	4,93	0,15	0,0107	0,26	0,0182	0,59
		Esp03-4_1-4	P	c	0,2569	0,021	0,154	0,020	<LD	<LD	0,109	0,007	41,3	2,85	0,36	0,026	1,70	0,246	53,71	4,90	0,28	0,0201	0,28	0,0202	0,99
		Esp03-4_1-5	V	b	0,1054	0,009	0,035	0,004	0,000	0,000	0,039	0,002	42,5	2,89	<LD	<LD	0,49	0,071	54,59	4,97	0,18	0,0133	<LD	<LD	<LD
		Esp03-1_2-1	P	c	0,2187	0,018	0,056	0,007	0,000	0,000	<LD	<LD	41,8	2,88	0,20	0,015	1,33	0,192	54,15	4,93	0,28	0,0204	0,19	0,0135	1,51
		Esp03-1_2-2	V	c	0,0509	0,004	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	42,5	3,00	0,06	0,004	0,34	0,048	55,93	4,98	0,16	0,0114	<LD	<LD	<LD
		Esp03-2_2-1	P	c	0,2844	0,024	0,100	0,013	<LD	<LD	0,083	0,005	41,5	2,83	0,25	0,018	1,87	0,272	53,28	4,89	0,49	0,0359	0,26	0,0189	1,90
		Esp03-3_2-1	P	c	0,2199	0,018	0,118	0,015	0,043	0,006	<LD	<LD	41,8	2,91	0,14	0,010	1,69	0,242	54,15	4,90	0,39	0,0282	0,45	0,0320	0,88
		Esp03-3_2-2	P	c	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000	0,000	<LD	<LD	41,8	2,91	<LD	<LD	0,68	0,098	54,87	4,98	0,27	0,0192	<LD	<LD	<LD
		Esp03-4_2-1	P	c	0,2622	0,022	0,091	0,012	0,000	0,000	0,023	0,002	40,5	2,88	0,19	0,014	1,76	0,254	54,00	4,92	0,18	0,0130	0,28	0,0202	0,64
		Esp03-4_2-2	V	b	0,0634	0,005	<LD	<LD	0,000	0,000	<LD	<LD	42,9	2,93	0,12	0,008	0,53	0,075	55,17	4,98	0,19	0,0133	0,08	0,0054	2,45
		Esp03-2_3-1	P-G	c	0,2705	0,023	0,111	0,014	0,000	0,000	<LD	<LD	41,0	2,75	0,20	0,014	1,60	0,237	52,58	4,91	0,23	0,0173	0,29	0,0214	0,81
		Esp03-2_3-2	P-G	c	0,2625	0,021	0,069	0,009	0,000	0,000	<LD	<LD	41,8	2,93	0,10	0,008	1,28	0,182	54,43	4,91	0,24	0,0172	0,27	0,0191	0,90
		Esp03-3_3-1	P	c	0,2466	0,020	0,111	0,014	0,000	0,000	0,026	0,002	41,7	2,85	0,30	0,022	1,79	0,259	53,69	4,91	0,32	0,0231	0,32	0,0228	1,01
		Esp03-3_3-2	P	c	0,2379	0,020	0,086	0,011	<LD	<LD	0,042	0,003	41,7	2,84	0,17	0,012	1,70	0,248	53,73	4,93	0,20	0,0146	0,30	0,0212	0,69
		Esp03-3_3-3	P	c	0,0731	0,006	<LD	<LD	0,000	0,000	0,027	0,002	41,6	2,99	<LD	<LD	0,60	0,085	55,46	4,96	0,32	0,0227	<LD	<LD	<LD
		Esp03-4_3-1	V	c	0,1637	0,014	<LD	<LD	0,000	0,000	<LD	<LD	41,1	2,87	0,06	0,005	0,48	0,069	54,37	4,96	0,30	0,0218	<LD	<LD	<LD
		Esp03-4_3-2	V-G	c	0,1508	0,012	0,031	0,004	<LD	<LD	<LD	<LD	41,1	2,94	<LD	<LD	0,62	0,089	54,84	4,95	0,16	0,0115	0,12	0,0084	1,38
		Esp03-4_3-3	V-G	c	0,1643	0,014	<LD	<LD	0,000	0,000	<LD	<LD	41,3	2,90	<LD	<LD	0,47	0,068	54,49	4,96	0,25	0,0180	0,17	0,0124	1,45
		Esp03-3_4-1	P	c	0,2119	0,017	0,097	0,012	0,000	0,000	0,042	0,003	41,5	2,91	0,23	0,017	1,77	0,253	54,49	4,92	0,24	0,0174	0,23	0,0165	1,05
		Esp03-3_4-2	P	b	0,2088	0,017	<LD	<LD	0,000	0,000	0,088	0,006	41,7	2,89	0,28	0,021	1,69	0,242	54,64	4,95	0,21	0,0153	0,19	0,0134	1,14
		Esp03-3_4-3	P	c	0,2077	0,017	0,052	0,007	0,000	0,000	<LD	<LD	41,8	2,88	0,24	0,017	1,65	0,238	54,07	4,92	0,29	0,0210	0,18	0,0127	1,65
Escondida	Propilítica	ESC03-3_1-1	V-P	c	0,077	0,006	<LD	<LD	0,000	0,000	0,034	0,002	42,9	2,99	<LD	<LD	0,12	0,017	55,79	4,99	0,11	0,0080	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_1-2	V-P	c	0,04	0,003	<LD	<LD	0,000	0,000	0,042	0,003	43,6	2,98	0,06	0,004	0,17	0,025	55,83	4,99	0,14	0,0095	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_1-3	V-P	c	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,083	0,005	43,5	3,01	<LD	<LD	0,07	0,010	56,22	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_1-4	V-P	b	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000	0,000	0,043	0,003	43,4	2,95	0,06	0,005	0,21	0,030	55,56	4,99	0,10	0,0068	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_1-5	V-P	b	0,0406	0,003	<LD	<LD	0,000	0,000	0,090	0,006	42,5	2,97	<LD	<LD	0,16	0,023	55,70	4,99	0,16	0,0117	<LD	<LD	<LD
		ESC03-4_1-1	V-G	c	0,0501	0,004	<LD	<LD	0,000	0,000	0,023	0,002	41,6	2,90	0,04	0,003	0,04	0,006	54,95	4,99	<LD	<LD	0,07	0,0048	<LD
		ESC03-4_1-2	V-G	b	0,0631	0,005	<LD	<LD	0,000	0,000	0,028	0,002	41,2	2,95	<LD	<LD	0,11	0,016	55,38	4,98	0,15	0,0104	<LD	<LD	<LD
		ESC03-4_1-3	V-G	b	0,1222	0,010	0,043	0,005	0,000	0,000	0,029	0,002	42,7	2,95	<LD	<LD	0,20	0,029	55,00	4,95	0,13	0,0091	0,07	0,0051	1,79
		ESC03-3_2-1	V	c	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	41,4	2,95	0,07	0,006	0,13	0,019	55,49	4,99	0,09	0,0065	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_2-2	V	c	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000	0,000	0,124	0,008	42,2	2,97	<LD	<LD	0,15	0,021	55,53	4,98	0,17	0,0118	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_2-4	V	c	0,0677	0,005	<LD	<LD	0,036	0,005	0,136	0,009	41,1	3,01	<LD	<LD	0,23	0,033	56,06	4,98	0,17	0,0122	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_2-5	V	b	0,0657	0,005	<LD	<LD	<LD	<LD	0,098	0,007	41,7	2,95	0,04	0,003	0,16	0,023	55,40	4,98	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		ESC03-4_2-1	V-P	b	0,052	0,004	<LD	<LD	0,022	0,003	0,124	0,008	41,7	2,93	0,08	0,006	0,13	0,019	55,28	4,99	0,10	0,0074	<LD	<LD	<LD
		ESC03-4_2-2	V-P	b	0,058	0,005	0,025	0,003	0,000	0,000	0,091	0,006	42,3	2,94	0,05	0,004	0,16	0,022	55,20	4,97	0,14	0,0102	<LD	<LD	<LD
		ESC03-4_2-3	V-P	b	0,0537	0,004	<LD	<LD	0,000	0,000	0,116	0,008	41,8	2,95	0,07	0,005	0,10	0,015	55,51	4,98	0,10	0,0074	0,07	0,0050	1,47
		ESC03-2_3-1	V	c	0,0998	0,009	<LD	<LD	0,028	0,004	0,268	0,017	38,5	2,62	0,15	0,011	0,19	0,029	51,85	4,95	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		ESC03-2_3-2	V	b	0,0765	0,006	0,025	0,003	0,000	0,000	0,107	0,007	41,3	2,94	0,07	0,005	0,19	0,027	55,17	4,97	0,15	0,0108	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_3-1	V-P	c	<LD	<LD	0,042	0,005	<LD	<LD	0,038	0,003	41,1	2,95	<LD	<LD	0,07	0,010	55,35	4,98	0,16	0,0112	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_3-2	V-P	c	0,0399	0,003	<LD	<LD	0,000	0,000	0,058	0,004	41,2	2,99	<LD	<LD	0,07	0,010	55,68	4,98	0,12	0,0088	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_3-3	V	c	0,0414	0,003	<LD	<LD	0,000	0,000	0,031	0,002	43,2	2,93	<LD	<LD	0,05	0,007	55,06	4,98	0,09	0,0066	<LD	<LD	<LD
		ESC03-4_3-1	V-G	c	<LD	<LD	<LD	<LD	0,000	0,000	<LD	<LD	41,5	3,01	0,05	0,004	0,16	0,022	56,09	4,99	0,13	0,0090	<LD	<LD	<LD
		ESC03-4_3-2	V-G	b	<LD	<LD	0,033	0,004	<LD	<LD	0,085	0,006	41,8	2,96	0,04	0,003	0,08	0,011	55,63	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		ESC03-4_3-3	V-G	b	0,039	0,003	<LD	<LD	<LD	<LD	0,026	0,002	41,6	2,98	0,08	0,006	0,16	0,022	55,80	4,98	0,20	0,0143	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_4-1	V	c	0,055	0,004	<LD	<LD	0,000	0,000	0,029	0,002	41,6	2,95	<LD	<LD	0,25	0,036	55,28	4,98	0,26	0,0186	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_4-2	V	b	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	0,067	0,004	41,4	2,91	<LD	<LD	0,08	0,012	54,95	4,99	0,20	0,0143	<LD	<LD	<LD
		ESC03-3_4-3	V	c	0,0397	0,003	<LD	<LD	<LD	<LD	0,079	0,005	41,2	2,99	<LD	<LD	0,09	0,012	55,98	5,00	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
	Potásica	Esc06-2_1-1	V-P	c	0,0818	0,007	<LD	<LD	0,029	0,004	0,029	0,002	43,2	3,02	<LD	<LD	0,06	0,008	56,23	4,99	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Esc06-2_1-2	V-P	b	0,1208	0,010	<LD	<LD	0,114	0,017	0,119	0,008	42,4	2,99	<LD	<LD	0,04	0,006	55,52	4,96	0,15	0,0108	0,11	0,0074	1,46
		Esc06-2_1-3	A-V	b	0,1432	0,012	<LD	<LD	0,087	0,013	0,211	0,014	40,9	2,96	0,10	0,008	0,04	0,006	55,28	4,94	0,07	0,0049	0,40	0,0281	0,17
		Esc06-3_1-2	A	c	0,0694	0,006	0,046	0,006	0,415	0,062	0,117	0,008	41,6	2,92	0,15	0,011	<LD	<LD	54,47	4,91	0,07	0,0053	0,14	0,0101	0,53
		Esc06-4_1-1	A-P	b	0,119	0,010	0,036	0,005	0,000	0,000	0,027	0,002	40,9	2,93	0,07	0,006	0,20	0,029	54,38	4,91	0,68	0,0485	0,34	0,0238	2,04
		Esc06-1_2-1	V	c	0,0529	0,006	0,030	0,005	0,044	0,009	0,193	0,010	23,1	1,27	0,05	0,003	0,06	0,011	41,41	4,96	0,13	0,0119	0,08	0,0071	1,67
		Esc06-1_2-2	V-G	c	0,135	0,011	<LD	<LD	0,127	0,019	0,191	0,013	40,5	2,90	<LD	<LD	0,11	0,016	54,75	4,97	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
		Esc06-2_2-2	A	c	0,1012	0,008	<LD	<LD	0,051	0,008	0,144	0,009	41,4	2,84	0,09	0,007	0,03	0,004	53,72	4,92	<LD	<LD	0,12	0,0087	<LD
		Esc06-3_2-1	A-V	c	0,0818	0,007	0,102	0,013	<LD	<LD	0,051	0,004	40,2	2,92	<LD	<LD	0,25	0,035	54,33	4,92	0,71	0,0507	0,20	0,0144	3,52
		Esc06-3_2-2	V-P	c	0,0541	0,004	0,027	0,003	0,000	0,000	0,027	0,002	41,8	3,04	<LD	<LD	0,09	0,013	56,28	4,98	0,12	0,0086	0,09	0,0063	1,37
		Esc06-3_2-3	V-P	c	<LD	<LD	0,036	0,004	<LD	<LD	0,043	0,003	42,1	2,99	<LD	<LD	0,14	0,020	55,56	4,96	0,48	0,0338	<LD	<LD	<LD
		Esc06-3_2-4	V-P	c	0,0634	0,005	0,032	0,004	0,000	0,000	0,055	0,004	42,0	2,93	<LD	<LD	0,08	0,011	55,16	4,98	0,07	0,0048	0,10	0,0071	0,69
		Esc06-3_2-5	V-P	c	0,1053	0,009	0,043	0,005	<LD	<LD	0,052	0,004	41,5	2,97	<LD	<LD	0,12	0,017	55,38	4,96	0,19	0,0133	0,15	0,0105	1,27
		Esc06-4_2-2	A	b	0,084	0,007	0,027	0,003	0,270	0,041	0,664	0,044	39,3	2,77	0,14	0,010	0,14	0,020	53,16	4,91	0,19	0,0142	0,34	0,0242	0,59
		Esc06-2_3-1	A	c	0,1026	0,009	0,064	0,008	<LD	<LD	0,078	0,005	39,8	2,70	0,13	0,009	0,20	0,030	52,10	4,91	0,85	0,0630	0,11	0,0085	7,45
		Esc06-2_3-2	A	c	0,1201	0,010	0,046	0,006	0,051	0,008	0,138	0,009	40,0	2,73	0,08	0,006	0,12	0,018	52,93	4,96	0,09	0,0070	0,13	0,0094	0,74
		Esc06-3_3-1	A	c	0,101	0,008	0,084	0,011	0,056	0,008	0,084	0,006	40,8	2,86	0,09	0,007	0,21	0,030	53,80	4,92	0,64	0,0464	0,13	0,0089	5,19
		Esc06-3_3-2	A	c	0,118	0,010	0,036	0,005	0,081	0,012	0,407	0,026	41,4	2,81	0,10	0,007	0,16	0,023	53,82	4,95	0,12	0,0086	0,23	0,0163	0,53
		Esc06-4_3-1	V-P	c	0,1528	0,015	0,042	0,006	0,141	0,024	1,011	0,052	37,2	2,04	0,29	0,017	0,13	0,022	43,93	4,62	0,24	0,0197	1,10	0,0902	0,22
		Esc06-4_3-2	V	c	0,1379	0,012	0,037	0,0048	0,175	0,027	0,732	0,047	39,6	2,71	0,17	0,012	0,15	0,022	52,92	4,93	<LD	<LD	0,32	0,0231	<LD

V: verde — c: centro
A: Amarillo — b: borde
P: Pardo
An: Anaranjado
G: Gris

Na_ppm	Al_ppm	Si_ppm	V_ppm	Mn_ppm	Sr_ppm	Y_ppm	La_ppm	Ce_ppm	Pr_ppm	Nd_ppm	Sm_ppm	Eu_ppm	Gd_ppm	Dy_ppm	Er_ppm	Yb_ppm	Lu_ppm	Pb_ppm	Th_ppm	U_ppm	REE+Y	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Sr/Y
463,9	<LD	<LD	1,43	2982	363,4	1235	926	2.438	307	1.320	293,9	38,7	249,1	249,5	139,3	139,1	18,6	18,2	57,5	16,1	7.376	1,11	0,44	0,29
322	<LD	<LD	1,29	2251	537	1376	491	1.370	183	843	224,0	29,8	226,9	263,9	159,7	158,0	21,9	7,8	37,4	10,9	5.372	1,11	0,40	0,39
492	<LD	<LD	0,59	2712	395	1256	868	2.338	299	1.242	278,0	44,3	253,0	254,0	145,5	139,8	19,5	9,7	63,6	18,0	7.158	1,11	0,51	0,31
484	<LD	<LD	1,19	2715	398	1277	881	2.320	290	1.233	284,6	41,2	256,9	258,6	144,8	140,2	18,9	<LD	58,4	15,9	7.167	1,11	0,46	0,31
548	<LD	<LD	2,06	2057	351	1316	976	2.534	321	1.369	308,2	44,4	267,0	268,1	150,1	149,1	20,7	15,1	81,1	22,6	7.747	1,09	0,47	0,27
372	<LD	<LD	1,66	1384	335	1325	797	2.160	278	1.184	272,0	39,0	243,0	262,0	154,2	153,2	20,8	16,3	73,7	19,9	6.911	1,11	0,46	0,25
510	<LD	<LD	2,54	1710	359	1311	1025	2.648	322	1.366	294,1	43,1	264,0	263,0	148,6	145,5	19,5	4,6	76,0	26,1	7.872	1,12	0,47	0,27
512	<LD	<LD	1,48	1687	356	1258	981	2.524	314	1.286	286,8	41,5	252,8	251,0	145,3	139,4	18,0	<LD	62,7	22,7	7.520	1,10	0,47	0,28
386	1,9	<LD	3,16	1538	385	1590	1600	3.870	476	1.950	420,0	63,1	360,0	341,0	179,0	184,0	23,0	<LD	160,0	37,8	11.084	1,07	0,49	0,24
489	<LD	<LD	1,33	2752	406	1637	869	2.338	304	1.350	323,0	47,5	299,0	322,0	190,5	191,8	26,4	7,2	73,4	17,9	7.927	1,10	0,47	0,25
276,2	58	<LD	1,21	1405	400	1560	599	1.730	237	1.090	283,0	43,7	268,0	299,0	179,7	173,8	24,3	25,0	46,4	8,4	6.515	1,11	0,48	0,26
478	<LD	<LD	1,63	3348	382	1502	832	2.265	291	1.296	304,9	37,7	286,2	296,2	171,5	167,9	23,1	<LD	55,8	12,6	7.499	1,11	0,39	0,25
446	<LD	<LD	1,35	2809	382	1093	884	2.227	270	1.074	238,0	36,1	202,2	213,6	127,3	125,4	17,3	<LD	57,6	19,8	6.527	1,10	0,50	0,35
383	1,45	<LD	1,05	2870	475	1082	741	1.880	238	1.128	230,4	37,8	216,5	202,0	127,1	128,8	18,0	13,0	40,7	16,8	6.049	1,08	0,52	0,44
513	<LD	<LD	0,93	2034	353	1250	966	2.420	306	1.475	299,0	35,6	272,0	241,0	147,9	131,6	18,9	<LD	75,5	22,3	7.584	1,08	0,38	0,28
324	2,9	<LD	1,8	1547	358	1312	920	2.400	304	1.400	288,0	39,4	279,0	244,0	153,4	145,8	19,8	<LD	90,0	24,8	7.527	1,10	0,42	0,27
449	<LD	<LD	0,94	2245	391	1274	882	2.278	290	1.345	280,4	41,8	254,7	240,1	145,8	143,7	20,2	<LD	61,2	25,7	7.217	1,09	0,48	0,31
467	<LD	<LD	0,84	2636	423	1357	877	2.288	291	1.355	286,7	43,5	275,1	256,5	160,1	153,3	22,3	8,0	63,4	22,4	7.389	1,10	0,47	0,31
258	<LD	770	1,09	1960	303	1087	325	1.086	160	814	208,4	30,0	201,0	199,1	127,5	127,5	17,6	<LD	13,9	10,4	4.402	1,15	0,45	0,28
500	<LD	<LD	1,88	2934	356	1337	939	2.472	318	1.406	296,0	41,5	269,7	253,3	151,5	151,4	20,7	<LD	67,6	21,1	7.679	1,09	0,45	0,27
494	<LD	<LD	1,44	3183	369	1278	965	2.547	319	1.396	300,4	41,9	268,0	241,4	147,2	140,1	19,2	<LD	61,3	17,3	7.684	1,11	0,45	0,29
288	<LD	<LD	0,19	3550	628	1149	321	1.137	174	849	226,0	45,0	221,0	226,0	136,6	134,1	18,4	<LD	29,3	4,6	4.657	1,16	0,61	0,55
286	<LD	<LD	<LD	1493	413	1228	244,7	899	140	716	202,2	39,6	219,4	233,1	149,6	146,7	21,4	<LD	3,7	3,1	4.261	1,18	0,57	0,34
186	1,2	<LD	<LD	1930	449	803	187	673	110	566	179,0	47,9	189,6	172,6	92,2	80,9	10,6	<LD	3,1	2,4	3.125	1,13	0,79	0,56
452	<LD	<LD	1,45	1989	342,2	1205	965	2.451	310	1.291	297,2	38,5	260,7	233,6	133,8	128,6	17,4	<LD	62,1	21,0	7.352	1,08	0,42	0,28
489	<LD	<LD	2,55	1880	350,4	1340	1066	2.735	339	1.430	318,0	43,7	286,0	263,2	151,8	143,5	19,3	<LD	93,4	29,4	8.157	1,10	0,44	0,26
446,5	<LD	<LD	1,77	1966	334,3	1219	951	2.432	307	1.278	288,2	38,5	259,6	242,1	136,3	127,4	17,9	<LD	67,6	20,6	7.317	1,09	0,43	0,27
98,6	2,8	<LD	3,53	1179	479	646	224	848	155	840	221,8	17,3	178,4	122,8	54,3	42,6	5,3	<LD	19,7	10,5	3.363	1,10	0,27	0,74
134	<LD	<LD	8,6	1032	416	611	980	2.430	350	1.610	297,0	20,7	193,0	123,4	52,4	39,7	4,9	<LD	7,0	8,2	6.719	1,00	0,26	0,68
156	7,1	1670	7,13	966	369	700	369	1.283	206	1.026	243,0	17,2	194,2	130,2	61,1	46,1	6,5	<LD	4,0	10,3	4.290	1,13	0,24	0,53
106,7	<LD	<LD	3,13	460	575	747	161	607	112	647	194,4	16,0	171,2	133,9	63,2	52,0	6,5	10,4	4,4	4,3	2.920	1,09	0,27	0,77
171	62	<LD	7,1	1067	369	751	564	1.760	266	1.240	269,0	18,6	208,0	146,4	66,6	48,5	6,5	11,1	9,1	14,6	5.354	1,10	0,24	0,49
83	2,3	<LD	1,18	528	313	743	55,9	278	59	370	138,8	20,7	143,7	136,6	73,5	71,2	9,8	<LD	<LD	1,3	2.111	1,18	0,45	0,42
98,4	2,2	<LD	2,98	492	304	889	293	1.033	170	870	222,3	17,4	190,8	165,2	86,4	80,7	11,1	15,3	4,8	9,2	4.041	1,12	0,26	0,34
103	23	670	2,03	328	368	641	107,9	508	102	584	172,8	19,4	149,2	124,8	59,8	57,0	7,7	<LD	1,5	3,6	2.543	1,17	0,37	0,57
149	<LD	<LD	5,92	829	277,3	612	476	1.443	218	1.031	231,0	18,7	175,9	120,9	53,3	39,0	5,3	5,7	10,8	9,6	4.431	1,08	0,28	0,45
95	<LD	960	6,93	1029	283	622	317	1.104	177	869	209,4	16,3	165,6	118,5	52,7	41,0	5,4	<LD	7,6	7,2	3.705	1,13	0,27	0,45
133	<LD	<LD	7,6	960	270,1	641	327	1.181	190	945	220,4	18,2	176,4	125,0	55,4	42,7	5,5	<LD	9,3	9,2	3.935	1,15	0,28	0,42
189	<LD	<LD	13,4	786	278,2	701	1330	3.560	480	2.050	400,0	26,0	238,0	145,0	62,1	45,0	5,8	28,0	29,1	16,6	9.051	1,08	0,26	0,40
194	10,4	<LD	5,6	941	267	725	634	2.010	307	1.398	284,0	19,6	205,3	142,4	63,1	51,5	7,3	<LD	11,6	20,5	5.856	1,10	0,25	0,37
263	3	<LD	5,43	956	257,8	728	490	1.595	248	1.187	257,3	15,8	197,7	137,2	64,5	53,0	6,8	9,0	9,8	12,8	4.989	1,11	0,21	0,35
209	<LD	<LD	7,7	1539	369,3	742	705	2.150	321	1.423	288,0	23,7	202,8	139,5	61,5	51,0	6,9	10,0	13,4	16,7	6.123	1,09	0,30	0,50
157	<LD	<LD	7,28	1540	306	648	551	1.770	268	1.221	259,0	18,2	188,3	125,1	55,2	44,0	6,1	<LD	11,2	16,3	5.161	1,11	0,25	0,47
104,3	1,7	<LD	5,1	1233	292	573	259	894	147	735	186,8	13,9	150,5	109,2	49,1	38,5	5,4	<LD	2,9	6,8	3.168	1,11	0,25	0,51
103,1	13,9	<LD	4,74	1318	331,1	1148	123,6	537	103	588	203,9	18,7	207,0	204,2	107,6	98,5	13,3	13,0	16,1	12,7	3.369	1,15	0,28	0,29
142	5,4	760	12,1	1105	331	1038	186	672	115	628	193,0	16,4	189,4	186,7	100,7	89,6	12,4	<LD	18,6	88,0	3.442	1,11	0,26	0,32
139,4	<LD	<LD	3,06	1243	342,6	977	318	1.060	168	830	219,0	19,0	192,4	173,5	91,0	79,9	10,4	10,0	7,7	24,0	4.151	1,11	0,28	0,35
111	1,3	<LD	9,5	1336	312,4	638	1590	4.060	557	2.330	403,0	27,5	238,0	133,1	52,5	35,9	4,5	<LD	16,6	12,5	10.076	1,04	0,27	0,49
147	1,3	<LD	6,2	1619	327,5	568	213	798	135	698	173,9	13,9	145,0	109,7	48,1	37,7	4,8	<LD	3,3	6,1	2.952	1,14	0,27	0,58
118,3	6,6	<LD	4,28	1339	327,9	656	274	850	135	678	187,7	15,1	161,4	128,1	59,4	47,8	5,7	<LD	5,7	7,9	3.206	1,07	0,26	0,50
143	<LD	<LD	4,57	1665	319,4	710	291	1.019	164	815	210,7	16,7	175,4	137,7	62,9	53,6	7,0	13,0	4,0	9,6	3.672	1,13	0,26	0,45
121	<LD	<LD	6,9	1672	312,4	671	142,7	598	107	609	174,6	14,5	154,2	128,0	62,0	51,1	7,0	8,0	1,3	4,3	2.727	1,17	0,27	0,47
111	<LD	<LD	11,4	1272	353	815	1370	3.810	550	2.320	456,0	31,4	290,0	165,0	68,8	57,2	7,2	<LD	23,0	29,7	9.950	1,06	0,26	0,43
118	109	970	5,26	464	323,9	935	180	618	101	544	177,3	27,9	183,5	181,8	98,4	95,4	13,0	<LD	7,7	34,0	3.169	1,11	0,47	0,35
176,2	346	1110	7,4	3252	675	1031	369	970	143	649	185,0	33,0	189,0	193,9	110,6	115,4	16,1	18,0	8,9	23,9	4.021	1,02	0,54	0,65
140,7	1790	<LD	17,1	277	930	942	221	742	116	600	169,1	38,2	165,6	169,3	99,4	105,5	14,8	<LD	7,8	25,3	3.398	1,12	0,70	0,99
201	308	<LD	10,3	2860	656	606	345	890	118	520	130,3	31,1	124,0	119,7	68,2	68,8	9,4	7,0	29,3	46,0	3.041	1,07	0,75	1,08
189	291	1210	5,3	1085	540	1417	195,4	558	81	376	135,3	33,1	191,7	262,0	157,2	150,4	19,7	14,0	13,2	35,7	3.599	1,08	0,63	0,38
106,1	170	<LD	8,1	528	249	684	114,7	458	81	431	143,9	24,4	144,0	125,5	71,1	68,8	9,7	<LD	5,3	10,4	2.366	1,15	0,52	0,36
162,1	920	2460	9,7	437	398	1037	177	666	110	611	205,1	30,4	202,3	189,2	108,9	106,4	14,5	<LD	26,6	134,0	3.473	1,16	0,45	0,38
152,3	1020	1040	23,2	4920	1112	832	940	2.710	400	1.910	369,0	45,4	267,0	175,0	78,1	70,1	9,1	<LD	25,8	48,6	7.816	1,07	0,44	1,34
101,4	108	<LD	1,26	480	346	542	290	912	126	583	148,9	30,7	126,7	115,2	59,0	51,4	7,0	6,0	3,7	7,6	3.000	1,16	0,68	0,64
131	80,3	<LD	1,33	1030	389	595	245	806	121	603	156,0	32,5	144,0	127,7	61,8	53,9	7,8	7,0	10,9	32,8	2.962	1,13	0,66	0,65
129,4	104,6	<LD	2,02	1382	446	588	1130	2.480	273	1.100	211,0	47,5	161,0	122,7	62,1	57,9	7,9	10,3	28,7	36,0	6.249	1,08	0,79	0,76
107,3	80	<LD	1,78	1174	417	613	308	946	129	603	146,3	35,7	125,3	117,1	64,0	65,1	9,3	<LD	49,0	79,0	3.171	1,15	0,80	0,68
96,5	77	<LD	1,54	711	323	643	312,2	915	122	573	140,0	28,9	122,1	116,2	66,2	63,9	8,8	<LD	25,6	50,0	3.121	1,13	0,67	0,50
193	515	1470	12,7	1600	432	1126	920	2.840	405	1.670	376,0	43,8	312,0	228,0	105,7	91,8	11,9	<LD	41,5	80,0	8.145	1,13	0,39	0,38
195	990	1200	8,6	6710	1410	678	239	1.010	171	907	234,0	19,8	189,4	134,0	61,5	52,0	6,9	<LD	7,0	11,1	3.711	1,21	0,29	2,08
223,8	2420	12000	17,4	5750	1163	702	470	1.640	249	1.210	306,0	34,9	227,0	155,0	64,9	49,9	6,4	18,0	10,6	31,1	5.123	1,16	0,40	1,66
146,5	123	740	4,2	5680	910	685	660	2.400	270	1.410	308,0	29,7	223,0	143,0	63,2	57,6	7,5	<LD	8,2	16,3	6.266	1,38	0,35	1,33
218	660	1510	14,1	6450	1120	852	1010	3.340	490	2.100	440,0	41,2	279,0	180,0	76,0	69,1	9,0	<LD	24,3	54,0	8.897	1,15	0,36	1,31
144	228	460	3,63	2043	486	604	990	2.900	340	1.340	249,0	23,8	173,0	120,4	59,8	47,9	6,5	3,9	19,7	44,0	6.862	1,21	0,35	0,80
154,1	236	640	3,01	1760	483	613	206	752	123	599	173,8	19,6	142,6	114,9	59,1	53,3	7,2	8,0	6,0	34,0	2.872	1,14	0,38	0,79

F.3 Análisis EMPA provenientes de apatitos detríticos

Uni	Mues	Ablación	CL	Ar	Na2O	Na_pfu	MgO	Mg_pfu	Al2O3	Al_pfu	CaO	Ca_pfu	MnO	Mn_pfu	FeO	Fe_pfu	SiO2	Si_pfu	P2O5	P_pfu	SO3	S_pfu	Cl	Cl_pfu	Mn/Fe
Gr.	Tes01	Ap1-L5-4a	V	c	0,005	0,000	0	0,0000	0,003	0,0004	56,14	4,98	0,159	0,011	0,033	0,002	0,09	0,005	44,19	3,01808	0,086	0,0062	0,011	0,002	4,88
Arr	Tes01	Ap1-L5-4b	V	b	0,051	0,004	0	0,0000	0	0,0000	56,20	4,98	0,201	0,014	0,04	0,003	0,03	0,002	44,88	3,02596	0,054	0,0039	0,01	0,001	5,09
Gravas Tesoro III	Tes02	Ap1-L4-1a	V-P	c	0,000	0,000	0	0,0001	0	0,0000	56,40	4,99	0,013	0,001	0	0,000	0,08	0,005	43,66	3,02073	0,1	0,0074	0,063	0,009	0,00
	Tes02	Ap1-L4-1b	V-P	b	0,009	0,001	0	0,0000	0,018	0,0026	56,42	4,98	0,027	0,002	0,01	0,001	0,14	0,009	43,38	3,03288	0,049	0,0036	0,047	0,007	2,73
	Tes02	Ap1-L4-1c	V-P	b	0,000	0,000	0,01	0,0008	0,011	0,0016	57,82	4,99	0	0,000	0,007	0,000	0,08	0,005	42,85	3,14325	0,121	0,0094	0,042	0,006	0,00
	Tes02	Ap1-L4-5a	V	c	0,024	0,002	0	0,0000	0,008	0,0012	55,71	4,98	0,027	0,002	0,032	0,002	0,13	0,008	43,62	2,96051	0,207	0,0149	0,094	0,013	0,85
	Tes02	Ap1-L4-5b	V	b	0,000	0,000	0	0,0000	0,002	0,0003	55,18	4,98	0,046	0,003	0,074	0,005	0,22	0,014	43,55	2,92076	0,107	0,0076	0,138	0,020	0,63
	Tes02	Ap1-L4-10a	V-A	c	0,018	0,001	0	0,0000	0	0,0000	56,22	4,99	0	0,000	0,001	0,000	0,3	0,019	44,30	2,98691	0,254	0,0182	0,003	0,000	0,00
	Tes02	Ap1-L4-10b	V-A	c	0,073	0,006	0	0,0000	0,032	0,0048	55,21	4,97	0,105	0,007	0,059	0,004	0,46	0,029	43,37	2,90053	0,338	0,0240	0,348	0,050	1,80
	Tes02	Ap1-L4-12a	V-A	c	0,061	0,005	0,02	0,0023	0,013	0,0019	56,45	4,98	0,077	0,005	0,01	0,001	0,27	0,017	45,00	3,03309	0,086	0,0062	0,018	0,003	7,80
	Tes02	Ap1-L4-12b	V-A	c	0,098	0,008	0	0,0000	0	0,0000	56,82	4,97	0,041	0,003	0,032	0,002	0,26	0,018	43,15	3,07001	0,13	0,0098	0,02	0,003	1,30
	Tes02	Ap1-L4-15a	V	c	0,012	0,001	0	0,0000	0,002	0,0003	56,23	4,99	0,006	0,000	0	0,000	0,2	0,013	44,17	2,995	0,168	0,0121	0,012	0,002	0,00
	Tes02	Ap1-L4-15b	V	b	0,011	0,001	0	0,0000	0	0,0000	56,34	4,99	0,089	0,006	0,014	0,001	0,05	0,003	44,42	3,02374	0,126	0,0091	0,033	0,005	6,44
Grvas Tesoro III	Tes06	Ap1-L1-3a	A-P	c	0,124	0,010	0,03	0,0038	0,016	0,0024	54,03	4,93	0,346	0,025	0,145	0,010	0,11	0,007	43,74	2,87552		0,0000	0,821	0,119	2,42
	Tes06	Ap1-L1-3b	A-P	b	0,051	0,004	0,04	0,0050	0	0,0000	53,66	4,95	0,334	0,024	0,128	0,009	0,18	0,011	44,01	2,81338	0,117	0,0080	0,834	0,122	2,64
	Tes06	Ap1-L1-3c	A-P	c	0,088	0,007	0,04	0,0048	0,024	0,0036	54,04	4,95	0,336	0,024	0,129	0,009	0,09	0,005	44,14	2,85133	0,143	0,0098	0,826	0,120	2,64
	Tes06	Ap1-L1-4a	P	c	0,141	0,012	0,12	0,0153	0,017	0,0026	53,11	4,90	0,324	0,024	0,312	0,022	0,09	0,005	43,83	2,80864	0,182	0,0124	1,977	0,289	1,05
	Tes06	Ap1-L1-4b	P	b	0,117	0,010	0,1	0,0123	0,008	0,0012	53,51	4,91	0,322	0,023	0,279	0,020	0,11	0,007	43,65	2,83488	0,124	0,0086	1,999	0,290	1,17
	Tes06	Ap1-L1-5a	P	c	0,129	0,011	0,18	0,0225	0,013	0,0019	53,97	4,89	0,282	0,020	0,494	0,035	0,03	0,002	42,93	2,90284	0,13	0,0094	1,485	0,213	0,58
	Tes06	Ap1-L1-5b	P	b	0,052	0,004	0,15	0,0192	0	0,0000	53,45	4,89	0,255	0,018	0,447	0,032	0,37	0,023	42,84	2,85009	0,016	0,0011	1,526	0,221	0,58
	Tes06	Ap1-L1-5c	P	c	0,067	0,005	0,24	0,0302	0	0,0000	54,03	4,90	0,22	0,016	0,392	0,028	0,01	0,001	43,08	2,90283	0,153	0,0110	1,552	0,223	0,57
	Tes06	Ap1-L1-6a	V	c	0,039	0,003	0	0,0000	0,016	0,0023	57,07	4,98	0,056	0,004	0	0,000	0,06	0,004	45,02	3,09653	0,047	0,0034	0,023	0,003	0,00
	Tes06	Ap1-L1-6b	V	b	0,049	0,004	0	0,0000	0	0,0000	56,63	4,99	0,074	0,005	0,017	0,001	0,04	0,002	44,91	3,05941	0	0,0000	0,02	0,003	4,41
	Tes06	Ap1-L1-7a	A-V	c	0,130	0,011	0	0,0000	0	0,0000	54,61	4,94	0,337	0,024	0,122	0,009	0,02	0,001	43,39	2,91312	0,144	0,0103	0,881	0,126	2,80
	Tes06	Ap1-L1-7b	A-V	b	0,060	0,005	0,05	0,0062	0	0,0000	54,77	4,94	0,362	0,026	0,12	0,008	0,09	0,006	42,93	2,92378	0,128	0,0093	0,867	0,124	3,05
	Tes06	Ap1-L1-7c	A-V	b	0,109	0,009	0,01	0,0016	0,041	0,0061	54,69	4,94	0,311	0,022	0,13	0,009	0,12	0,007	43,15	2,90963	0,167	0,0120	0,856	0,122	2,42
	Tes06	Ap1-L1-8a	P	c	0,117	0,010	0,21	0,0260	0,01	0,0015	53,77	4,89	0,249	0,018	0,441	0,031	0,05	0,003	43,50	2,8832	0,172	0,0121	1,611	0,232	0,57
	Tes06	Ap1-L1-8b	P	b	0,155	0,013	0,2	0,0249	0	0,0000	53,70	4,90	0,246	0,018	0,394	0,028	0,06	0,003	43,49	2,86706	0,149	0,0104	1,632	0,236	0,63
	Tes06	Ap1-L1-8c	P	b	0,149	0,012	0,19	0,0244	0	0,0000	53,37	4,90	0,209	0,015	0,478	0,034	0,03	0,002	43,50	2,83916	0,193	0,0134	1,652	0,240	0,44
	Tes06	Ap1-L1-14a	A	c	0,060	0,005	0,04	0,0056	0	0,0000	54,27	4,94	0,275	0,020	0,181	0,013	0,03	0,002	43,34	2,88173	0,086	0,0061	0,871	0,126	1,54
	Tes06	Ap1-L1-14b	A	b	0,108	0,009	0,02	0,0019	0,023	0,0035	54,24	4,94	0,297	0,021	0,162	0,012	0,11	0,007	43,74	2,88061	0,084	0,0059	0,908	0,131	1,86
	Tes06	Ap1-L1-14c	A	b	0,064	0,005	0	0,0000	0	0,0000	54,65	4,95	0,31	0,022	0,113	0,008	0,16	0,010	42,63	2,90105	0,165	0,0119	0,93	0,133	2,78

11.7. Anexo G: “Material complementario propiedades magnéticas del área fuente”

G.1 Propiedades magnéticas de rocas del área fuente

DPC	Mues.	Alt. H	χLf	χHf	χfd	M_s	M_r	M_{rs}/M_s	B_c	B_{cr}	B_{cr}/B_c	χ_{lofi}	χ_{hifi}	χ_{ferri}	S Ratio	SIRM	$B_{r1/2}$
			(m^3kg^{-1})	(m^3kg^{-1})	%	(Am^2kg^{-1})	(Am^2/kg^{-1})		(mT)	(mT)		(m^3kg^{-1})	(m^3kg^{-1})	(m^3kg^{-1})		(Am^2kg^{-1})	(mT)
Chuquicamata	Ch1	Potásica	5,2E-09	4,1E-09	21,5	1,0E-03	1,4E-04	0,14	11,47	55,80	4,86	8,9E-09	-8,3E-09	8,9E-09	0,524	8,7E-05	53,62
	Ch2	Potásica	-1,7E-09	-2,1E-09	-20,2	8,0E-04	7,1E-05	0,09	7,25	44,76	6,18	3,6E-08	-5,9E-09	3,6E-08	0,418	5,6E-05	88,27
	Ch3	Potásica	1,9E-09	1,5E-09	21,2	8,0E-04	1,3E-04	0,16	11,90	45,77	3,85	6,5E-09	-3,5E-09	6,5E-09	0,464	6,3E-05	66,24
	Ch4	Potásica	2,2E-07	2,1E-07	2,8	1,4E-03	1,7E-04	0,13	13,54	86,39	6,38	1,0E-08	1,5E-08	1,0E-08	0,350	8,3E-05	71,71
	Ch5	Potásica	2,6E-09	2,2E-09	16,0	4,1E-04	5,3E-05	0,13	13,04	55,05	4,22	3,3E-09	4,3E-10	3,3E-09	0,334	3,4E-05	62,46
	Ch6	Potásica	2,0E-08	1,9E-08	3,2	8,4E-03	7,8E-04	0,09	6,62	31,85	4,81	7,7E-08	-2,8E-09	7,7E-08	0,533	7,0E-04	32,25
	Ch7	Fílica intensa	-1,5E-09	-1,3E-09	13,7	2,4E-04	2,5E-05	0,10	14,04	70,22	5,00	1,8E-09	-4,1E-09	1,8E-09	0,259	5,7E-04	35,77
	Ch8	Fílica intensa	-3,6E-09	-3,5E-09	3,3	4,6E-04	7,3E-05	0,16	17,81	54,80	3,08	3,6E-09	-2,9E-09	3,6E-09	0,305	4,9E-05	73,73
	Ch9	Fílica intensa	-1,3E-09	-1,2E-09	8,0	3,6E-04	5,5E-05	0,15	15,30	38,62	2,52	2,8E-09	3,9E-09	2,8E-09	0,339	2,7E-05	74,92
	Ch10	Fílica intensa	-1,8E-09	-1,9E-09	-4,4	2,9E-04	3,8E-05	0,13	9,02	75,74	8,40	1,9E-09	-5,4E-09	1,9E-09	0,271	2,3E-05	105,66
	Ch11	Fílica intensa	1,6E-09	1,5E-09	9,2	2,4E-04	2,8E-05	0,12	11,07	44,39	4,01	1,6E-09	5,2E-09	1,6E-09	0,537	1,1E-05	47,08
	Ch12	Fílica intensa	5,9E-10	1,0E-09	-72,9	3,8E-04	6,0E-05	0,16	27,21	347,33	12,76	-1,4E-10	-2,2E-09	-1,4E-10	0,488	1,5E-05	67,32
	Ch13	Potásica	6,6E-09	5,2E-09	21,1	5,9E-04	6,8E-05	0,12	15,67	39,75	2,54	5,0E-09	-3,2E-09	5,0E-09	0,414	6,6E-05	45,13
	Ch14	Potásica	1,3E-08	1,2E-08	0,3	6,9E-04	8,5E-05	0,12	9,34	43,13	4,62	5,3E-09	-2,9E-09	5,3E-09	0,572	3,9E-05	58,77
	Ch15	Potásica	9,6E-09	9,4E-09	2,0	7,8E-04	1,0E-04	0,13	16,93	77,87	4,60	6,1E-09	-7,9E-09	6,1E-09	0,410	8,2E-05	58,27
	Ch16	Fílica intensa	2,3E-08	2,2E-08	4,7	1,3E-03	1,9E-04	0,15	13,04	46,90	3,60	1,0E-08	-1,5E-08	1,0E-08	0,481	1,1E-04	60,56
	Ch17	Propilítitica	3,1E-06	3,1E-06	2,2	3,8E-01	1,7E-03	0,005	0,53	36,99	70,07	2,9E-06	1,0E-07	2,9E-06	0,738	1,2E-03	17,61
	Ch18	Propilítitica	4,3E-06	4,2E-06	1,8	6,5E-01	8,2E-03	0,01	1,35	25,20	18,61	5,1E-08	5,1E-08	5,1E-08	0,817	6,6E-04	24,51
Escondida	Esc3	Propilítitica	4,7E-06	4,6E-06	1,5	7,1E-03	5,8E-04	0,08	11,32	55,30	4,88	5,4E-07	1,0E-08	5,4E-07	0,448	5,8E-04	40,04
	Esc6	Potásica	1,2E-06	1,2E-06	1,8	4,0E-03	5,8E-04	0,14	11,50	45,52	3,96	3,4E-07	2,7E-08	3,4E-07	0,268	5,0E-04	52,71
	Esc7	Fílica intensa	1,7E-08	1,7E-08	2,4	2,6E-03	1,2E-03	0,46	106,2	184,32	1,74	1,1E-07	1,7E-09	1,1E-07	0,870	1,4E-03	27,78
	Esc9	Fílica intensa	5,8E-08	5,6E-08	3,3	6,3E-03	3,1E-04	0,05	5,45	41,88	7,68	5,1E-07	3,3E-09	5,1E-07	0,453	1,5E-04	58,61
	Esc12	Argílica	9,3E-09	8,8E-09	6,0	1,0E-03	1,7E-04	0,16	16,05	73,73	4,59	7,6E-08	1,0E-09	7,6E-08	0,385	7,9E-05	69,89
	Esc13	Potásica	1,9E-07	1,9E-07	2,2	3,9E-03	2,7E-04	0,07	7,96	65,08	8,17	2,8E-07	1,7E-08	2,8E-07	0,348	1,4E-04	67,89
Esperanza	Esp1	Fílica débil	1,9E-05	1,9E-05	1,5	1,8E+00	7,4E-03	0,00	0,82	12,29	15,01	1,5E-05	7,4E-08	1,5E-05	0,819	9,7E-03	12,60
	Esp2	Fílica débil	1,2E-05	1,2E-05	1,6	1,1E+00	6,7E-03	0,01	0,74	35,61	47,81	8,6E-06	2,3E-08	8,6E-06	0,709	4,3E-03	18,56
	Esp3	Potaásica	2,6E-05	2,6E-05	1,9	4,9E+00	1,5E-02	0,003	0,44	74,73	169,80	3,8E-05	8,4E-08	3,8E-05	0,375	1,2E-02	21,27
	Esp4	Potaásica	1,9E-05	1,9E-05	1,7	1,0E-01	7,8E-04	0,01	1,21	60,69	50,31	7,6E-07	2,8E-09	7,6E-07	0,482	4,3E-04	47,10
Mirador	M1	Potaásica	9,4E-07	9,2E-07	2,0	4,7E-02	2,4E-03	0,05	6,83	62,32	9,12	3,4E-07	-1,7E-09	3,4E-07	0,386	1,9E-03	52,93
	M2	Potaásica	3,3E-07	3,2E-07	2,0	1,9E-02	5,5E-03	0,29	36,99	120,50	3,26	1,4E-07	1,1E-08	1,4E-07	0,398	1,8E-03	145,65
	M3	Fílica débil	7,7E-08	7,0E-08	8,2	5,4E-02	2,1E-02	0,38	57,68	118,74	2,06	3,7E-07	7,6E-08	3,7E-07	0,944	8,7E-03	148,65
Plutones ésteriles	17ch01	sin alteración	1,6E-05	1,6E-05	1,6	1,4E+00	2,9E-02	0,02	2,82	47,02	16,67	1,1E-05	5,1E-08	1,1E-05	0,519	2,8E-02	31,87
	17ch02	sin alteración	1,3E-05	1,2E-05	1,8	6,6E-01	1,7E-02	0,03	3,61	74,48	20,63	4,9E-06	6,2E-08	4,9E-06	0,429	1,6E-02	43,08
	17ch03	sin alteración	7,1E-06	6,9E-06	1,6	3,8E-01	3,6E-02	0,09	12,09	61,94	5,12	2,6E-06	4,2E-08	2,6E-06	0,3	3,1E-02	64,84
	17ch04	sin alteración	3,3E-06	3,2E-06	1,7	1,3E-01	3,7E-02	0,28	41,88	139,18	3,32	8,4E-07	1,1E-07	8,4E-07	0,334	2,6E-02	135,05
	17ch05	sin alteración	4,0E-06	3,9E-06	1,5	4,7E-01	4,1E-02	0,09	12,11	70,97	5,86	3,2E-06	3,8E-08	3,2E-06	0,304	3,1E-02	66,40
	17ch06	sin alteración	7,2E-06	7,1E-06	1,4	1,0E+00	6,3E-02	0,06	9,38	68,21	7,27	6,6E-06	1,0E-07	6,6E-06	0,347	5,7E-02	48,43
	17ch07	sin alteración	3,6E-07	3,5E-07	3,5	9,3E-03	1,1E-03	0,12	12,66	62,19	4,91	6,7E-08	1,6E-07	6,7E-08	0,454	2,7E-05	43,76
	17ch08	sin alteración	1,6E-05	1,5E-05	1,7	4,0E+00	1,8E-01	0,04	5,13	48,90	9,54	3,1E-05	2,2E-07	3,1E-05	0,296	6,1E-05	89,56
	17ch10	sin alteración	7,3E-06	7,2E-06	1,4	3,0E+00	6,0E-01	0,20	21,69	63,32	2,92	2,2E-05	4,4E-07	2,2E-05	0,223	5,6E-01	67,22
	17ch11	sin alteración	5,3E-06	5,2E-06	1,5	5,6E-01	4,9E-02	0,09	10,91	80,12	7,34	4,2E-06	1,5E-07	4,2E-06	0,299	2,6E-02	80,91
	17ch12	sin alteración	1,5E-05	1,4E-05	1,7	2,0E+00	1,8E-02	0,01	1,48	59,43	40,17	1,4E-05	4,3E-08	1,4E-05	0,474	1,2E-02	36,57
	17ch13	sin alteración	1,3E-05	1,2E-05	1,7	7,7E-01	1,2E-02	0,02	2,47	65,58	26,55	5,2E-06	4,7E-08	5,2E-06	0,434	8,8E-03	38,06
	17ch14	sin alteración	1,4E-05	1,4E-05	1,6	9,9E-01	1,9E-02	0,02	3,02	62,57	20,71	6,7E-06	5,4E-08	6,7E-06	0,8832	1,8E-02	42,61

S Ratio (1-IRM-0.3T/IRM1T)/3

11.8. Anexo H: “Material complementario propiedades magnéticas del registro sedimentario”

H.1 Propiedades magnéticas del registro sedimentario del DMC

Uni	Mues	Facies	Asoc. Facies	Prof. (m)	χLf (m^3kg^{-1}) A	χHf (m^3kg^{-1}) A	χLf (m^3kg^{-1}) B-C	χHf (m^3kg^{-1}) B-C	χfd % A	χfd % B-C	M_s (Am^2kg^{-1})	M_r (Am^2/kg^{-1})	M_{rs}/M_s	B_c (mT)	B_{cr} (mT)	B_{cr}/B_c
Sedimentos Ratones	CT0220	Fl	Rat II	12,95	5,5E-04	5,2E-04	4,0E-04	3,8E-04	5,41	4,12	3,6E-02	6,7E-03	0,19	12,92	47,65	3,69
	CT0221	Fl	Rat II	12,85	3,9E-04	3,5E-04	3,5E-04	3,2E-04	8,33	9,11	2,6E-02	3,7E-03	0,14	9,45	43,89	4,64
	CT0222	Fl	Rat II	12,75	3,6E-04	3,3E-04	3,5E-04	3,1E-04	8,70	9,31	1,9E-02	3,3E-03	0,17	10,65	44,01	4,13
	CT0223	Fl	Rat II	12,65	5,5E-04	5,2E-04	5,5E-04	5,1E-04	6,06	6,25	2,9E-02	5,5E-03	0,19	12,02	46,39	3,86
	CT0224	Sm	Rat I	12,2	4,2E-03	4,1E-03	6,9E-04	6,7E-04	1,38	1,75	7,3E-01	4,9E-02	0,07	5,99	65,58	10,94
	CT0225	Sm	Rat I	11,5	2,2E-03	2,1E-03	8,4E-04	8,2E-04	1,90	2,69						
	CT0226	Sm	Rat I	10,9	2,7E-03	2,7E-03	6,1E-04	6,0E-04	1,26	1,28	4,7E-01	4,3E-02	0,09	7,69	59,18	7,70
	CT0227	Gmm	Rat I	10,3	4,0E-03	4,0E-03	7,1E-04	7,1E-04	0,65	1,04						
	CT0228	Sm	Rat I	9,7	6,6E-03	6,5E-03	8,7E-04	8,6E-04	0,66	1,36	9,5E-01	8,6E-02	0,09	13,92	100,69	7,23
	CT0229	Gmm	Rat I	9,5	5,4E-03	5,3E-03	1,5E-03	1,5E-03	0,65	1,87						
	CT0230	Sh	Rat I	9,1	5,5E-03	5,4E-03	9,7E-04	9,6E-04	0,65	1,05	1,1E+00	6,6E-02	0,06	5,76	52,54	9,13
	CT0231	Sh	Rat I	8,9	5,7E-03	5,6E-03	8,3E-04	8,2E-04	0,91	0,84						
	CT0110	Fsm	Rat II	8,5	2,0E-03	2,0E-03	5,5E-04	5,4E-04	2,72	1,74	1,1E-01	2,5E-02	0,23	21,82	91,53	4,20
	CT0109	Fsm	Rat II	8,1	1,5E-03	1,5E-03	7,6E-04	7,4E-04	2,61	2,83						
	CT0232	Fsm	Rat II	7,85	7,9E-04	7,6E-04	2,0E-04	2,0E-04	3,45	2,34	4,2E-02	5,4E-03	0,13	7,49	37,24	4,97
	CT0233	Fsm	Rat II	7,6	7,0E-04	6,7E-04	2,6E-04	2,4E-04	3,77	6,51	1,5E-01	7,0E-03	0,05	5,59	55,80	9,98
	CT0234	Spt	Rat I	7,1	5,4E-03	5,4E-03	9,3E-04	9,2E-04	0,61	1,10	2,8E-01	2,8E-02	0,10	9,49	61,94	6,53
	CT0235	Fsm	Rat II	6,95	1,8E-03	1,8E-03	9,8E-04	9,4E-04	2,10	4,45	1,4E-01	1,9E-02	0,13	11,71	57,80	4,94
	CT0236	Fsm	Rat II	6,5	1,4E-03	1,3E-03	7,7E-04	7,4E-04	2,02	3,52	1,9E-01	1,7E-02	0,09	7,32	55,17	7,53
	CT0237	Spt	Rat I	6	3,1E-03	3,1E-03	7,3E-04	7,2E-04	1,69	1,40						
	CT0238	Sm	Rat I	5,7	2,7E-03	2,7E-03	9,4E-04	9,3E-04	0,66	1,16	2,6E-01	2,3E-02	0,09	7,17	54,42	7,59
	CT0239	Gh	Rat I	5,3	9,2E-04	9,0E-04	3,1E-04	3,0E-04	1,19	2,94						
	CT0240	Gh	Rat I	4,9	2,5E-03	2,5E-03	4,8E-04	4,7E-04	1,31	2,05	7,7E-01	2,9E-02	0,04	4,24	55,30	13,05
	CT0241	Fsm	Rat II	4,4	1,6E-04	1,4E-04	1,2E-04	1,1E-04	8,64	3,36	1,5E-02	2,4E-03	0,16	12,31	47,27	3,84
	CT0242	Fsm	Rat II	4	7,5E-04	7,0E-04	6,7E-04	6,4E-04	7,32	5,20	3,5E-02	6,5E-03	0,19	11,80	43,51	3,69
	CT0107	Fsm	Rat II	3,7	1,7E-03	1,6E-03	8,9E-04	8,8E-04	3,87	1,71						
	CT0243	Gmm	Rat I	3,25	1,5E-03	1,5E-03	7,8E-04	7,6E-04	1,20	2,51	2,3E-01	2,2E-02	0,10	8,94	63,70	7,12
	CT0106	Sm	Rat I	2,8	2,2E-03	2,2E-03	7,0E-04	6,9E-04	0,88	1,71						
	CT0105	Sm	Rat I	2,5	2,2E-03	2,1E-03	5,8E-04	5,7E-04	1,58	1,45	7,5E-02	1,2E-02	0,15	11,70	47,02	4,02
	CT0244	Gmm	Rat I	2,2	3,0E-03	2,9E-03	7,6E-04	7,4E-04	1,18	2,26						
	CT0245	Sm	Rat II	1,9	3,5E-04	3,3E-04	2,0E-04	1,9E-04	5,66	5,47	9,8E-03	1,7E-03	0,17	12,54	56,68	4,52
	CT0246	Fsm	Rat II	1,7	1,3E-03	1,3E-03	6,2E-04	6,0E-04	3,33	3,88						
	CT0104	Gmm	Rat I	1,4	2,9E-03	2,9E-03	1,4E-03	1,4E-03	2,06	1,42	5,2E-01	4,2E-02	0,08	6,67	48,28	7,24
	CT0103	Sh	Rat I	0,95	3,6E-03	3,6E-03	1,4E-03	1,4E-03	1,17	1,37						
	CT0102	Gmm	Rat I	0,6	3,0E-03	2,9E-03	6,5E-04	6,4E-04	1,68	2,70	6,2E-01	2,9E-02	0,05	4,59	61,57	13,42
	CT0101	Gmm	Rat I	0,2	3,9E-03	3,9E-03	1,7E-03	1,7E-03	1,18	0,59						
Gravas Arrieros	CT0401	Gmm	Arr	6,35	2,3E-03	2,2E-03	8,7E-04	8,2E-04	1,35	5,19	3,9E-01	2,8E-02	0,07	5,84	53,92	9,23
	CT0402	Gmm	Arr	5,95	3,2E-03	3,1E-03	1,2E-03	1,2E-03	0,48	2,73	1,8E-01	1,4E-02	0,08	6,77	54,17	8,00
	CT0114	Pgyp	Arr	5,7	1,8E-03	1,8E-03	8,1E-04	8,0E-04	0,53	1,72	1,4E-01	1,0E-02	0,07	5,98	48,90	8,18
	CT0115	Pgyp	Arr	5,6	1,4E-03	1,4E-03	8,5E-04	8,3E-04	0,36	1,63	1,4E-01	9,6E-03	0,07	6,63	55,42	8,36
	CT0116	Pgyp	Arr	5,5	2,1E-03	2,1E-03	6,3E-04	6,1E-04	0,68	2,18	3,6E-01	2,5E-02	0,07	6,66	84,51	12,69
	CT0117	Pgyp	Arr	5,4	1,7E-03	1,6E-03	7,8E-04	7,7E-04	0,29	1,80						
	CT0118	Pgyp	Arr	5,1	2,0E-03	2,0E-03	5,9E-04	5,8E-04	0,49	1,27	2,2E-01	1,4E-02	0,06	4,65	58,43	12,56
	CT0119	Pgyp	Arr	4,85	2,6E-03	2,6E-03	1,4E-03	1,4E-03	1,11	0,73						
	CT0120	Pgyp	Arr	4,6	2,5E-03	2,5E-03	1,8E-03	1,7E-03	0,19	1,35	2,1E-01	1,8E-02	0,09	7,57	51,54	6,80
	CT0121	Gh	Arr	4,35	2,2E-03	2,1E-03	1,1E-03	1,1E-03	0,91	1,68						
	CT0122	Gh	Arr	3,95	1,9E-03	1,9E-03	1,1E-03	1,1E-03	0,82	2,12	7,5E-01	4,8E-02	0,06	6,39	66,71	10,43
	CT0123	Gh	Arr	3,55	3,1E-03	3,0E-03	1,1E-03	1,1E-03	0,97	1,05						
	CT0124	Gmn	Arr	3,1	4,9E-03	4,9E-03	1,3E-03	1,3E-03	0,49	0,98	4,3E-01	2,8E-02	0,06	5,24	28,97	5,53
	CT0125	Gpt	Arr	2,8	2,4E-03	2,4E-03	1,3E-03	1,3E-03	0,62	0,85	2,9E-01	2,0E-02	0,07	6,72	56,05	8,34
	CT0126	Gpt	Arr	2,7	2,5E-03	2,5E-03	1,4E-03	1,4E-03	0,23	0,83	1,3E-01	9,5E-03	0,07	6,36	56,68	8,92
	CT0127	Gh	Arr	2,6	2,5E-03	2,5E-03	1,3E-03	1,2E-03	1,50	1,62	4,6E-01	3,0E-02	0,07	7,12	55,05	7,73
	CT0128	Gpt	Arr	2,5	2,3E-03	2,3E-03	1,5E-03	1,4E-03	1,08	1,56	2,1E-01	2,1E-02	0,10	8,20	41,63	5,08
	CT0129	Gcn	Arr	2,1	1,9E-03	1,9E-03	8,0E-04	7,9E-04	1,17	1,68						
	CT0130	Gpt	Arr	1,7	2,0E-03	2,0E-03	9,5E-04	9,4E-04	0,25	0,82	2,3E-01	1,7E-02	0,07	7,10	56,43	7,95
	CT0131	Sm	Arr	1,25	2,0E-03	2,0E-03	1,7E-03	1,7E-03	1,29	0,66						
	CT0132	Gcm	Arr	0,9	2,1E-03	2,0E-03	1,4E-03	1,4E-03	1,22	0,43	9,5E-02	8,9E-03	0,09	7,74	49,40	6,39
	CT0133	Gcm	Arr	0,45	3,4E-03	3,4E-03	1,1E-03	1,1E-03	0,83	0,48	3,1E-01	2,2E-02	0,07	6,53	51,79	7,93
	CT0201	Pgyp	Arr	10,35	2,6E-03	2,6E-03	1,2E-03	1,2E-03	0,56	1,53	3,5E-02	2,2E-03	0,06	4,71	43,89	9,31
	CT0202	Pgyp	Arr	10,25	2,3E-03	2,3E-03	9,6E-04	9,3E-04	0,41	2,63	1,1E-01	8,2E-03	0,07	6,26	46,14	7,37
	CT0203	Pgyp	Arr	10,1	1,9E-03	1,9E-03	9,4E-04	9,2E-04	1,32	1,51	1,1E-01	1,0E-02	0,09	6,81	45,27	6,65
	CT0204	Gh	Arr	9,8	1,5E-03	1,5E-03	6,9E-04	6,8E-04	1,74	1,31	7,8E-02	8,8E-03	0,11	10,91	68,09	6,24
	CT0205	Sm	Arr	9,6	2,6E-03	2,6E-03	9,2E-04	9,0E-04	0,53	2,68						
	CT0206	Sm	Arr	9	3,0E-03	3,0E-03	9,1E-04	9,0E-04	0,62	1,16	9,9E-02	6,5E-03	0,07	6,95	69,97	10,07
	CT0207	Gcm	Arr	8,6	3,0E-03	3,0E-03	4,0E-04	4,0E-04	0,53	2,09						
	CT0208	Gmm	Arr	8	2,1E-03	2,1E-03	8,5E-04	8,4E-04	0,42	1,22	1,3E-01	1,1E-02	0,09	5,52	45,89	8,32
	CT0209	Gmm	Arr	7,3	2,3E-03	2,3E-03	3,8E-04	3,7E-04	0,41	2,23						
	CT0210	Gcm	Arr	6,8	2,5E-03	2,5E-03	5,8E-04	5,7E-04	1,06	1,30	1,9E-02	2,1E-03	0,11	9,73	57,05	5,86
	CT0211	Gh	Arr	6,2	1,7E-03	1,7E-03	6,0E-04	5,9E-04	0,58	1,02						
	CT0212	Gh	Arr	5,4	2,4E-03	2,4E-03	9,8E-04	9,7E-04	0,20	1,22	1,9E-01	1,6E-02	0,09	7,32	53,29	7,28
	CT0213	Gcm	Arr	4,8	2,0E-03	2,0E-03	1,1E-03	1,1E-03	0,48	1,60						
	CT0214	Gcm	Arr	4	1,3E-03	1,3E-03	5,6E-04	5,5E-04	0,37	1,54	5,4E-02	5,3E-03	0,10	7,01	53,04	7,57
	CT0215	Sh	Arr	3,3	2,4E-03	2,4E-03	1,4E-03	1,4E-03	0,92	0,63						
	CT0216	Gcm/S	Arr	2,9	3,1E-03	3,0E-03	5,5E-04	5,4E-04	0,72	0,96	1,5E-01	1,1E-02	0,08	7,44	58,68	7,89
	CT0217	Gh/Gp	Arr	2,4	2,1E-03	2,1E-03	4,2E-04	4,1E-04	0,63	2,45						
	CT0218	Gmm	Arr	1,8	1,4E-03	1,4E-03	4,1E-04	4,0E-04	0,40	2,14	8,4E-03	1,1E-03	0,13	9,18	42,51	4,63
	CT0219	Sm	Arr	1,1	1,8E-03	1,7E-03	1,0E-03	9,8E-04	1,12	1,91	2,2E-01	2,6E-02	0,12	11,45	71,60	6,25
	CT0602		Arr	220	2,7E-03	2,6E-03	3,4E-03	3,4E-03	2,80	2,11	2,5E-01	2,6E-02	0,10	11,55	62,32	5,40
	CT0603		Arr	215	3,3E-03	3,2E-03	2,2E-03	2,1E-03	1,88	3,15	2,3E-01	2,1E-02	0,09	9,73	72,35	7,44
	CT0604		Arr	210	3,5E-03	3,4E-03	4,1E-03	4,0E-03	1,83	1,91	4,0E-01	4,3E-02	0,11	11,77	67,71	5,75
	CT0605		Arr	205	2,3E-03	2,3E-03	1,6E-03	1,6E-03	2,40	0,95	1,5E-01	1,5E-02	0,10	9,99	76,74	7,68
	CT0606		Arr	200	7,6E-03	7,4E-03	4,6E-03	4,6E-03	2,02	1,65	7,8E-01	6,2E-02	0,08	8,40	64,83	7,72
	CT0607		Arr	195	9,4E-03	9,2E-03	3,0E-03	2,9E-03	1,64	1,92	2,5E+00	6,4E-02	0,03	2,43	31,10	12,78
	CT0608		Arr	190	2,3E-03	2,3E-03	1,2E-03	1,2E-03	2,25	1,98	1,8E-01	2,0E-02	0,11	11,51	58,93	5,12
	CT0609		Arr	180	4,2E-03	4,1E-03	2,7E-03	2,7E-03	1,92	2,54	1,7E-01	3,3E-03	0,02	1,67	23,82	14,29

χ_{lofi} (m^3kg^{-1})	χ_{hifi} (m^3kg^{-1})	χ_{ferri} (m^3kg^{-1})	S Ratio	SIRM (Am^2kg^{-1})	$B_{r1/2}$ (mT)	NRM (Am^2/kg^{-1})	ARM (Am^2/kg^{-1})	Xarm (m^3kg^{-1})	Xferri/ Ms	XARM/ Ms	SIRM/ Ms	XARM/ XχLf	Xferri/ χARM
3,3E-07	6,4E-09	3,3E-07	0,916	5,1E-03	66,73	1,7E-06	2,1E-04	5,3E-06	9,0E-06	1,5E-04	1,4E-01	1,3E-02	0,06
2,3E-07	8,3E-09	2,4E-07	0,925	2,2E-03	55,31	1,5E-06	1,7E-04	4,2E-06	9,5E-06	1,7E-04	8,6E-02	1,2E-02	0,06
1,7E-07	1,1E-08	1,8E-07	0,875	1,7E-03	86,11	1,8E-06	2,3E-04	5,7E-06	9,4E-06	3,0E-04	9,0E-02	1,6E-02	0,03
2,6E-07	1,1E-08	2,5E-07	0,911	3,4E-03	58,32	2,0E-06	2,1E-04	5,2E-06	8,5E-06	1,8E-04	1,2E-01	9,5E-03	0,05
6,4E-06	2,9E-08	6,4E-06	0,885	2,8E-02	52,61	2,3E-05	2,6E-04	6,6E-06	8,7E-06	9,0E-06	3,8E-02	9,6E-03	0,97
						5,5E-06							
4,2E-06	1,7E-08	4,2E-06	0,842	3,0E-02	47,32	4,2E-06	2,5E-04	6,2E-06	9,0E-06	1,3E-05	6,4E-02	1,0E-02	0,68
						9,2E-06							
5,9E-06	4,3E-08	5,9E-06	0,945	5,4E-02	96,45	1,6E-05	3,4E-04	8,5E-06	6,2E-06	8,9E-06	5,7E-02	9,7E-03	0,69
						1,8E-05							
9,0E-06	4,7E-08	8,9E-06	0,896	4,6E-02	45,02	6,2E-06	2,8E-04	7,2E-06	8,1E-06	6,5E-06	4,2E-02	7,4E-03	1,25
						2,1E-05							
7,9E-07	3,0E-08	7,6E-07	0,948	1,3E-02	101,19	9,8E-06	2,0E-04	4,9E-06	7,0E-06	4,5E-05	1,2E-01	9,1E-03	0,15
						3,9E-06							
4,0E-07	1,8E-08	4,2E-07	0,918	3,4E-03	35,98	4,2E-06	9,6E-05	2,4E-06	1,0E-05	5,7E-05	8,1E-02	1,2E-02	0,18
1,1E-06	6,1E-09	1,1E-06	0,790	5,0E-03	51,51	8,6E-06	1,1E-04	2,8E-06	7,4E-06	1,8E-05	3,3E-02	1,1E-02	0,40
2,4E-06	8,7E-09	2,4E-06	0,869	2,1E-02	56,80	1,1E-05	3,2E-04	8,1E-06	8,6E-06	2,9E-05	7,7E-02	8,8E-03	0,29
1,2E-06	2,9E-08	1,2E-06	0,914	1,6E-02	53,18	5,3E-06	3,3E-04	8,4E-06	8,1E-06	5,8E-05	1,1E-01	8,5E-03	0,14
1,9E-06	9,9E-09	1,9E-06	0,867	1,3E-02	40,42	5,8E-06	2,7E-04	6,7E-06	1,0E-05	3,6E-05	6,9E-02	8,7E-03	0,28
						5,5E-06							
2,4E-06	5,9E-09	2,4E-06	0,872	1,6E-02	51,31	1,4E-05	1,9E-04	4,9E-06	9,4E-06	1,9E-05	6,2E-02	5,2E-03	0,50
						5,0E-06							
6,5E-06	2,0E-08	6,5E-06	0,929	2,0E-02	52,13	1,4E-05	1,9E-04	4,8E-06	8,4E-06	6,3E-06	2,6E-02	1,0E-02	1,33
1,1E-07	8,6E-08	2,3E-08	0,943	1,4E-03	70,32	1,1E-06	1,9E-05	4,7E-07	1,5E-06	3,1E-05	9,2E-02	4,0E-03	0,05
3,2E-07	3,3E-08	2,8E-07	0,914	4,8E-03	45,96	1,9E-06	2,9E-04	7,2E-06	8,2E-06	2,1E-04	1,4E-01	1,1E-02	0,04
						3,1E-06							
2,0E-06	5,2E-09	2,0E-06	0,929	1,2E-02	74,81	4,4E-06	1,6E-04	4,1E-06	8,9E-06	1,8E-05	5,2E-02	5,2E-03	0,50
						2,2E-06							
6,6E-07	6,0E-09	6,6E-07	0,870	9,4E-03	45,54	7,0E-06	2,7E-04	6,9E-06	8,7E-06	9,2E-05	1,3E-01	1,2E-02	0,10
						1,3E-05							
8,2E-08	3,9E-08	1,2E-07	0,889	7,8E-04	59,33	5,3E-06	2,6E-05	6,5E-07	1,2E-05	6,7E-05	7,9E-02	3,3E-03	0,18
						1,2E-05							
4,8E-06	4,2E-08	4,8E-06	0,905	3,6E-02	32,62	1,0E-05	3,6E-04	9,1E-06	9,2E-06	1,8E-05	7,0E-02	6,4E-03	0,52
						3,8E-06							
4,9E-06	2,2E-08	4,9E-06	0,858	2,8E-02	49,02	9,7E-06	2,1E-04	5,2E-06	7,8E-06	8,4E-06	4,5E-02	8,0E-03	0,93
						5,8E-06							
3,3E-06	3,0E-08	3,3E-06	0,865	1,8E-02	43,61	5,5E-06	2,2E-04	5,6E-06	8,5E-06	1,5E-05	4,6E-02	6,5E-03	0,59
1,5E-06	1,1E-08	1,5E-06	0,916	9,0E-03	53,31	4,0E-06	2,1E-04	5,4E-06	8,4E-06	3,0E-05	5,0E-02	4,4E-03	0,28
1,2E-06	7,4E-09	1,2E-06	0,883	6,5E-03	47,43	3,3E-05	1,4E-04	3,4E-06	8,9E-06	2,5E-05	4,8E-02	4,2E-03	0,35
1,2E-06	1,9E-09	1,2E-06	0,941	5,8E-03	47,05	1,4E-05	1,2E-04	2,9E-06	8,8E-06	2,2E-05	4,3E-02	3,5E-03	0,41
3,2E-06	2,4E-08	3,2E-06	0,857	1,6E-02	44,49	3,0E-05	2,0E-04	4,9E-06	9,0E-06	1,4E-05	4,6E-02	7,9E-03	0,65
						1,9E-05							
1,9E-06	2,2E-08	1,8E-06	0,856	1,1E-02	54,75	2,6E-05	1,8E-04	4,5E-06	8,3E-06	2,0E-05	4,9E-02	7,6E-03	0,41
						7,2E-05							
1,8E-06	2,1E-08	1,8E-06	0,947	1,4E-02	47,15	1,8E-05	1,5E-04	3,7E-06	8,5E-06	1,7E-05	6,5E-02	2,1E-03	0,50
						1,5E-05							
6,9E-06	4,6E-08	6,8E-06	0,940	4,2E-02	45,36	6,1E-06	1,3E-04	3,3E-06	9,1E-06	4,5E-06	5,6E-02	2,9E-03	2,05
						1,9E-05							
4,0E-06	2,1E-08	4,0E-06	0,900	2,4E-02	35,40	1,7E-05	3,0E-04	7,6E-06	9,2E-06	1,7E-05	5,5E-02	5,9E-03	0,53
2,3E-06	2,9E-08	2,3E-06	0,928	1,5E-02	48,17	2,5E-05	1,5E-04	3,8E-06	7,9E-06	1,3E-05	5,1E-02	2,9E-03	0,60
1,1E-06	1,0E-08	1,1E-06	0,914	6,1E-03	56,30	8,2E-06	1,6E-04	3,9E-06	8,6E-06	3,1E-05	4,8E-02	2,9E-03	0,28
3,7E-06	4,5E-08	3,7E-06	0,948	2,4E-02	42,06	1,2E-05	1,4E-04	3,6E-06	8,0E-06	7,8E-06	5,2E-02	2,9E-03	1,03
1,9E-06	1,7E-08	1,8E-06	0,950	1,9E-02	118,06	6,4E-06	1,4E-04	3,5E-06	8,6E-06	1,7E-05	8,8E-02	2,4E-03	0,52
						5,5E-06							
2,0E-06	2,9E-08	2,0E-06	0,898	1,1E-02	44,73	5,5E-06	1,6E-04	3,9E-06	8,4E-06	1,7E-05	4,8E-02	4,2E-03	0,50
						5,7E-06							
8,3E-07	6,8E-09	8,2E-07	0,823	5,9E-03	58,02	2,7E-06	1,4E-04	3,6E-06	8,7E-06	3,8E-05	6,2E-02	2,6E-03	0,23
2,6E-06	1,6E-08	2,6E-06	0,891	1,2E-02	45,81	4,3E-06	2,0E-04	5,1E-06	8,4E-06	1,6E-05	3,8E-02	4,6E-03	0,52
3,4E-07	4,1E-09	3,3E-07	0,926	9,2E-04	84,94	3,6E-05	1,7E-04	4,3E-06	9,5E-06	1,2E-04	2,6E-02	3,6E-03	0,08
9,5E-07	2,0E-08	9,3E-07	0,871	3,9E-03	52,12	1,6E-05	1,7E-04	4,3E-06	8,4E-06	3,8E-05	3,5E-02	4,5E-03	0,22
9,9E-07	1,5E-08	9,8E-07	0,887	6,1E-03	67,56	5,5E-06	1,4E-04	3,5E-06	8,8E-06	3,1E-05	5,4E-02	3,7E-03	0,28
6,1E-07	2,0E-08	5,9E-07	0,882	5,1E-03	67,95	5,3E-06	1,3E-04	3,1E-06	7,5E-06	4,0E-05	6,6E-02	4,6E-03	0,19
						9,1E-06							
8,2E-07	1,9E-08	8,0E-07	0,915	4,5E-03	81,17	1,1E-05	1,4E-04	3,6E-06	8,1E-06	3,7E-05	4,5E-02	4,0E-03	0,22
						5,6E-06							
1,1E-06	1,2E-08	1,1E-06	0,905	7,0E-03	77,84	2,5E-06	1,3E-04	3,2E-06	8,4E-06	2,5E-05	5,5E-02	3,8E-03	0,33
						6,9E-06							
1,7E-07	7,5E-09	1,6E-07	0,922	9,9E-04	54,09	3,8E-06	1,3E-04	3,4E-06	8,3E-06	1,8E-04	5,2E-02	5,8E-03	0,05
						1,1E-05							
1,6E-06	1,3E-08	1,6E-06	0,952	8,6E-03	45,28	1,1E-05	1,4E-04	3,6E-06	8,2E-06	1,9E-05	4,5E-02	3,6E-03	0,44
						5,0E-06							
5,0E-07	1,5E-08	4,8E-07	0,933	3,4E-03	51,17	3,7E-06	1,1E-04	2,8E-06	9,0E-06	5,2E-05	6,3E-02	5,0E-03	0,17
						5,0E-06							
1,2E-06	1,4E-08	1,2E-06	0,946	5,2E-03	58,07	5,9E-06	1,9E-04	4,7E-06	8,3E-06	3,2E-05	3,5E-02	8,6E-03	0,26
						3,6E-06							
7,3E-08	7,5E-10	7,3E-08	0,919	5,6E-04	49,49	2,0E-06	1,2E-04	3,1E-06	8,8E-06	3,7E-04	6,7E-02	7,6E-03	0,02
1,8E-06	4,8E-08	1,8E-06	0,933	1,4E-02	59,95	4,0E-06	1,6E-04	3,9E-06	8,2E-06	1,8E-05	6,2E-02	3,9E-03	0,46
2,5E-06	5,8E-08	2,4E-06	0,919	1,5E-02	61,93	2,5E-05	3,9E-04	9,8E-06	9,7E-06	4,0E-05	5,9E-02	2,9E-03	0,24
1,9E-06	5,6E-08	1,9E-06	0,934	8,8E-03	77,08	2,0E-05	2,2E-04	5,6E-06	8,0E-06	2,4E-05	3,8E-02	2,6E-03	0,33
3,1E-06	7,0E-08	3,0E-06	0,926	3,4E-02	56,58	4,5E-06	2,4E-04	6,1E-06	7,4E-06	1,5E-05	8,3E-02	1,5E-03	0,49
1,2E-06	2,2E-08	1,2E-06	0,943	8,0E-03	45,12	1,0E-05	2,2E-04	5,6E-06	7,7E-06	3,6E-05	5,2E-02	3,5E-03	0,21
5,9E-06	8,1E-08	5,8E-06	0,889	3,8E-02	60,27	9,7E-06	4,1E-04	1,0E-05	7,5E-06	1,3E-05	4,9E-02	2,2E-03	0,57
2,3E-05	1,5E-07	2,3E-05	0,921	3,6E-02	80,20	7,4E-06	4,9E-04	1,2E-05	9,5E-06	5,0E-06	1,5E-02	4,1E-03	1,88
1,4E-06	3,7E-08	1,3E-06	0,880	1,3E-02	70,28	2,4E-06	1,7E-04	4,3E-06	7,6E-06	2,4E-05	7,6E-02	3,5E-03	0,31
1,8E-06	1,1E-07	1,7E-06	0,796	2,3E-02	62,44	7,9E-05	2,1E-04	5,3E-06	9,8E-06	3,1E-05	1,3E-01	1,9E-03	0,32

Uni	Mues	Facies	Asoc. Facies	Prof. (m)	χLf (m^3kg^{-1}) A	χHf (m^3kg^{-1}) A	χLf (m^3kg^{-1}) B-C	χHf (m^3kg^{-1}) B-C	χfd % A	χfd % B-C	M_s (Am^2kg^{-1})	M_r (Am^2/kg^{-1})	M_{rs}/M_s	B_c (mT)	B_{cr} (mT)	B_{cr}/B_c
Gravas Tesoro	CT0610		Tes III	170	1,9E-03	1,9E-03	1,5E-03	1,5E-03	1,78	2,15	2,7E-01	2,0E-02	0,08	9,10	66,21	7,27
	CT0611		Tes III	160	1,8E-03	1,7E-03	1,6E-03	1,6E-03	2,41	2,17	1,3E-01	8,2E-03	0,06	6,26	49,65	7,94
	CT0612		Tes III	150	2,1E-03	2,0E-03	1,5E-03	1,5E-03	2,21	2,16	7,4E-02	8,2E-03	0,11	11,17	57,80	5,17
	CT0613		Tes III	140	2,2E-03	2,1E-03	2,5E-03	2,4E-03	2,17	1,79	2,0E-01	1,4E-02	0,07	8,99	80,00	8,90
	CT0614		Tes III	135	1,5E-03	1,4E-03	1,3E-03	1,3E-03	2,56	1,87	6,1E-02	8,1E-03	0,13	10,26	59,94	5,84
	CT0615		Tes III	125	2,1E-03	2,0E-03	1,9E-03	1,8E-03	1,89	2,07	3,0E-01	2,4E-02	0,08	8,95	64,45	7,20
	CT0618		Tes III	120	3,6E-03	3,5E-03	2,5E-03	2,4E-03	1,82	1,72	3,4E-01	2,4E-02	0,07	8,56	68,84	8,04
	CT0619		Tes III	110	3,0E-03	2,9E-03	2,1E-03	2,0E-03	2,07	2,18	3,5E-01	2,3E-02	0,07	6,47	54,80	8,47
	CT0620		Tes III	100	1,3E-03	1,2E-03	1,3E-03	1,3E-03	1,98	1,34	3,5E-02	5,6E-03	0,16	16,30	101,82	6,25
	CT0621		Tes III	90	1,7E-03	1,6E-03	1,8E-03	1,7E-03	1,98	1,97	2,2E-01	1,7E-02	0,08	7,71	57,43	7,45
	CT0622		Tes II	80	3,8E-03	3,8E-03	1,9E-03	1,9E-03	1,72	1,90	4,1E-01	3,9E-02	0,10	9,08	63,45	6,99
	CT0624		Tes II	70	3,8E-03	3,7E-03	2,5E-03	2,4E-03	1,98	1,98	1,0E+00	6,0E-02	0,06	5,57	48,28	8,67
	CT0625		Tes II	60	3,3E-03	3,2E-03	2,0E-03	1,9E-03	1,90	2,34	4,2E-01	4,5E-02	0,11	8,44	49,28	5,84
	CT0626		Tes II	55	3,9E-03	3,7E-03	2,7E-03	2,6E-03	2,80	2,34	2,9E-01	2,0E-02	0,07	5,69	46,65	8,19
	CT0628		Tes II	50	4,6E-03	4,5E-03	2,5E-03	2,4E-03	2,19	2,18	7,4E-01	4,7E-02	0,06	4,98	42,51	8,54
	CT0629		Tes II	15	3,5E-03	3,4E-03	3,2E-03	3,1E-03	2,77	1,72	5,1E-01	5,8E-02	0,11	6,78	38,49	5,67
Gravas Atrevados	CT0501	Fsm	AtIII	288	3,5E-03	3,4E-03	2,8E-03	2,8E-03	1,40	0,40	6,8E-01	7,0E-02	0,10	7,59	47,15	6,21
	CT0502	Fsm	AtIII	287,8	2,8E-03	2,8E-03	2,6E-03	2,5E-03	1,11	0,83	2,1E-01	2,5E-02	0,12	9,34	52,79	5,65
	CT0503	Fsm	AtIII	287,6	3,1E-03	3,1E-03	2,8E-03	2,7E-03	0,78	0,76						
	CT0504	Fsm	AtIII	287	2,6E-03	2,6E-03	2,0E-03	2,0E-03	1,71	0,64	2,2E-01	2,3E-02	0,11	7,51	47,90	6,38
	CT0505	Fsm	AtIII	286,5	2,3E-03	2,2E-03	2,0E-03	2,0E-03	1,58	2,00						
	CT0506	Sm	AtIII	285,7	4,4E-03	4,3E-03	3,0E-03	3,0E-03	0,60	0,34	6,2E-01	4,1E-02	0,07	6,33	44,76	7,07
	CT0507	Sm	AtIII	285	6,0E-03	6,0E-03	3,8E-03	3,8E-03	0,43	0,25						
	CT0508	Gmm	AtIII	284	5,7E-03	5,6E-03	3,8E-03	3,8E-03	0,53	0,74	2,8E-01	3,1E-02	0,11	8,29	53,04	6,40
	CT0509	Gcm	AtIII	283	4,4E-03	4,3E-03	3,2E-03	3,2E-03	0,86	0,34						
	CT0510	Gcm	AtIII	282	3,4E-03	3,4E-03	3,2E-03	3,2E-03	0,99	0,38	3,3E-01	3,3E-02	0,10	7,21	46,14	6,40
	CT0511	Gmm	AtIII	281	1,9E-03	1,9E-03	1,9E-03	1,9E-03	1,39	0,68						
	CT0512	Sm	AtIII	280,5	3,2E-03	3,2E-03	3,0E-03	3,0E-03	1,46	0,79	3,6E-01	4,1E-02	0,11	9,24	45,89	4,97
	CT0513	Gmm	AtIII	280	3,8E-03	3,7E-03	2,9E-03	2,9E-03	0,79	0,85						
	CT0514	Sm	AtIII	278,5	5,0E-03	5,0E-03	3,6E-03	3,6E-03	0,43	0,64	6,2E-01	5,0E-02	0,08	6,62	46,02	6,95
	CT0515	Sm	AtIII	277	7,2E-03	7,1E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,51	0,77						
	CT0516	Sm	AtIII	275,5	3,7E-03	3,7E-03	3,5E-03	3,5E-03	0,65	0,64	4,3E-01	3,0E-02	0,07	6,18	46,27	7,48
	CT0517	Gmm	AtIII	275	4,1E-03	4,1E-03	3,4E-03	3,4E-03	0,92	0,35						
	CT0518	Gmm	AtIII	274,5	3,4E-03	3,4E-03	2,9E-03	2,9E-03	0,57	0,94	4,7E-01	5,1E-02	0,11	11,36	77,24	6,80
	CT0519	Sm	AtIII	274	4,2E-03	4,2E-03	3,5E-03	3,5E-03	0,62	0,32						
	CT0520	Sm	AtIII	273,5	6,4E-03	6,3E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,56	0,27	5,4E-01	4,8E-02	0,09	9,34	70,09	7,50
	CT0521	Sm	AtIII	272,6	1,9E-03	1,9E-03	1,7E-03	1,6E-03	1,59	3,36						
	CT0522	Sm	AtIII	271,8	1,9E-03	1,9E-03	1,7E-03	1,7E-03	2,34	2,61	2,4E-01	2,3E-02	0,10	5,55	39,12	7,04
	CT0523	Sm	AtIII	270	2,0E-03	2,0E-03	2,0E-03	2,0E-03	0,95	0,34						
	CT0524	Sm	AtIII	269,5	2,2E-03	2,1E-03	2,3E-03	2,3E-03	2,05	0,89	1,2E-01	1,5E-02	0,12	8,14	49,15	6,04
	CT0525	Sm	AtIII	268,5	1,8E-03	1,8E-03	1,4E-03	1,4E-03	1,14	2,00						
	CT0526	Gs	AtIII	268	1,8E-03	1,7E-03	1,5E-03	1,4E-03	0,63	1,01	1,3E-01	1,5E-02	0,11	7,72	42,13	5,45
	CT0527	Gs	AtIII	267	1,8E-03	1,8E-03	1,6E-03	1,6E-03	0,98	0,35						
	CT0528	Fsm	AtIII	265,5	3,2E-03	3,2E-03	2,5E-03	2,5E-03	1,29	0,54	2,4E-01	3,0E-02	0,12	9,67	53,90	5,57
	CT0529	Fsm	AtIII	264	2,0E-03	2,0E-03	1,7E-03	1,7E-03	1,29	1,52						
	CT0530	Fsm	AtIII	261	3,8E-03	3,8E-03	2,5E-03	2,5E-03	1,22	1,67	4,6E-01	5,2E-02	0,11	9,42	58,70	6,23
	CT0531	Fsm	AtIII	260	6,1E-03	6,0E-03	4,1E-03	4,0E-03	0,58	0,65						
	CT0532	Fsm	AtIII	258,5	8,6E-03	8,6E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,47	0,23	1,4E+00	1,2E-01	0,09	8,35	42,76	5,12
	CT0533	Sh	AtIII	257,5	3,7E-03	3,7E-03	3,1E-03	3,1E-03	1,44	0,33						
	CT0534	Sh	AtIII	256,7	4,5E-03	4,5E-03	3,2E-03	3,2E-03	0,97	0,15	6,2E-01	5,7E-02	0,09	7,05	44,26	6,28
	CT0535	Gs	AtIII	256,3	5,9E-03	5,9E-03	3,5E-03	3,4E-03	0,21	1,08						
	CT0536	Gs	AtIII	255,9	3,7E-03	3,7E-03	3,5E-03	3,5E-03	0,12	0,27	1,1E+00	1,0E-01	0,09	10,43	70,22	6,73
	CT0537	Gs	AtIII	255,5	2,2E-03	2,2E-03	1,5E-03	1,5E-03	0,95	0,43						
	CT0538	Sm	AtIII	255	1,1E-03	1,1E-03	9,4E-04	9,3E-04	0,84	1,23	8,2E-02	1,0E-02	0,12	7,11	43,13	6,07
	CT0539	Gcm	AtIII	254,5	1,9E-03	1,9E-03	1,5E-03	1,5E-03	1,44	0,45						
	CT0540	Gh	AtIII	253,8	3,7E-03	3,6E-03	2,3E-03	2,2E-03	2,04	2,22	2,1E-01	2,4E-02	0,11	7,52	42,13	5,60
	CT0541	Fsm	AtIII	252	4,9E-03	4,9E-03	3,4E-03	3,4E-03	0,28	0,20						
	CT0542	Gmm	AtIII	251	5,2E-03	5,2E-03	3,6E-03	3,5E-03	0,18	0,16	3,1E-01	4,2E-02	0,14	9,25	36,11	3,90
	CT0543	Fsm	AtIII	249,7	1,0E-02	1,0E-02	3,9E-03	3,9E-03	0,36	0,12						
	CT0544	Gh	AtIII	249,2	4,9E-03	4,9E-03	3,3E-03	3,3E-03	0,59	0,91	1,2E+00	8,4E-02	0,07	6,27	52,91	8,44
	CT0545	Sh	AtIII	248,8	3,4E-03	3,4E-03	3,1E-03	3,1E-03	0,39	0,31						
	CT0546	Gp	AtIII	248,5	3,6E-03	3,5E-03	3,1E-03	3,1E-03	0,48	0,32	3,9E-01	4,5E-02	0,12	11,46	56,93	4,97
	CT0547	Gs	AtIII	247,5	3,4E-03	3,4E-03	2,8E-03	2,8E-03	0,77	0,38						
	CT0548	Gcm	AtIII	247	1,9E-03	1,9E-03	1,8E-03	1,8E-03	1,47	1,27	6,7E-02	1,2E-02	0,17	13,17	56,30	4,28
	CT0549	Gs	AtIII	246,2	3,5E-03	3,5E-03	3,1E-03	3,0E-03	0,81	0,67						
	CT0550	Gmm	AtIII	245	8,0E-03	7,9E-03	5,2E-03	5,2E-03	0,38	0,62	1,2E+00	7,1E-02	0,06	5,15	49,15	9,54
	CT0301	Fsm	AtIII	244	2,4E-03	2,4E-03	2,5E-03	2,5E-03	0,78	0,69						
	CT0302	Fsm	AtIII	243,85	2,5E-03	2,4E-03	2,3E-03	2,2E-03	0,76	1,19	2,1E-01	3,0E-02	0,15	12,50	55,80	4,46
	CT0303	Fsm	AtIII	243,7	2,8E-03	2,7E-03	2,6E-03	2,6E-03	1,02	1,47						
	CT0304	Fsm	AtIII	243,55	2,7E-03	2,7E-03	2,7E-03	2,7E-03	0,70	0,60	2,4E-01	3,1E-02	0,13	12,28	58,06	4,73
	CT0305	Gmm	AtIII	243,1	2,6E-03	2,6E-03	2,4E-03	2,3E-03	0,91	1,43						
	CT0306	Sm	AtIII	242,6	3,0E-03	3,0E-03	2,5E-03	2,5E-03	0,76	1,15	2,8E-01	5,2E-02	0,19	18,43	56,80	3,08
	CT0307	Gmm	AtIII	239,5	5,1E-03	5,0E-03	3,4E-03	3,4E-03	0,90	0,65						
	CT0308	Gmm	AtIII	239,3	5,8E-03	5,7E-03	3,6E-03	3,5E-03	0,94	0,61	5,3E-01	5,7E-02	0,11	11,35	59,18	5,22
	CT0309	Gmm	AtIII	239	3,3E-03	3,3E-03	3,3E-03	3,2E-03	0,83	0,55						
	CT0310	Gmm	AtIII	238,8	3,0E-03	3,0E-03	3,1E-03	3,1E-03	0,83	1,30	3,1E-01	4,1E-02	0,13	13,04	62,32	4,78
	CT0311	Gmm	AtIII	238,4	3,7E-03	3,7E-03	4,6E-03	4,6E-03	0,41	0,23						
	CT0312	Gs	AtIII	238,8	6,6E-03	6,6E-03	5,1E-03	5,1E-03	0,41	0,34	3,3E-01	2,0E-02	0,06	5,07	46,02	9,08
	CT0313	Gcm	AtIII	237	5,6E-03	5,6E-03	4,2E-03	4,2E-03	0,52	0,69						
	CT0314	Gcm	AtIII	236,85	4,9E-03	4,9E-03	4,3E-03	4,2E-03	0,56	0,90	3,1E-01	3,7E-02	0,12	9,47	54,04	5,71
	CT0315	Gcm	AtIII	236,7	4,3E-03	4,3E-03	3,6E-03	3,6E-03	0,74	0,89						
	CT0316	Gcm	AtIII	236,55	4,9E-03	4,8E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,54	0,48	3,5E-01	4,5E-02	0,13	10,61	62,19	5,86
	CT0317	Gp	AtIII	236,1	4,2E-03	4,2E-03	3,8E-03	3,8E-03	0,21	0,91						
	CT0318	Gp	AtIII	235,5	7,2E-03	7,2E-03	4,5E-03	4,4E-03	0,41	0,86	8,1E-01	6,5E-02	0,08	7,86	61,57	7,83
	CT0319	Gmm	AtIII	234,9	5,5E-03	5,5E-03	3,8E-03	3,8E-03	0,57	0,61						

χ_{lofi} (m^3kg^{-1})	χ_{hifi} (m^3kg^{-1})	χ_{ferri} (m^3kg^{-1})	S Ratio	SIRM (Am^2kg^{-1})	$B_{r1/2}$ (mT)	NRM (Am^2/kg^{-1})	ARM (Am^2/kg^{-1})	Xarm (m^3kg^{-1})	Xferri/ Ms	XARM/ Ms	SIRM/ Ms	XARM/ XχLf	Xferri/ χARM
2,0E-06	4,2E-08	1,9E-06	0,928	9,4E-03	58,18	5,8E-06	1,7E-04	4,2E-06	7,3E-06	1,6E-05	3,5E-02	2,7E-03	0,46
1,4E-06	5,0E-08	1,4E-06	0,935	8,1E-03	48,34	3,5E-06	1,7E-04	4,3E-06	1,0E-05	3,2E-05	6,0E-02	2,6E-03	0,32
5,8E-07	2,3E-08	5,5E-07	0,948	3,9E-03	50,01	3,6E-06	1,4E-04	3,6E-06	7,5E-06	4,9E-05	5,3E-02	2,4E-03	0,15
1,4E-06	2,4E-08	1,4E-06	0,935	7,0E-03	64,46	8,3E-06	1,2E-04	2,9E-06	7,1E-06	1,5E-05	3,5E-02	1,2E-03	0,48
7,7E-07	2,1E-08	7,4E-07	0,819	4,3E-03	83,61	5,0E-06	9,9E-05	2,5E-06	1,2E-05	4,1E-05	7,0E-02	1,9E-03	0,30
2,2E-06	2,9E-08	2,2E-06	0,922	1,5E-02	67,18	5,6E-06	1,5E-04	3,7E-06	7,4E-06	1,3E-05	4,9E-02	2,0E-03	0,59
3,0E-06	1,6E-07	2,8E-06	0,845	1,3E-02	74,84	1,1E-05	2,6E-04	6,4E-06	8,3E-06	1,9E-05	3,9E-02	2,6E-03	0,44
3,6E-06	1,1E-07	3,5E-06	0,911	1,4E-02	65,19	3,1E-06	2,1E-04	5,4E-06	1,0E-05	1,5E-05	4,1E-02	2,6E-03	0,66
3,5E-07	4,0E-08	3,1E-07	0,902	2,8E-03	99,46	4,0E-06	1,0E-04	2,6E-06	9,0E-06	7,3E-05	7,9E-02	1,9E-03	0,12
2,3E-06	6,9E-08	2,3E-06	0,878	8,7E-03	70,14	7,4E-06	1,6E-04	4,0E-06	1,0E-05	1,8E-05	3,9E-02	2,2E-03	0,57
3,4E-06	3,2E-08	3,4E-06	0,933	2,8E-02	52,24	3,5E-05	3,3E-04	8,2E-06	8,4E-06	2,0E-05	6,8E-02	4,4E-03	0,41
1,1E-05	2,0E-07	1,1E-05	0,653	4,2E-02	48,69	2,4E-05	3,9E-04	9,8E-06	1,1E-05	9,5E-06	4,1E-02	4,0E-03	1,12
5,3E-06	1,1E-07	5,2E-06	0,922	2,7E-02	66,50	7,7E-06	3,8E-04	9,4E-06	1,2E-05	2,3E-05	6,5E-02	4,8E-03	0,55
2,8E-06	6,7E-08	2,8E-06	0,941	6,8E-03	50,85	1,6E-04	6,3E-04	1,6E-05	9,7E-06	5,5E-05	2,4E-02	6,0E-03	0,17
9,1E-06	1,3E-07	9,0E-06	0,942	3,3E-02	45,03	7,9E-06	4,4E-04	1,1E-05	1,2E-05	1,5E-05	4,5E-02	4,4E-03	0,82
4,7E-06	3,3E-08	4,7E-06	0,849	3,3E-02	44,37	1,0E-04	4,7E-04	1,2E-05	9,1E-06	2,3E-05	6,5E-02	3,7E-03	0,39
6,2E-06	8,5E-08	6,2E-06	0,910	3,8E-02	52,53	2,8E-06	3,8E-04	9,6E-06	9,1E-06	1,4E-05	5,6E-02	3,4E-03	0,64
2,0E-06	3,0E-08	1,9E-06	0,511	1,2E-02	49,30	3,4E-06	3,9E-04	9,8E-06	9,0E-06	4,6E-05	5,5E-02	3,8E-03	0,20
						6,8E-06							
2,1E-06	3,8E-08	2,1E-06	0,547	1,8E-02	52,91	3,5E-06	3,3E-04	8,2E-06	9,4E-06	3,7E-05	8,1E-02	4,2E-03	0,25
						5,2E-06							
5,6E-06	4,7E-08	5,5E-06	0,622	1,8E-02	52,67	9,3E-06	3,3E-04	8,4E-06	9,0E-06	1,4E-05	3,0E-02	2,8E-03	0,66
						1,2E-04							
2,6E-06	2,6E-08	2,5E-06	0,583	2,9E-02	62,75	7,8E-06	3,8E-04	9,7E-06	8,9E-06	3,4E-05	1,0E-01	2,5E-03	0,26
						8,2E-06							
3,2E-06	3,2E-08	3,2E-06	0,831	1,7E-02	50,12	1,6E-05	3,8E-04	9,7E-06	9,6E-06	2,9E-05	5,1E-02	3,0E-03	0,33
						1,2E-06							
3,4E-06	3,6E-08	3,3E-06	0,679	2,5E-02	53,40	9,7E-06	3,8E-04	9,6E-06	9,2E-06	2,7E-05	7,0E-02	3,2E-03	0,35
						6,8E-06							
5,6E-06	5,0E-08	5,6E-06	0,782	9,6E-03	65,25	1,7E-05	3,9E-04	9,8E-06	9,0E-06	1,6E-05	1,5E-02	2,7E-03	0,57
						9,8E-06							
3,8E-06	2,8E-08	3,8E-06	0,827	1,5E-02	46,31	1,1E-05	3,1E-04	7,7E-06	8,7E-06	1,8E-05	3,4E-02	2,2E-03	0,49
						2,3E-05							
3,4E-06	2,6E-08	3,4E-06	0,904	2,3E-02	42,13	7,0E-06	2,8E-04	7,0E-06	7,3E-06	1,5E-05	4,9E-02	2,4E-03	0,48
						6,2E-06							
4,6E-06	4,6E-08	4,5E-06	0,905	2,9E-02	51,93	2,4E-05	3,8E-04	9,5E-06	8,4E-06	1,8E-05	5,3E-02	2,4E-03	0,48
						5,0E-06							
2,4E-06	3,5E-08	2,4E-06	0,911	1,2E-02	33,93	1,2E-06	3,9E-04	9,8E-06	1,0E-05	4,1E-05	5,1E-02	5,6E-03	0,24
						1,1E-05							
1,1E-06	1,8E-08	1,1E-06	0,716	1,0E-02	56,64	4,6E-06	2,8E-04	7,1E-06	9,3E-06	5,8E-05	8,6E-02	3,1E-03	0,16
						1,2E-06							
1,3E-06	2,9E-08	1,3E-06	0,581	1,1E-02	65,13	2,0E-06	3,3E-04	8,3E-06	9,9E-06	6,3E-05	8,1E-02	5,7E-03	0,16
						2,3E-06							
2,3E-06	4,1E-08	2,2E-06	0,887	2,3E-02	50,48	7,2E-06	4,0E-04	1,0E-05	9,1E-06	4,1E-05	9,4E-02	4,0E-03	0,22
						1,1E-06							
4,2E-06	7,1E-08	4,1E-06	0,889	3,8E-02	52,98	6,1E-06	3,8E-04	9,5E-06	8,9E-06	2,1E-05	8,1E-02	3,8E-03	0,43
						2,0E-05							
1,2E-05	8,9E-08	1,2E-05	0,888	5,4E-02	40,58	2,2E-05	5,1E-04	1,3E-05	9,1E-06	9,5E-06	4,0E-02	3,2E-03	0,96
						8,1E-05							
5,6E-06	6,5E-08	5,5E-06	0,943	2,0E-02	49,91	2,1E-05	3,7E-04	9,3E-06	8,9E-06	1,5E-05	3,2E-02	2,9E-03	0,59
						3,0E-05							
9,0E-06	7,9E-08	8,9E-06	0,841	9,4E-03	55,35	3,0E-05	3,3E-04	8,4E-06	8,0E-06	7,6E-06	8,4E-03	2,4E-03	1,07
						1,4E-06							
8,6E-07	3,6E-08	8,2E-07	0,824	6,5E-03	58,82	1,8E-06	2,5E-04	6,3E-06	1,0E-05	7,7E-05	7,9E-02	6,7E-03	0,13
						1,3E-06							
2,1E-06	2,6E-08	2,0E-06	0,826	2,2E-02	55,04	7,9E-06	3,4E-04	8,6E-06	9,5E-06	4,1E-05	1,0E-01	3,8E-03	0,24
						9,5E-06							
3,3E-06	4,0E-08	3,2E-06	0,743	1,9E-02	53,11	3,0E-06	3,3E-04	8,3E-06	1,0E-05	2,7E-05	6,1E-02	2,3E-03	0,39
						4,5E-05							
1,1E-05	6,0E-08	1,1E-05	0,631	4,8E-02	42,68	3,4E-05	3,8E-04	9,4E-06	8,9E-06	7,9E-06	4,0E-02	2,8E-03	1,12
						3,4E-05							
3,7E-06	9,0E-08	3,6E-06	0,941	4,6E-02	44,15	1,7E-05	3,5E-04	8,9E-06	9,4E-06	2,3E-05	1,2E-01	2,9E-03	0,41
						4,4E-05							
6,4E-07	2,4E-08	6,1E-07	0,794	5,6E-03	69,08	6,2E-06	2,9E-04	7,3E-06	9,2E-06	1,1E-04	8,4E-02	4,0E-03	0,08
						4,9E-06							
1,1E-05	5,3E-08	1,1E-05	0,902	4,9E-02	43,54	2,5E-05	4,8E-04	1,2E-05	9,1E-06	1,0E-05	4,2E-02	2,3E-03	0,90
						9,8E-06							
1,8E-06	5,5E-08	1,7E-06	0,917	2,3E-02	64,33	9,5E-06	2,7E-04	6,8E-06	8,3E-06	3,3E-05	1,1E-01	3,0E-03	0,25
						2,3E-05							
2,0E-06	4,1E-08	2,0E-06	0,907	2,0E-02	64,40	2,5E-05	2,8E-04	7,1E-06	8,1E-06	2,9E-05	8,4E-02	2,6E-03	0,28
						1,9E-05							
2,2E-06	5,2E-08	2,1E-06	0,851	3,1E-02	85,46	6,5E-06	3,4E-04	8,5E-06	7,7E-06	3,0E-05	1,1E-01	3,3E-03	0,25
						3,6E-05							
4,4E-06	6,0E-08	4,3E-06	0,925	1,7E-02	48,25	2,4E-05	4,7E-04	1,2E-05	8,1E-06	2,2E-05	3,2E-02	3,3E-03	0,37
						6,3E-06							
2,5E-06	4,2E-08	2,4E-06	0,898	2,7E-02	76,19	8,5E-06	3,1E-04	7,7E-06	7,7E-06	2,5E-05	8,6E-02	2,4E-03	0,31
						1,3E-05							
3,3E-06	5,9E-08	3,2E-06	0,924	3,1E-02	56,41	3,6E-05	5,0E-04	1,3E-05	9,8E-06	3,8E-05	9,6E-02	2,4E-03	0,26
						3,0E-05							
2,8E-06	4,0E-08	2,8E-06	0,924	3,0E-02	62,52	1,3E-05	5,1E-04	1,3E-05	8,9E-06	4,1E-05	9,7E-02	3,0E-03	0,22
						1,7E-05							
3,1E-06	4,3E-08	3,0E-06	0,927	3,4E-02	64,57	3,5E-05	4,4E-04	1,1E-05	8,7E-06	3,2E-05	9,8E-02	2,8E-03	0,27
						8,7E-06							
6,6E-06	6,8E-08	6,6E-06	0,732	3,8E-02	62,54	1,4E-05	4,7E-04	1,2E-05	8,1E-06	1,5E-05	4,7E-02	2,6E-03	0,56
						1,1E-05							

Uni	Mues	Facies	Asoc. Facies	Prof. (m)	χLf (m^3kg^{-1}) A	χHf (m^3kg^{-1}) A	χLf (m^3kg^{-1}) B-C	χHf (m^3kg^{-1}) B-C	χfd % A	χfd % B-C	M_s (Am^2kg^{-1})	M_r (Am^2/kg^{-1})	M_{rs}/M_s	B_c (mT)	B_{cr} (mT)	B_{cr}/B_c
Gravas Atravesados	CT0320	Gpt	AtIII	234,3	1,0E-02	1,0E-02	4,5E-03	4,5E-03	0,42	0,62	8,2E-01	7,4E-02	0,09	7,72	51,28	6,64
	CT0321	Fsm	AtIII	231,6	4,8E-03	4,7E-03	4,2E-03	4,2E-03	0,93	0,48	3,0E-01	3,1E-02	0,10	8,29	44,64	5,39
	CT0322	Fsm	AtIII	231,5	4,0E-03	4,0E-03	4,2E-03	4,2E-03	0,87	0,88	4,7E-01	3,4E-02	0,07	5,63	44,26	7,86
	CT0323	Fsm	AtIII	231,3	4,1E-03	4,1E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,83	1,01	4,0E-01	3,9E-02	0,10	8,40	51,28	6,10
	CT0324	Fsm	AtIII	231,2	4,1E-03	4,1E-03	4,4E-03	4,3E-03	1,08	1,13	4,4E-01	3,7E-02	0,08	6,53	49,53	7,58
	CT0325	Fsm	AtIII	231	5,2E-03	5,1E-03	5,3E-03	5,3E-03	0,59	0,47						
	CT0326	Fsm	AtIII	230,8	4,9E-03	4,8E-03	3,9E-03	3,9E-03	0,91	0,76	4,1E-01	4,5E-02	0,11	10,65	70,22	6,60
	CT0327	Gcm	AtIII	230,6	6,3E-03	6,2E-03	3,8E-03	3,8E-03	0,83	0,76						
	CT0328	Fsm	AtIII	230,5	4,2E-03	4,2E-03	4,0E-03	3,9E-03	0,72	0,90	5,1E-01	4,8E-02	0,09	9,37	55,17	5,89
	CT0329	Fsm	AtIII	230,4	4,9E-03	4,9E-03	3,7E-03	3,6E-03	0,83	0,30						
	CT0330	Fsm	AtIII	230,3	3,9E-03	3,9E-03	3,8E-03	3,7E-03	1,09	0,79	6,2E-02	6,9E-03	0,11	9,07	51,03	5,63
	CT0331	Fsm	AtIII	230,1	3,2E-03	3,2E-03	3,3E-03	3,2E-03	1,36	0,86						
	CT0332	Fsm	AtIII	229,9	3,9E-03	3,9E-03	3,7E-03	3,6E-03	0,74	0,91	4,7E-01	4,7E-02	0,10	6,29	39,50	6,27
	CT0333	Fsm	AtIII	229,7	3,5E-03	3,5E-03	3,7E-03	3,6E-03	0,91	0,88						
	CT0334	Fsm	AtIII	229,5	3,7E-03	3,7E-03	3,7E-03	3,7E-03	0,89	0,86	1,2E-01	9,5E-03	0,08	6,29	34,61	5,50
	CT0335	Gcm	AtIII	229,3	3,4E-03	3,3E-03	3,4E-03	3,4E-03	0,82	1,48						
	CT0336	Fsm	AtIII	228,9	3,8E-03	3,8E-03	3,0E-03	3,0E-03	0,93	1,23	2,7E-01	2,8E-02	0,11	8,74	51,16	5,85
	CT0337	Fsm	AtIII	228,75	3,9E-03	3,8E-03	4,1E-03	4,1E-03	1,02	0,81						
	CT0338	Fsm	AtIII	228,6	3,6E-03	3,6E-03	3,2E-03	3,2E-03	0,71	0,73	3,3E-01	3,6E-02	0,11	9,63	59,56	6,18
	CT0339	Fsm	AtIII	228,3	3,7E-03	3,7E-03	3,3E-03	3,3E-03	0,71	0,89						
	CT0340	Gh	AtIII	227,7	4,2E-03	4,2E-03	4,1E-03	4,1E-03	0,71	0,82	3,0E-01	2,4E-02	0,08	7,17	50,03	6,98
	CT0551	Gh	AtIII	227	5,1E-03	5,0E-03	4,2E-03	4,1E-03	0,72	1,26						
	CT0552	Gh	AtIII	226,2	1,1E-02	1,1E-02	4,8E-03	4,7E-03	0,60	1,03	3,7E-01	4,4E-02	0,12	9,02	48,15	5,34
	CT0553	Gh	AtIII	225,6	8,5E-03	8,5E-03	4,5E-03	4,4E-03	0,44	0,47						
	CT0554	Gh	AtIII	225	5,6E-03	5,6E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,43	0,54	5,3E-01	5,9E-02	0,11	9,14	63,20	6,91
	CT0555	Gh	AtIII	224,3	5,0E-03	5,0E-03	3,3E-03	3,3E-03	0,19	0,67						
	CT0556	Gh	AtIII	223,7	4,7E-03	4,6E-03	5,3E-03	5,3E-03	0,47	0,37	4,9E-01	4,5E-02	0,09	6,86	41,88	6,11
	CT0557	Gh	AtIII	223	4,4E-03	4,3E-03	3,6E-03	3,6E-03	1,74	0,86						
	CT0558	Gh	AtIII	222,5	3,0E-03	3,0E-03	2,7E-03	2,7E-03	1,38	1,30	3,2E-01	3,7E-02	0,11	9,39	52,79	5,62
	CT0559	Fsm	AtII	222	2,8E-03	2,7E-03	2,5E-03	2,5E-03	2,31	0,48						
	CT0560	Fsm	AtII	221	2,6E-03	2,6E-03	2,5E-03	2,4E-03	1,82	0,47	2,4E-01	2,7E-02	0,11	9,43	57,43	6,09
	CT0561	Fsm	AtII	220	3,0E-03	3,0E-03	2,8E-03	2,8E-03	1,35	1,24						
	CT0562	Fsm	AtII	219	4,7E-03	4,7E-03	3,7E-03	3,7E-03	0,65	0,55	3,2E-01	3,1E-02	0,10	8,06	62,82	7,79
	CT0563	Gcm	AtII	218	3,5E-03	3,5E-03	2,8E-03	2,8E-03	1,58	0,42						
	CT0564	Fsm	AtII	217,5	3,2E-03	3,2E-03	2,8E-03	2,8E-03	0,70	1,65	2,2E-01	2,7E-02	0,13	9,12	43,26	4,75
	CT0565	Fsm	AtII	217	3,5E-03	3,4E-03	2,9E-03	2,9E-03	1,57	1,21						
	CT0566	Fsm	AtII	216,5	4,6E-03	4,5E-03	3,6E-03	3,6E-03	1,06	0,53	5,9E-01	2,8E-02	0,05	4,53	27,59	6,09
	CT0567	Gcg	AtII	216	2,7E-03	2,6E-03	2,7E-03	2,7E-03	2,64	0,44						
	CT0568	Sm	AtII	215,5	2,7E-03	2,7E-03	2,5E-03	2,5E-03	1,38	0,96	2,4E-01	2,3E-02	0,09	6,75	36,11	5,35
	CT0569	Sm	AtII	214,5	2,8E-03	2,8E-03	2,7E-03	2,6E-03	1,73	1,35						
	CT0570	Sm	AtII	213,5	2,9E-03	2,8E-03	2,6E-03	2,6E-03	1,71	0,23	3,2E-01	2,7E-02	0,09	6,41	49,78	7,77
	CT0571	Sm	AtII	212,5	3,3E-03	3,3E-03	2,6E-03	2,6E-03	0,90	0,22						
	CT0572	Sm	AtII	211,5	2,6E-03	2,6E-03	2,6E-03	2,6E-03	1,27	0,92	1,5E+00	4,4E-02	0,03	2,80	45,89	16,41
	CT0573	Sm	AtII	210,5	3,1E-03	3,0E-03	2,7E-03	2,6E-03	1,40	1,33						
	CT0574	Sm	AtII	209,5	3,0E-03	2,9E-03	2,7E-03	2,7E-03	2,74	1,63	2,2E-01	2,3E-02	0,10	7,45	39,37	5,29
	CT0575	Sm	AtII	208,5	3,1E-03	3,0E-03	2,6E-03	2,5E-03	1,37	2,22						
	CT0576	Sm	AtII	207,5	2,6E-03	2,6E-03	2,5E-03	2,5E-03	1,86	1,48	1,8E-01	1,5E-02	0,08	8,83	79,25	8,98
	CT0577	Sm	AtII	206,5	2,8E-03	2,7E-03	2,7E-03	2,7E-03	1,01	0,83						
	CT0578	Sm	AtII	205,5	3,1E-03	3,0E-03	2,8E-03	2,7E-03	1,37	1,69	3,2E-01	2,5E-02	0,08	4,55	38,37	8,43
	CT0579	Sm	AtII	204,5	3,4E-03	3,3E-03	2,8E-03	2,8E-03	1,70	0,38						
	CT0580	Gs	AtII	204	3,5E-03	3,4E-03	2,7E-03	2,7E-03	0,85	0,98	3,0E-01	3,5E-02	0,12	8,33	49,65	5,96
	CT0581	Gs	AtII	203,3	2,9E-03	2,9E-03	2,8E-03	2,8E-03	1,37	0,73						
	CT0582	Sm	AtII	202,3	2,9E-03	2,9E-03	2,8E-03	2,7E-03	1,24	1,52	4,0E-01	4,9E-02	0,12	9,89	35,75	3,62
	CT0583	Sm	AtII	201,5	3,3E-03	3,3E-03	2,7E-03	2,7E-03	1,35	0,74						
	CT0584	Gh	AtII	200,5	2,7E-03	2,7E-03	2,4E-03	2,4E-03	1,41	0,99	3,5E-01	3,6E-02	0,10	11,71	83,51	7,13
	CT0585	Gs	AtII	199,5	2,4E-03	2,4E-03	2,1E-03	2,0E-03	1,12	2,19						
	CT0586	Sm	AtII	198,5	2,3E-03	2,3E-03	2,1E-03	2,0E-03	1,74	1,81	2,6E-01	2,8E-02	0,11	9,20	56,43	6,13
	CT0587	Sm	AtII	197,8	2,5E-03	2,4E-03	2,0E-03	2,0E-03	1,10	1,26						
	CT0588	Sm	AtII	196,8	2,3E-03	2,3E-03	2,1E-03	2,0E-03	1,63	1,91	3,2E-01	3,7E-02	0,12	8,33	49,65	5,96
	CT0589	Sm	AtII	195,5	2,6E-03	2,6E-03	2,3E-03	2,3E-03	1,31	0,55						
	CT0590	Sm	AtII	194	2,8E-03	2,8E-03	2,5E-03	2,5E-03	1,53	0,53	3,6E-01	3,6E-02	0,10	5,99	39,12	6,53
	CT0591	Sm	AtII	192,5	2,9E-03	2,9E-03	2,6E-03	2,5E-03	0,67	0,51						
	CT0592	Sm	AtII	191,3	3,0E-03	2,9E-03	2,6E-03	2,6E-03	0,50	0,49	9,9E-02	8,6E-03	0,09	6,75	47,52	7,04
	CT0593	Sm	AtII	190	3,3E-03	3,3E-03	3,0E-03	3,0E-03	0,73	0,86						
	CT0594	Sm	AtII	189	3,4E-03	3,3E-03	3,1E-03	3,1E-03	2,05	0,39	2,6E-01	2,7E-02	0,10	7,05	34,23	4,86
	CT0595	Sm	AtII	187	3,9E-03	3,9E-03	3,3E-03	3,3E-03	0,12	0,77						
	CT0596	Sm	AtII	185,6	4,0E-03	3,9E-03	3,5E-03	3,5E-03	0,97	0,18	1,9E-01	2,0E-02	0,10	6,97	48,40	6,94
	CT0597	Sm	AtII	184,2	3,7E-03	3,6E-03	3,3E-03	3,3E-03	0,54	0,71						
	CT0598	Sm	AtII	183	3,8E-03	3,7E-03	3,7E-03	3,7E-03	0,67	0,32	3,1E-01	3,4E-02	0,11	8,19	55,05	6,72
	CT0599	Sm	AtII	182	3,7E-03	3,7E-03	3,8E-03	3,7E-03	0,68	1,07						
	CT05100	Fm	AtII	180,5	3,8E-03	3,8E-03	3,6E-03	3,6E-03	0,85	1,02	1,3E-01	1,7E-02	0,13	10,56	49,78	4,71
	CT05101	Sm	AtII	180	4,4E-03	4,3E-03	4,1E-03	4,1E-03	1,22	0,28						
	CT05102	Sm	AtII	179,7	3,5E-03	3,5E-03	3,4E-03	3,4E-03	0,85	0,68	3,2E-01	2,5E-02	0,08	7,44	39,50	5,31
	CT05103	Sm	AtII	178,8	3,3E-03	3,2E-03	3,3E-03	3,3E-03	1,43	1,16						
	CT05104	Sm	AtII	178	3,7E-03	3,7E-03	3,4E-03	3,4E-03	0,81	0,88	2,5E-01	2,5E-02	0,10	8,08	56,30	6,97
	CT05105	Gmm	AtII	177,2	4,3E-03	4,3E-03	3,5E-03	3,5E-03	0,72	0,29						
	CT05106	Sm	AtII	176,5	4,0E-03	3,9E-03	3,3E-03	3,3E-03	0,41	0,30	4,3E-01	3,9E-02	0,09	7,00	41,50	5,93
	CT05107	Gh	AtII	176	4,3E-03	4,3E-03	4,1E-03	4,1E-03	0,55	0,28						
	CT05108	Sm	AtII	175,7	4,3E-03	4,2E-03	3,7E-03	3,7E-03	0,83	0,27	4,4E-01	4,3E-02	0,10	8,81	50,16	5,69
	CT05109	Gh	AtII	175,4	5,8E-03	5,8E-03	3,5E-03	3,5E-03	0,73	0,28						
	CT05110	Sm	AtII	175	4,4E-03	4,4E-03	4,1E-03	4,1E-03	0,41	0,78	7,3E-01	5,0E-02	0,07	7,11	44,89	6,31

χ_{lofi} (m^3kg^{-1})	χ_{hifi} (m^3kg^{-1})	χ_{ferri} (m^3kg^{-1})	S Ratio	SIRM (Am^2kg^{-1})	$B_{r1/2}$ (mT)	NRM (Am^2/kg^{-1})	ARM (Am^2/kg^{-1})	Xarm (m^3kg^{-1})	Xferri/ Ms	XARM/ Ms	SIRM/ Ms	XARM/ XχLf	Xferri/ χARM
7,3E-06	8,6E-08	7,2E-06	0,848	6,2E-02	49,34	3,4E-05	5,9E-04	1,5E-05	8,8E-06	1,8E-05	7,5E-02	3,3E-03	0,48
2,9E-06	3,5E-08	2,8E-06	0,881	1,6E-02	53,54	9,1E-06	4,3E-04	1,1E-05	9,5E-06	3,7E-05	5,5E-02	2,6E-03	0,26
4,9E-06	3,4E-08	4,9E-06	0,921	2,0E-02	44,53	4,8E-06	4,0E-04	1,0E-05	1,0E-05	2,1E-05	4,3E-02	2,4E-03	0,49
3,4E-06	3,3E-08	3,4E-06	0,880	2,2E-02	48,20	2,3E-06	4,0E-04	1,0E-05	8,6E-06	2,6E-05	5,6E-02	2,5E-03	0,34
4,1E-06	4,0E-08	4,0E-06	0,943	1,7E-02	63,40	5,7E-06	3,9E-04	9,8E-06	9,3E-06	2,2E-05	4,0E-02	2,2E-03	0,41
						5,7E-06							
3,4E-06	4,6E-08	3,3E-06	0,911	3,5E-02	62,57	2,1E-05	4,2E-04	1,0E-05	8,1E-06	2,6E-05	8,5E-02	2,7E-03	0,32
						1,1E-05							
4,0E-06	4,1E-08	4,0E-06	0,889	3,5E-02	53,71	7,1E-06	4,0E-04	1,0E-05	7,9E-06	2,0E-05	7,0E-02	2,5E-03	0,40
						2,5E-05							
5,5E-07	9,6E-09	5,4E-07	0,850	2,2E-02	54,16	6,8E-06	4,6E-04	1,2E-05	8,7E-06	1,9E-04	3,6E-01	3,1E-03	0,05
						1,0E-05							
4,7E-06	4,5E-08	4,7E-06	0,900	2,8E-02	35,70	1,2E-05	5,1E-04	1,3E-05	9,8E-06	2,7E-05	6,0E-02	3,5E-03	0,36
						1,3E-05							
1,2E-06	2,6E-08	1,2E-06	0,896	2,0E-02	107,16	2,3E-05	4,1E-04	1,0E-05	9,9E-06	8,6E-05	1,7E-01	2,8E-03	0,11
						1,3E-05							
2,4E-06	3,4E-08	2,3E-06	0,871	2,0E-02	47,53	1,3E-05	4,6E-04	1,2E-05	8,7E-06	4,4E-05	7,5E-02	3,8E-03	0,20
						2,7E-05							
2,8E-06	2,8E-08	2,8E-06	0,912	2,9E-02	53,42	1,9E-05	4,2E-04	1,0E-05	8,4E-06	3,1E-05	8,8E-02	3,2E-03	0,27
						1,2E-05							
2,7E-06	2,9E-08	2,6E-06	0,936	2,0E-02	59,39	4,1E-05	3,8E-04	9,7E-06	8,8E-06	3,2E-05	6,8E-02	2,4E-03	0,27
						9,9E-06							
3,4E-06	2,9E-08	3,4E-06	0,904	2,9E-02	52,43	5,4E-05	5,4E-04	1,3E-05	9,0E-06	3,6E-05	7,8E-02	2,8E-03	0,25
						6,4E-05							
5,1E-06	1,9E-08	5,1E-06	0,890	3,3E-02	0,00	4,3E-05	4,6E-04	1,1E-05	9,5E-06	2,1E-05	6,1E-02	2,9E-03	0,44
						3,7E-05							
4,6E-06	3,2E-08	4,5E-06	0,700	3,0E-02	45,15	2,0E-05	3,6E-04	9,1E-06	9,3E-06	1,9E-05	6,2E-02	1,7E-03	0,50
						5,1E-05							
2,8E-06	4,5E-08	2,7E-06	0,882	2,4E-02	58,94	5,4E-06	3,9E-04	9,7E-06	8,5E-06	3,0E-05	7,5E-02	3,6E-03	0,28
						5,7E-06							
2,2E-06	3,4E-08	2,1E-06	0,937	1,0E-02	57,81	1,1E-05	3,4E-04	8,6E-06	8,8E-06	3,5E-05	4,3E-02	3,5E-03	0,25
						1,3E-05							
2,8E-06	3,3E-08	2,8E-06	0,918	1,5E-02	56,44	8,7E-06	4,2E-04	1,1E-05	8,6E-06	3,3E-05	4,7E-02	2,9E-03	0,26
						1,2E-05							
1,9E-06	2,4E-08	1,9E-06	0,896	1,0E-02	53,59	5,1E-06	3,7E-04	9,4E-06	8,8E-06	4,3E-05	4,8E-02	3,3E-03	0,20
						1,0E-04							
5,8E-06	7,9E-08	5,8E-06	0,909	1,5E-02	45,98	4,6E-05	4,2E-04	1,1E-05	9,8E-06	1,8E-05	2,6E-02	2,9E-03	0,55
						1,2E-05							
2,3E-06	4,2E-08	2,3E-06	0,918	1,4E-02	52,91	8,1E-06	3,9E-04	9,9E-06	9,6E-06	4,1E-05	5,7E-02	3,9E-03	0,23
						8,4E-06							
8,2E-06	4,5E-08	8,1E-06	0,739	1,2E-02	52,75	1,3E-05	4,0E-04	1,0E-05	2,5E-05	3,2E-05	3,8E-02	3,9E-03	0,80
						1,0E-05							
1,4E-05	5,4E-08	1,4E-05	0,769	1,5E-02	48,41	2,0E-06	3,6E-04	9,0E-06	9,1E-06	6,1E-06	1,0E-02	3,4E-03	1,50
						9,5E-06							
2,0E-06	2,3E-08	2,0E-06	0,918	1,8E-02	42,86	8,2E-06	4,1E-04	1,0E-05	9,1E-06	4,6E-05	7,8E-02	3,7E-03	0,20
						5,4E-06							
1,5E-06	1,5E-08	1,5E-06	0,887	1,0E-02	59,22	2,2E-07	3,8E-04	9,5E-06	8,3E-06	5,1E-05	5,6E-02	3,8E-03	0,16
						6,5E-06							
3,0E-06	1,9E-08	3,0E-06	0,914	1,3E-02	47,35	8,3E-06	4,3E-04	1,1E-05	9,4E-06	3,4E-05	4,1E-02	4,0E-03	0,27
						4,5E-06							
2,8E-06	3,6E-08	2,7E-06	0,925	1,6E-02	43,18	5,6E-06	3,9E-04	9,9E-06	9,0E-06	3,3E-05	5,4E-02	3,6E-03	0,28
						9,9E-06							
2,4E-06	3,1E-08	2,3E-06	0,855	1,5E-02	64,69	4,6E-06	3,3E-04	8,4E-06	5,8E-06	2,1E-05	3,7E-02	3,0E-03	0,28
						9,9E-06							
2,8E-06	4,2E-08	2,7E-06	0,902	2,8E-02	51,74	1,1E-05	3,1E-04	7,8E-06	7,8E-06	2,2E-05	7,9E-02	3,3E-03	0,35
						1,9E-06							
2,4E-06	4,8E-08	2,4E-06	0,903	1,6E-02	58,67	6,9E-06	3,0E-04	7,6E-06	9,1E-06	2,9E-05	6,2E-02	3,6E-03	0,31
						2,4E-06							
8,4E-07	3,8E-08	8,0E-07	0,888	8,3E-03	51,74	1,6E-05	2,9E-04	7,3E-06	2,5E-06	2,3E-05	2,6E-02	3,5E-03	0,11
						2,9E-06							
3,6E-06	5,2E-08	3,5E-06	0,949	2,7E-02	48,48	1,8E-06	3,0E-04	7,5E-06	9,7E-06	2,1E-05	7,4E-02	3,0E-03	0,47
						5,2E-06							
9,2E-07	1,9E-09	9,2E-07	0,595	1,8E-02	47,91	4,2E-06	3,1E-04	7,7E-06	9,2E-06	7,8E-05	1,8E-01	3,0E-03	0,12
						3,8E-06							
2,5E-06	3,0E-08	2,5E-06	0,915	2,9E-02	43,47	8,1E-06	3,2E-04	8,1E-06	9,6E-06	3,1E-05	1,1E-01	2,6E-03	0,31
						7,1E-06							
1,8E-06	2,1E-08	1,8E-06	0,729	1,5E-02	58,13	7,7E-06	3,6E-04	9,1E-06	9,3E-06	4,8E-05	7,7E-02	2,6E-03	0,19
						1,0E-05							
2,9E-06	5,1E-08	2,9E-06	0,622	2,0E-02	59,85	2,5E-06	3,7E-04	9,2E-06	9,2E-06	2,9E-05	6,3E-02	2,5E-03	0,31
						8,4E-06							
1,2E-06	1,4E-08	1,2E-06	0,677	1,3E-02	71,13	1,2E-05	3,9E-04	9,7E-06	9,2E-06	7,3E-05	9,7E-02	2,7E-03	0,13
						1,6E-05							
2,7E-06	2,6E-08	2,7E-06	0,926	2,2E-02	60,58	8,4E-06	3,4E-04	8,5E-06	8,3E-06	2,6E-05	6,9E-02	2,5E-03	0,31
						1,2E-05							
2,2E-06	2,5E-08	2,1E-06	0,911	2,0E-02	56,74	1,2E-05	3,2E-04	8,0E-06	8,5E-06	3,2E-05	8,1E-02	2,3E-03	0,27
						2,4E-05							
3,8E-06	4,2E-08	3,7E-06	0,840	3,1E-02	47,11	7,9E-06	3,3E-04	8,4E-06	8,5E-06	1,9E-05	7,2E-02	2,5E-03	0,44
						8,9E-06							
3,8E-06	3,6E-08	3,8E-06	0,939	3,5E-02	60,33	1,0E-05	3,3E-04	8,2E-06	8,6E-06	1,9E-05	8,0E-02	2,2E-03	0,46
						1,3E-05							
6,1E-06	5,4E-08	6,0E-06	0,933	8,2E-02	54,28	1,9E-05	3,3E-04	8,2E-06	8,2E-06	1,1E-05	1,1E-01	2,0E-03	0,73

Uni	Mues	Facies	Asoc. Facies	Prof. (m)	χLf (m^3kg^{-1}) A	χHf (m^3kg^{-1}) A	χLf (m^3kg^{-1}) B-C	χHf (m^3kg^{-1}) B-C	χfd % A	χfd % B-C	M_s (Am^2kg^{-1})	M_r (Am^2/kg^{-1})	M_{rs}/M_s	B_c (mT)	B_{cr} (mT)	B_{cr}/B_c
Gravas Atravesados	CT05111	Sm	AtII	174,6	4,2E-03	4,2E-03	3,3E-03	3,3E-03	0,53	0,31						
	CT05112	Sm	AtII	174,3	3,6E-03	3,6E-03	3,3E-03	3,3E-03	0,66	0,30	4,5E-01	3,6E-02	0,08	8,25	49,53	6,00
	CT05113	Sm	AtII	174	4,2E-03	4,2E-03	3,1E-03	3,1E-03	1,02	0,32						
	CT05114	Sm	AtII	173,6	3,6E-03	3,6E-03	3,6E-03	3,5E-03	0,50	0,60	4,3E-01	3,4E-02	0,08	7,74	56,43	7,29
	CT05115	Gcm	AtII	173,2	4,4E-03	4,4E-03	4,2E-03	4,1E-03	0,33	1,47						
	CT05116	Fsm	AtII	172,9	3,5E-03	3,4E-03	2,9E-03	2,9E-03	1,14	0,93	2,1E-01	1,8E-02	0,09	6,41	55,32	19,55
	CT05117	Sm	AtII	172	5,2E-03	5,2E-03	3,7E-03	3,7E-03	0,50	0,61						
	CT05118	Sm	AtII	171	4,5E-03	4,5E-03	3,5E-03	3,4E-03	0,20	2,24	6,9E-01	5,3E-02	0,08	6,45	48,53	7,53
	CT05119	Sm	AtII	169	4,1E-03	4,1E-03	3,4E-03	3,3E-03	0,34	1,42						
	CT05120	Fsm	AtII	167,2	4,1E-03	4,1E-03	3,5E-03	3,5E-03	0,59	0,70	2,5E-01	3,0E-02	0,12	8,92	52,79	5,92
	CT05121	Sh	AtII	166,6	3,9E-03	3,9E-03	3,5E-03	3,4E-03	1,22	1,81						
	CT05122	Sh	AtII	166	5,1E-03	5,0E-03	4,8E-03	4,7E-03	1,12	1,01	3,6E-01	3,2E-02	0,09	8,06	50,28	6,24
	CT05123	Fsm	AtII	164,8	5,7E-03	5,7E-03	4,6E-03	4,6E-03	0,95	0,24						
	CT05124	Sh	AtII	164	6,4E-03	6,4E-03	5,0E-03	5,0E-03	0,80	1,13	9,8E-01	8,5E-02	0,09	6,67	43,01	6,45
	CT05125	Gs	AtII	163,5	4,9E-03	4,8E-03	4,8E-03	4,8E-03	1,28	1,02						
	CT05126	Gs	AtII	162,5	6,3E-03	6,3E-03	5,3E-03	5,3E-03	0,46	0,22	1,8E-01	1,3E-02	0,07	4,63	28,59	6,18
	CT05127	Sm	AtII	161	5,4E-03	5,4E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,09	1,14						
	CT05128	Sm	AtII	160,5	3,9E-03	3,9E-03	3,8E-03	3,8E-03	0,40	0,38	2,3E-01	2,1E-02	0,09	8,68	39,37	4,54
	CT05129	Sm	AtII	159,5	4,6E-03	4,6E-03	3,4E-03	3,4E-03	0,30	0,39						
	CT05130	Sm	AtII	158,7	6,3E-03	6,3E-03	3,1E-03	3,0E-03	0,21	1,01	1,3E+00	1,1E-01	0,09	6,45	43,13	6,69
	CT05131	Sm	AtII	157	6,4E-03	6,4E-03	3,4E-03	3,4E-03	0,28	0,98						
	CT05132	Gh	AtII	156	5,1E-03	5,1E-03	3,9E-03	3,9E-03	0,10	0,38	4,8E-01	1,4E-02	0,03	2,46	6,50	2,64
	CT05133	Sm	AtII	155,5	5,4E-03	5,4E-03	3,6E-03	3,6E-03	0,18	1,23						
	CT05134	Gs	AtII	155	5,9E-03	5,9E-03	3,9E-03	3,9E-03	0,19	0,72	5,2E-01	4,0E-02	0,08	6,48	45,89	7,08
	CT05135	Sh	AtII	154,5	5,9E-03	5,9E-03	4,2E-03	4,1E-03	0,83	1,66						
	CT05136	Gmm	AtII	154,1	5,1E-03	5,0E-03	4,3E-03	4,3E-03	0,82	0,31	2,3E-01	2,9E-02	0,12	9,18	44,26	4,82
	CT05137	Gmm	AtII	153	5,1E-03	5,1E-03	3,9E-03	3,8E-03	0,77	1,64						
	CT05138	GS	AtII	152	6,4E-03	6,3E-03	5,3E-03	5,2E-03	0,29	1,12	6,8E-01	6,9E-02	0,10	8,18	40,00	4,89
	CT05139	Gcm	AtII	151,5	3,7E-03	3,6E-03	3,5E-03	3,4E-03	1,21	2,01						
	CT05140	Gcm	AtII	150,8	2,9E-03	2,9E-03	2,9E-03	2,8E-03	0,93	1,26	2,5E-01	2,7E-02	0,11	8,23	45,64	5,55
	CT05141	Gcm	AtII	150,3	2,9E-03	2,8E-03	2,7E-03	2,6E-03	1,99	1,94						
	CT05142	Fsm	AtII	149,8	3,5E-03	3,5E-03	2,8E-03	2,8E-03	1,19	0,88	1,5E-01	1,9E-02	0,12	7,89	39,25	4,98
	CT05143	Fsm	AtII	149	2,7E-03	2,6E-03	2,2E-03	2,2E-03	1,49	1,71						
	CT05144	Fsm	AtII	148,3	1,9E-03	1,9E-03	1,8E-03	1,7E-03	1,80	2,31	8,3E-02	9,7E-03	0,12	6,88	39,37	5,72
	CT05145	Fsm	AtII	147,5	3,4E-03	3,4E-03	3,4E-03	3,3E-03	0,68	1,79						
	CT05146	Fsm	AtII	146,5	3,6E-03	3,5E-03	3,3E-03	3,3E-03	1,60	0,77	1,3E-01	1,5E-02	0,12	6,72	35,99	5,35
	CT05147	Fsm	AtII	145,5	4,1E-03	4,1E-03	4,3E-03	4,2E-03	0,38	0,86						
	CT05148	Fsm	AtII	144,5	4,1E-03	4,0E-03	3,7E-03	3,6E-03	1,12	1,00	1,6E-01	1,8E-02	0,11	7,18	37,99	5,29
	CT05149	Fsm	AtII	143,5	4,3E-03	4,2E-03	4,2E-03	4,1E-03	1,76	1,45						
	CT05150	Fsm	AtII	142	4,7E-03	4,6E-03	3,6E-03	3,6E-03	1,63	0,43	4,8E-01	3,8E-02	0,08	6,12	51,85	26,43
	CT05151	Fsm	AtII	141	3,5E-03	3,5E-03	2,8E-03	2,8E-03	1,89	1,83						
	CT05152	Fsm	AtII	140,2	5,2E-03	5,1E-03	5,6E-03	5,5E-03	0,99	1,03	3,7E-01	4,4E-02	0,12	8,21	41,13	5,01
	CT05153	Sm	AtII	139,8	6,0E-03	5,9E-03	4,8E-03	4,7E-03	1,26	1,66						
	CT05154	Gs	AtII	139,5	2,9E-03	2,8E-03	2,0E-03	2,0E-03	1,12	2,10	1,9E-01	1,7E-02	0,09	6,96	48,28	6,94
	CT05155	Fsm	AtII	138,8	2,3E-03	2,3E-03	2,2E-03	2,2E-03	0,49	1,18						
	CT05156	Fsm	AtII	138	2,4E-03	2,4E-03	1,9E-03	1,9E-03	0,47	1,31	1,2E-01	1,3E-02	0,11	6,77	40,75	6,02
	CT05157	Fsm	AtII	137	2,4E-03	2,4E-03	2,1E-03	2,1E-03	1,17	1,92						
	CT05158	Fsm	AtII	136	3,3E-03	3,3E-03	2,4E-03	2,4E-03	0,67	0,53	3,8E-01	3,7E-02	0,10	7,01	42,88	6,12
	CT05159	Sm	AtII	135,5	2,8E-03	2,8E-03	2,3E-03	2,3E-03	0,58	0,51						
	CT05160	Gs/Gh	AtII	134,8	4,5E-03	4,5E-03	5,2E-03	5,2E-03	0,82	0,23	2,9E-01	4,4E-02	0,15	11,74	66,33	5,65
	CT05161	Gs/Gh	AtII	134	3,3E-03	3,3E-03	4,4E-03	4,4E-03	1,32	0,76						
	CT05162	Gh	AtII	133,3	4,2E-03	4,2E-03	4,7E-03	4,6E-03	1,16	0,49	3,2E-01	3,0E-02	0,09	6,53	47,15	7,22
	CT05163	Gh	AtII	132,8	4,1E-03	4,1E-03	4,6E-03	4,6E-03	0,51	0,78						
	CT05164	Sm	AtII	131,5	3,4E-03	3,4E-03	3,1E-03	3,1E-03	1,01	0,40	2,5E-01	2,4E-02	0,10	5,83	34,36	5,89
	CT05165	Fm	AtII	130,5	3,3E-03	3,3E-03	2,2E-03	2,2E-03	1,51	1,17						
	CT05166	Fsm	AtII	129,5	2,2E-03	2,2E-03	1,8E-03	1,8E-03	2,58	1,45	9,5E-02	1,2E-02	0,12	7,87	38,49	4,89
	CT05167	Fsm	AtII	128,5	3,1E-03	3,0E-03	2,9E-03	2,9E-03	1,49	0,44						
	CT05168	Fsm	AtII	127,5	3,0E-03	3,0E-03	2,4E-03	2,4E-03	0,78	1,03	4,8E-02	6,7E-03	0,14	7,90	45,77	5,79
	CT05169	Fsm	AtII	127	4,0E-03	4,0E-03	3,5E-03	3,5E-03	1,28	1,10						
	CT05170	Fsm	AtII	126,4	3,0E-03	3,0E-03	4,0E-03	3,9E-03	1,48	2,26	1,4E-01	1,8E-02	0,13	7,66	37,12	4,84
	CT05171	Fsm	AtII	126,8	3,7E-03	3,7E-03	3,8E-03	3,7E-03	0,58	1,86						
	CT05172	Fsm	AtII	125	4,2E-03	4,1E-03	5,4E-03	5,3E-03	1,84	1,75	1,4E-01	1,9E-02	0,13	8,94	51,16	5,72
	CT05173	Gmm	AtII	124,5	4,6E-03	4,6E-03	4,9E-03	4,9E-03	1,28	1,69						
	CT05174	Fsm	AtII	123	2,9E-03	2,9E-03	3,7E-03	3,6E-03	0,21	0,98	1,4E-01	1,7E-02	0,12	7,97	46,77	5,86
	CT05175	Sp	AtII	121,5	4,3E-03	4,2E-03	4,6E-03	4,6E-03	1,28	0,80						
	CT05176	Sm	AtII	120,5	3,7E-03	3,7E-03	3,9E-03	3,9E-03	1,37	0,96	7,0E-02	8,3E-03	0,12	6,80	34,11	5,02
	CT05177	Sm	AtII	120	3,7E-03	3,7E-03	4,2E-03	4,1E-03	1,33	1,87						
	CT05178	Sm	AtII	119,8	4,7E-03	4,6E-03	5,0E-03	4,9E-03	1,35	1,45	8,5E-02	1,3E-02	0,16	9,25	40,63	4,39
	CT05179	Sm	AtII	119,2	4,4E-03	4,3E-03	4,9E-03	4,9E-03	1,53	1,22						
	CT05180	Sm	AtII	118,3	5,7E-03	5,7E-03	4,5E-03	4,4E-03	0,30	1,37	5,8E-01	4,4E-02	0,08	5,49	45,77	8,33
	CT05181	Sm	AtII	117,3	4,5E-03	4,4E-03	4,4E-03	4,3E-03	1,69	1,82						
	CT05182	Sm	AtII	116	5,5E-03	5,5E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,21	1,15	6,1E-01	7,3E-02	0,12	11,82	61,19	5,17
	CT05183	Sm	AtII	115	5,4E-03	5,3E-03	4,5E-03	4,5E-03	0,63	0,27						
	CT05184	Sm	AtII	114	4,8E-03	4,7E-03	4,4E-03	4,3E-03	1,65	1,19	8,7E-02	1,0E-02	0,12	7,47	44,39	5,94
	CT05185	Sm	AtII	112,9	4,0E-03	3,9E-03	4,1E-03	4,0E-03	2,24	2,74						
	CT05186	Sm	AtII	112	6,1E-03	6,1E-03	4,5E-03	4,4E-03	1,00	2,58	3,9E-01	3,3E-02	0,08	5,79	39,25	6,77
	CT05187	Sm	AtII	111	3,9E-03	3,9E-03	3,5E-03	3,5E-03	1,61	1,73						
	CT05188	Sm	AtII	110	4,0E-03	4,0E-03	3,2E-03	3,1E-03	0,14	2,43	2,3E-01	2,2E-02	0,09	5,88	36,86	6,27
	CT05189	Sm	AtII	109	4,2E-03	4,1E-03	4,7E-03	4,6E-03	1,42	1,96						
	CT05190	Sm	AtII	108	2,5E-03	2,5E-03	2,3E-03	2,3E-03	0,47	0,27	1,8E-01	2,3E-02	0,13	8,13	43,89	5,40
	CT05191	Sm	AtII	107,2	3,6E-03	3,5E-03	4,4E-03	4,4E-03	1,47	0,51						
	CT05192	Fsm	AtII	106,8	3,4E-03	3,4E-03	5,0E-03	4,9E-03	0,35	0,23	1,5E-01	1,8E-02	0,12	6,55	32,60	4,98
	CT05193	Fsm	AtII	106	4,5E-03	4,4E-03	4,7E-03	4,7E-03	0,81	1,06						
	CT05194	Fsm	AtII	105,3	5,5E-03	5,4E-03	5,0E-03	5,0E-03	1,13	0,71	2,0E-01	2,6E-02	0,13	8,19	46,90	5,73
	CT05195	Gmm	AtI	103,8	4,5E-03	4,5E-03	5,9E-03	5,8E-03	0,87	0,95						

χ_{lofi} (m^3kg^{-1})	χ_{hifi} (m^3kg^{-1})	χ_{ferri} (m^3kg^{-1})	S Ratio	SIRM (Am^2kg^{-1})	$B_{r1/2}$ (mT)	NRM (Am^2/kg^{-1})	ARM (Am^2/kg^{-1})	Xarm (m^3kg^{-1})	Xferri/ Ms	XARM/ Ms	SIRM/ Ms	XARM/ XχLf	Xferri/ χARM
						1,3E-05							
3,5E-06	7,6E-09	3,5E-06	0,899	2,6E-02	56,09	1,7E-06	2,8E-04	7,0E-06	7,9E-06	1,6E-05	5,7E-02	2,1E-03	0,50
						6,7E-06							
3,8E-06	3,5E-08	3,7E-06	0,814	3,3E-02	62,07	1,1E-05	3,1E-04	7,8E-06	8,7E-06	1,8E-05	7,8E-02	2,2E-03	0,48
						4,6E-06							
1,7E-06	2,3E-08	1,7E-06	0,521	1,4E-02	55,32	2,9E-06	3,6E-04	9,0E-06	8,1E-06	4,3E-05	6,6E-02	3,1E-03	0,19
						1,1E-05							
5,6E-06	5,2E-08	5,6E-06	0,624	5,0E-02	55,08	6,6E-06	3,2E-04	8,1E-06	8,1E-06	1,2E-05	7,2E-02	2,3E-03	0,68
						4,2E-06							
2,3E-06	3,3E-08	2,2E-06	0,913	2,1E-02	75,29	4,8E-06	4,2E-04	1,0E-05	8,8E-06	4,1E-05	8,3E-02	3,0E-03	0,21
						5,5E-06							
3,2E-06	2,0E-08	3,1E-06	0,718	2,4E-02	51,02	4,2E-06	3,6E-04	8,9E-06	8,7E-06	2,5E-05	6,5E-02	1,9E-03	0,35
						2,0E-05							
2,1E-06	6,0E-08	2,0E-06	0,914	5,9E-02	47,20	6,6E-06	4,2E-04	1,1E-05	2,1E-06	1,1E-05	6,0E-02	2,1E-03	0,19
						5,1E-06							
1,8E-06	2,0E-08	1,7E-06	0,878	1,9E-02	59,37	7,3E-06	4,4E-04	1,1E-05	9,4E-06	6,0E-05	1,0E-01	2,1E-03	0,16
						3,7E-06							
1,8E-06	2,2E-08	1,8E-06	0,904	9,9E-03	53,06	8,5E-06	3,9E-04	9,9E-06	7,7E-06	4,2E-05	4,3E-02	2,6E-03	0,18
						2,5E-06							
1,1E-05	6,7E-08	1,1E-05	0,824	7,9E-02	46,42	1,7E-05	3,3E-04	8,3E-06	8,5E-06	6,4E-06	6,1E-02	2,7E-03	1,33
						1,0E-05							
3,6E-06	5,7E-08	3,6E-06	0,655	5,0E-02	61,30	1,7E-05	3,4E-04	8,6E-06	7,5E-06	1,8E-05	1,0E-01	2,2E-03	0,41
						1,1E-05							
4,7E-06	4,2E-08	4,7E-06	0,933	1,9E-02	51,41	1,1E-05	4,4E-04	1,1E-05	9,0E-06	2,1E-05	3,7E-02	2,8E-03	0,42
						7,0E-06							
2,2E-06	3,4E-08	2,1E-06	0,836	1,7E-02	55,40	1,3E-05	5,5E-04	1,4E-05	9,2E-06	6,0E-05	7,3E-02	3,2E-03	0,15
						1,2E-05							
6,1E-06	6,7E-08	6,0E-06	0,927	1,6E-02	55,94	2,0E-05	5,0E-04	1,3E-05	8,8E-06	1,8E-05	2,3E-02	2,4E-03	0,48
						4,9E-06							
2,4E-06	2,6E-08	2,3E-06	0,670	1,9E-02	55,47	5,0E-06	4,7E-04	1,2E-05	9,3E-06	4,7E-05	7,7E-02	4,1E-03	0,20
						1,6E-06							
1,5E-06	1,9E-08	1,5E-06	0,918	1,4E-02	52,21	5,1E-06	5,2E-04	1,3E-05	9,7E-06	8,5E-05	9,1E-02	4,6E-03	0,11
						3,7E-05							
8,4E-07	8,1E-09	8,3E-07	0,903	7,1E-03	51,69	9,2E-07	4,3E-04	1,1E-05	1,0E-05	1,3E-04	8,5E-02	6,0E-03	0,08
						1,0E-05							
1,3E-06	1,3E-08	1,3E-06	0,688	7,9E-03	52,69	3,6E-06	5,4E-04	1,3E-05	1,0E-05	1,0E-04	6,0E-02	4,1E-03	0,10
						4,4E-06							
1,7E-06	1,1E-08	1,7E-06	0,917	1,3E-02	51,28	4,0E-06	5,2E-04	1,3E-05	1,0E-05	8,0E-05	8,0E-02	3,6E-03	0,13
						1,8E-05							
4,9E-06	4,0E-08	4,8E-06	0,849	1,9E-02	51,85	3,3E-05	5,3E-04	1,3E-05	1,0E-05	2,8E-05	4,1E-02	3,7E-03	0,36
						3,8E-06							
3,5E-06	3,3E-08	3,5E-06	0,943	2,9E-02	48,55	1,6E-05	5,9E-04	1,5E-05	9,5E-06	4,1E-05	7,9E-02	2,7E-03	0,23
						1,4E-05							
1,8E-06	1,4E-08	1,8E-06	0,875	1,0E-02	70,00	5,9E-06	2,9E-04	7,3E-06	9,4E-06	3,8E-05	5,3E-02	3,6E-03	0,25
						1,7E-06							
1,2E-06	2,5E-08	1,2E-06	0,930	9,9E-03	52,30	2,2E-06	3,3E-04	8,4E-06	9,9E-06	7,0E-05	8,2E-02	4,3E-03	0,14
						3,1E-06							
3,7E-06	5,0E-08	3,7E-06	0,917	3,1E-02	43,11	1,5E-05	4,3E-04	1,1E-05	9,7E-06	2,9E-05	8,2E-02	4,5E-03	0,34
						8,2E-06							
2,6E-06	3,7E-08	2,6E-06	0,937	2,1E-02	58,23	8,3E-06	5,2E-04	1,3E-05	9,1E-06	4,6E-05	7,5E-02	2,5E-03	0,20
						5,2E-06							
3,1E-06	1,2E-08	3,1E-06	0,908	1,8E-02	49,74	2,1E-05	4,9E-04	1,2E-05	9,5E-06	3,8E-05	5,7E-02	2,6E-03	0,25
						1,6E-05							
2,5E-06	2,3E-08	2,5E-06	0,906	1,8E-02	40,01	9,9E-06	5,2E-04	1,3E-05	1,0E-05	5,3E-05	7,1E-02	4,3E-03	0,19
						3,0E-05							
9,7E-07	1,8E-08	9,6E-07	0,910	7,8E-03	51,62	8,9E-06	4,5E-04	1,1E-05	1,0E-05	1,2E-04	8,2E-02	6,2E-03	0,08
						1,1E-05							
4,9E-07	6,2E-09	4,8E-07	0,942	4,6E-03	57,87	9,3E-06	4,5E-04	1,1E-05	1,0E-05	2,4E-04	9,6E-02	4,8E-03	0,04
						1,1E-05							
1,4E-06	1,4E-08	1,4E-06	0,900	1,3E-02	52,55	9,5E-06	4,9E-04	1,2E-05	1,0E-05	8,9E-05	9,4E-02	3,1E-03	0,11
						4,4E-06							
1,4E-06	1,5E-08	1,4E-06	0,887	1,2E-02	63,11	7,1E-06	4,6E-04	1,2E-05	9,5E-06	8,1E-05	8,5E-02	2,2E-03	0,12
						7,1E-05							
1,4E-06	1,5E-08	1,4E-06	0,899	1,2E-02	57,71	9,0E-06	4,2E-04	1,1E-05	1,0E-05	7,8E-05	8,9E-02	2,9E-03	0,13
						9,5E-06							
7,7E-07	9,5E-09	7,6E-07	0,930	1,1E-02	53,71	5,4E-06	6,1E-04	1,5E-05	1,1E-05	2,2E-04	1,6E-01	4,0E-03	0,05
						5,6E-06							
8,3E-07	6,1E-09	8,3E-07	0,942	7,4E-03	48,82	1,7E-05	5,9E-04	1,5E-05	9,8E-06	1,7E-04	8,8E-02	2,9E-03	0,06
						5,0E-06							
5,6E-06	3,8E-08	5,5E-06	0,684	2,6E-02	46,86	1,3E-05	6,2E-04	1,6E-05	9,6E-06	2,7E-05	4,6E-02	3,4E-03	0,36
						1,3E-05							
4,8E-06	2,5E-08	4,8E-06	0,791	5,0E-02	53,86	3,0E-05	5,7E-04	1,4E-05	7,9E-06	2,3E-05	8,2E-02	3,5E-03	0,34
						1,2E-05							
9,2E-07	1,2E-08	9,1E-07	0,793	6,4E-03	45,38	1,6E-05	6,0E-04	1,5E-05	1,1E-05	1,7E-04	7,4E-02	3,4E-03	0,06
						9,4E-06							
3,6E-06	3,0E-08	3,5E-06	0,751	2,2E-02	40,11	2,0E-05	6,8E-04	1,7E-05	9,0E-06	4,4E-05	5,6E-02	3,8E-03	0,21
						1,2E-05							
2,4E-06	3,1E-08	2,4E-06	0,891	1,3E-02	35,96	3,0E-05	5,9E-04	1,5E-05	1,0E-05	6,4E-05	5,7E-02	4,7E-03	0,16
						6,6E-06							
1,9E-06	3,0E-08	1,9E-06	0,662	1,5E-02	50,49	3,8E-06	4,6E-04	1,2E-05	1,0E-05	6,4E-05	8,3E-02	5,1E-03	0,16
						8,3E-06							
1,5E-06	8,1E-09	1,5E-06	0,575	9,4E-03	35,58	1,5E-05	4,0E-04	1,0E-05	1,0E-05	6,9E-05	6,3E-02	2,1E-03	0,15
						1,2E-05							
1,9E-06	1,3E-08	1,9E-06	0,923	1,6E-02	49,59	8,7E-06	6,5E-04	1,6E-05	9,4E-06	8,1E-05	8,0E-02	3,3E-03	0,12
						7,4E-06							

Uni	Mues	Facies	Asoc. Facies	Prof. (m)	χLf (m^3kg^{-1}) A	χHf (m^3kg^{-1}) A	χLf (m^3kg^{-1}) B-C	χHf (m^3kg^{-1}) B-C	χfd % A	χfd % B-C	M_s (Am^2kg^{-1})	M_r (Am^2/kg^{-1})	M_{rs}/M_s	B_c (mT)	B_{cr} (mT)	B_{cr}/B_c
Gravas Atravesados	CT05196	Sm	Atl	103,2	2,9E-03	2,9E-03	2,9E-03	2,8E-03	1,50	1,77	2,0E-01	2,1E-02	0,10	6,45	40,50	6,28
	CT05197	Gmm	Atl	102	4,8E-03	4,7E-03	4,7E-03	4,6E-03	1,98	1,64						
	CT05198	Sm	Atl	100,5	4,4E-03	4,3E-03	5,0E-03	4,9E-03	1,30	1,24	2,4E-01	2,9E-02	0,12	8,16	43,76	5,36
	CT05199	Fsm	Atl	99,5	4,6E-03	4,6E-03	4,8E-03	4,7E-03	1,39	1,40						
	CT05200	Sm	Atl	98	4,0E-03	4,0E-03	4,4E-03	4,4E-03	0,42	1,27	2,0E-01	3,0E-02	0,15	9,44	43,51	4,61
	CT05201	Gmm	Atl	98	4,1E-03	4,0E-03	4,8E-03	4,8E-03	2,06	1,33						
	CT05202	Gmm	Atl	96,5	5,8E-03	5,8E-03	6,0E-03	6,0E-03	0,54	0,18	7,2E-01	5,4E-02	0,08	4,89	18,93	3,87
	CT05203	Gmm	Atl	95,5	4,5E-03	4,5E-03	4,4E-03	4,4E-03	0,74	0,14						
	CT05204	Gmm	Atl	94,5	4,1E-03	4,0E-03	4,3E-03	4,2E-03	1,22	1,42	1,3E-01	1,3E-02	0,10	6,21	35,74	5,76
	CT05205	Gmm	Atl	93,5	4,6E-03	4,6E-03	5,1E-03	5,0E-03	0,88	0,90						
	CT05206	Gmm	Atl	92,7	4,2E-03	4,1E-03	4,3E-03	4,2E-03	1,45	1,38	5,3E-01	6,4E-02	0,12	10,22	51,91	5,08
	CT05207	Sm	Atl	91	5,7E-03	5,6E-03	6,0E-03	5,9E-03	1,73	0,19						
	CT05208	Gmm	Atl	90,6	5,6E-03	5,6E-03	6,7E-03	6,6E-03	0,80	1,20	2,4E-01	3,8E-02	0,16	10,70	50,03	4,68
	CT05209	Gmm	Atl	90,2	3,9E-03	3,9E-03	4,3E-03	4,3E-03	1,13	0,86						
	CT05210	Gmm	Atl	89,8	3,4E-03	3,4E-03	5,1E-03	5,1E-03	0,76	0,85	1,5E-01	1,7E-02	0,11	8,80	46,14	5,24
	CT05211	Gmm	Atl	89	4,9E-03	4,8E-03	4,8E-03	4,7E-03	1,31	1,93						
	CT05212	Gcm	Atl	88,5	6,6E-03	6,6E-03	5,9E-03	5,8E-03	0,90	1,17	3,6E-01	3,5E-02	0,10	6,88	39,62	5,76
	CT05213	Gcm	Atl	87,6	6,4E-03	6,3E-03	5,6E-03	5,5E-03	1,18	1,06						
	CT05214	Fsm	Atl	87	3,9E-03	3,9E-03	6,0E-03	5,9E-03	0,88	0,97	1,3E-01	1,5E-02	0,11	9,74	49,28	5,06
	CT05215	Fsm	Atl	86	4,4E-03	4,4E-03	5,3E-03	5,2E-03	0,89	1,08						
	CT05216	Gmm	Atl	85,3	4,9E-03	4,8E-03	4,8E-03	4,7E-03	0,70	1,27	2,9E-01	2,6E-02	0,09	5,18	35,61	6,88
	CT05217	Gmm	Atl	84	5,3E-03	5,3E-03	5,6E-03	5,5E-03	1,26	1,68						
	CT05218	Gmm	Atl	83,2	5,0E-03	5,0E-03	5,7E-03	5,6E-03	0,64	1,04	1,0E-01	1,2E-02	0,11	6,34	33,35	5,26
	CT05219	Gmm	Atl	82,5	7,6E-03	7,5E-03	6,0E-03	5,9E-03	1,14	0,95						
	CT05220	Gmm	Atl	80,5	6,3E-03	6,3E-03	5,7E-03	5,6E-03	0,80	1,61	1,7E-01	1,3E-02	0,07	7,32	59,81	8,17
	CT05221	Sm	Atl	79,2	5,7E-03	5,7E-03	5,6E-03	5,6E-03	0,41	0,20						
	CT05222	Sm	Atl	78,2	4,2E-03	4,2E-03	3,9E-03	3,8E-03	1,20	2,77	8,3E-02	8,6E-03	0,10	6,51	38,75	5,95
	CT05223	Gmm	Atl	77,9	5,3E-03	5,2E-03	6,3E-03	6,2E-03	1,26	1,27						
	CT05224	Gmm	Atl	77,1	6,3E-03	6,2E-03	5,8E-03	5,6E-03	1,10	2,30	1,4E-01	1,6E-02	0,11	7,21	33,48	4,64
	CT05225	Fsm	Atl	76,5	5,3E-03	5,2E-03	6,1E-03	5,9E-03	1,58	1,85						
	CT05226	Gmm	Atl	75,8	5,1E-03	5,0E-03	5,0E-03	5,0E-03	1,97	1,80	1,1E-01	1,5E-02	0,13	8,79	42,63	4,85
	CT05227	Fsm	Atl	75	4,8E-03	4,7E-03	5,7E-03	5,6E-03	1,82	0,80						
	CT05228	Gmm	Atl	73,6	5,4E-03	5,2E-03	5,0E-03	4,9E-03	2,20	0,94	6,8E-02	8,4E-03	0,12	6,95	39,12	5,63
	CT05229	Fsm	Atl	73	8,8E-03	8,7E-03	7,0E-03	7,0E-03	0,78	0,60						
	CT05230	Fsm	Atl	72	6,3E-03	6,3E-03	5,9E-03	5,8E-03	0,08	1,68	8,7E-02	9,0E-03	0,10	4,89	26,46	5,41
	CT05231	Gmm	Atl	71,5	6,3E-03	6,2E-03	5,9E-03	5,8E-03	0,58	0,89						
	CT05232	Sm	Atl	70	4,1E-03	4,1E-03	5,3E-03	5,3E-03	0,87	1,29	9,1E-02	7,7E-03	0,08	5,43	33,73	6,21
	CT05233	Gmm	Atl	69	5,3E-03	5,2E-03	5,1E-03	5,0E-03	1,01	1,52						
	CT05234	Sm	Atl	67,7	6,4E-03	6,3E-03	5,9E-03	5,8E-03	1,08	1,95	6,8E-02	8,0E-03	0,12	6,66	37,99	5,71
	CT05235	Gmm	Atl	67	4,9E-03	4,8E-03	5,0E-03	5,0E-03	1,67	0,88						
	CT05236	Gmm	Atl	66,4	6,1E-03	6,0E-03	6,4E-03	6,2E-03	1,22	1,82	1,1E-01	1,1E-02	0,11	6,88	41,75	6,07
	CT05237	Sm	Atl	65,9	5,4E-03	5,4E-03	5,5E-03	5,5E-03	1,03	0,78						
	CT05238	Sm	Atl	65,4	7,2E-03	7,2E-03	6,3E-03	6,3E-03	0,90	0,71	4,5E-02	5,3E-03	0,12	8,16	49,40	6,05
	CT05239	Gmm	Atl	65	6,1E-03	6,0E-03	5,5E-03	5,5E-03	1,03	1,42						
	CT05240	Sm	Atl	64	4,4E-03	4,4E-03	4,3E-03	4,2E-03	1,42	2,23	1,4E-01	1,6E-02	0,11	8,31	53,79	6,47
	CT05241	Gmm	Atl	63,4	4,3E-03	4,2E-03	3,8E-03	3,7E-03	1,43	1,49						
	CT05242	Sm	Atl	62,5	3,4E-03	3,4E-03	3,2E-03	3,1E-03	0,83	1,52	2,6E-01	2,5E-02	0,10	6,28	41,50	6,61
	CT05243	Sm	Atl	60,5	3,8E-03	3,7E-03	4,2E-03	4,2E-03	1,61	1,98						
	CT05244	Fsm	Atl	59,5	4,4E-03	4,3E-03	4,9E-03	4,8E-03	0,61	1,35	2,7E-01	3,6E-02	0,13	9,30	48,15	5,18
	CT05245	Fsm	Atl	58,5	4,2E-03	4,1E-03	4,4E-03	4,3E-03	1,82	1,91						
	CT05246	Gmm	Atl	57,5	5,4E-03	5,3E-03	4,1E-03	4,1E-03	0,78	1,69	2,6E-01	2,9E-02	0,11	6,37	37,37	5,87
	CT05247	Gmm	Atl	56,5	5,2E-03	5,1E-03	3,9E-03	3,9E-03	0,84	1,52						
	CT05248	Sm	Atl	55,7	4,7E-03	4,6E-03	4,3E-03	4,3E-03	0,57	1,58	4,7E-01	4,5E-02	0,10	5,30	28,34	5,34
	CT05249	Sm	Atl	55	4,6E-03	4,6E-03	4,8E-03	4,8E-03	0,99	0,69						
	CT05250	Sm	Atl	54,2	5,6E-03	5,5E-03	5,9E-03	5,8E-03	1,66	1,15	4,7E-01	4,5E-02	0,10	5,98	36,24	6,06
	CT05251	Gmm	Atl	53,5	3,9E-03	3,9E-03	4,1E-03	4,1E-03	1,08	1,17						
	CT05252	Gmm	Atl	52,4	5,4E-03	5,4E-03	5,2E-03	5,1E-03	1,05	1,10	2,0E-01	2,6E-02	0,13	7,82	35,11	4,49
	CT05253	Fsm	Atl	51,7	5,1E-03	5,0E-03	4,3E-03	4,3E-03	1,03	1,06						
	CT05254	Gmm	Atl	51	6,3E-03	6,2E-03	5,7E-03	5,7E-03	1,96	1,01	4,3E-01	4,3E-02	0,10	6,08	37,37	6,14
	CT05255	Gmm	Atl	50	4,5E-03	4,5E-03	4,3E-03	4,3E-03	1,17	0,79						
	CT05256	Gmm	Atl	49	5,2E-03	5,2E-03	4,0E-03	3,9E-03	1,02	1,82	2,6E-01	3,2E-02	0,12	8,45	38,49	4,55
	CT05257	gmm	Atl	48,5	4,4E-03	4,4E-03	4,3E-03	4,3E-03	0,85	0,57						
	CT05258	Sm	Atl	47	4,5E-03	4,5E-03	4,3E-03	4,2E-03	1,54	0,90	3,9E-01	4,6E-02	0,12	7,90	41,63	5,27
	CT05259	Gmm	Atl	46,5	6,7E-03	6,6E-03	5,3E-03	5,3E-03	0,90	0,82						
	CT05260	Gmm	Atl	45	7,4E-03	7,3E-03	5,8E-03	5,8E-03	1,50	0,22	6,0E-01	4,8E-02	0,08	4,54	33,60	7,40
	CT05261	Sm	Atl	44	5,9E-03	5,8E-03	5,9E-03	5,9E-03	0,69	0,41						
	CT05262	Sm	Atl	42	3,8E-03	3,8E-03	4,4E-03	4,3E-03	1,42	1,30	2,9E-01	2,9E-02	0,10	6,56	51,41	7,84
	CT05263	Sm	Atl	39,5	7,1E-03	7,0E-03	6,2E-03	6,0E-03	0,70	1,94						
	CT05264	Gmm	Atl	38,8	4,0E-03	4,0E-03	4,5E-03	4,4E-03	1,16	2,72	1,6E-01	2,2E-02	0,14	9,45	44,64	4,72
	CT05265	Sm	Atl	37,8	3,9E-03	3,9E-03	4,0E-03	4,0E-03	0,97	0,31						
	CT05266	Sm	Atl	37	5,4E-03	5,3E-03	4,3E-03	4,2E-03	1,23	1,40	3,9E-01	2,8E-02	0,07	4,41	53,00	12,02
	CT05267	Sm	Atl	36,5	2,7E-03	2,6E-03	2,2E-03	2,2E-03	0,61	1,06						
	CT05268	Sm	Atl	35,5	3,0E-03	3,0E-03	3,2E-03	3,2E-03	0,55	0,38	9,2E-01	5,1E-02	0,06	4,11	43,80	10,66
	CT05269	Fsm	Atl	35	3,9E-03	3,8E-03	4,3E-03	4,2E-03	1,53	1,95						
	CT05270	Fsm	Atl	33,2	4,5E-03	4,5E-03	5,2E-03	5,1E-03	1,04	1,14	2,8E-01	2,3E-02	0,08	4,76	37,50	7,88
	CT05271	Gcm	Atl	32,8	5,5E-03	5,5E-03	4,5E-03	4,4E-03	0,66	2,62						
	CT05272	Gcm	Atl	32	4,0E-03	3,9E-03	3,8E-03	3,8E-03	1,26	1,84	3,6E-01	4,0E-02	0,11	7,00	38,00	5,43
	CT05273	Fsm	Atl	31,2	9,5E-03	9,4E-03	7,1E-03	7,0E-03	0,78	1,90						
	CT05274	Gmm	Atl	30,5	9,9E-03	9,9E-03	6,1E-03	6,1E-03	0,53	1,14	3,0E-01	2,9E-02	0,10	5,99	40,30	6,73
	CT05275	Gmm	Atl	29	4,7E-03	4,6E-03	5,5E-03	5,4E-03	1,14	1,46						
	CT05276	Gcm	Atl	27,6	5,5E-03	5,4E-03	5,6E-03	5,6E-03	1,16	1,09	4,1E-01	6,6E-02	0,16	9,13	33,50	3,67
	CT05277	Gcm	Atl	27	4,6E-03	4,6E-03	5,6E-03	5,5E-03	1,36	0,88						
	CT05278	Gcm	Atl	26,5	5,2E-03	5,2E-03	5,6E-03	5,5E-03	0,77	1,00	4,0E-01	4,7E-02	0,12	7,83	43,10	5,50
	CT05279	Gcm	Atl	26	5,8E-03	5,8E-03	5,2E-03	5,2E-03	0,52	0,43						
	CT05280	Gmm	Atl	25	7,6E-03	7,5E-03	5,6E-03	5,5E-03	0,84	2,03	1,0E+00	9,9E-02	0,10	8,10	51,50	6,36

χ_{lofi} (m^3kg^{-1})	χ_{hifi} (m^3kg^{-1})	χ_{ferri} (m^3kg^{-1})	S Ratio	SIRM (Am^2kg^{-1})	$B_{r1/2}$ (mT)	NRM (Am^2/kg^{-1})	ARM (Am^2/kg^{-1})	Xarm (m^3kg^{-1})	Xferri/ Ms	XARM/ Ms	SIRM/ Ms	XARM/ XχLf	Xferri/ χARM
2,2E-06	2,9E-08	2,2E-06	0,744	1,5E-02	38,83	9,2E-06	6,0E-04	1,5E-05	1,1E-05	7,4E-05	7,3E-02	5,2E-03	0,14
						4,6E-06							
2,4E-06	2,2E-08	2,4E-06	0,948	2,2E-02	37,56	4,8E-06	5,3E-04	1,3E-05	9,8E-06	5,5E-05	8,9E-02	2,7E-03	0,18
						1,8E-05							
2,1E-06	3,2E-08	2,1E-06	0,916	9,4E-03	55,31	5,6E-05	5,5E-04	1,4E-05	1,1E-05	7,0E-05	4,8E-02	3,1E-03	0,15
						1,1E-05							
1,5E-06	9,1E-08	1,4E-06	0,852	3,3E-02	42,82	1,9E-05	5,4E-04	1,4E-05	1,9E-06	1,9E-05	4,5E-02	2,2E-03	0,10
						3,3E-05							
1,4E-06	2,1E-08	1,3E-06	0,844	7,3E-03	45,39	1,1E-05	5,1E-04	1,3E-05	1,1E-05	1,0E-04	5,7E-02	3,0E-03	0,10
						1,4E-05							
4,6E-06	3,7E-08	4,6E-06	0,861	5,0E-02	42,79	1,3E-05	4,4E-04	1,1E-05	8,7E-06	2,1E-05	9,6E-02	2,6E-03	0,41
						1,4E-05							
2,3E-06	2,2E-08	2,3E-06	0,923	2,5E-02	55,99	7,2E-06	5,5E-04	1,4E-05	9,5E-06	5,6E-05	1,0E-01	2,0E-03	0,17
						1,7E-05							
1,4E-06	1,3E-08	1,4E-06	0,926	9,2E-03	35,99	3,6E-06	3,6E-04	9,0E-06	9,6E-06	6,0E-05	6,2E-02	1,8E-03	0,16
						1,1E-05							
3,4E-06	2,4E-08	3,4E-06	0,798	3,0E-02	38,53	1,8E-05	6,8E-04	1,7E-05	9,6E-06	4,8E-05	8,3E-02	2,9E-03	0,20
						1,0E-05							
1,1E-06	6,9E-09	1,1E-06	0,855	1,3E-02	57,17	7,5E-06	4,0E-04	9,9E-06	8,4E-06	7,5E-05	9,4E-02	1,7E-03	0,11
						7,0E-06							
2,9E-06	1,8E-08	2,9E-06	0,919	2,2E-02	35,95	8,1E-06	5,8E-04	1,5E-05	1,0E-05	5,1E-05	7,5E-02	3,1E-03	0,20
						7,8E-06							
1,1E-06	6,7E-09	1,1E-06	0,912	8,9E-03	35,71	8,9E-06	5,5E-04	1,4E-05	1,0E-05	1,3E-04	8,6E-02	2,4E-03	0,08
						6,8E-06							
1,7E-06	7,2E-09	1,7E-06	0,891	1,1E-02	55,51	1,1E-05	6,6E-04	1,6E-05	9,8E-06	9,7E-05	6,3E-02	2,9E-03	0,10
						1,3E-05							
8,2E-07	3,5E-09	8,2E-07	0,587	4,5E-03	35,88	9,8E-06	6,6E-04	1,7E-05	9,9E-06	2,0E-04	5,5E-02	4,2E-03	0,05
						2,6E-05							
1,4E-06	8,9E-09	1,4E-06	0,739	1,1E-02	35,74	3,9E-06	7,6E-04	1,9E-05	1,0E-05	1,4E-04	8,2E-02	3,3E-03	0,07
						3,3E-06							
1,1E-06	4,2E-09	1,1E-06	0,944	7,2E-03	39,63	6,4E-06	7,7E-04	1,9E-05	9,4E-06	1,7E-04	6,4E-02	3,8E-03	0,05
						8,4E-06							
7,1E-07	4,4E-09	7,1E-07	0,887	4,2E-03	49,63	1,5E-05	6,6E-04	1,7E-05	1,0E-05	2,5E-04	6,2E-02	3,3E-03	0,04
						2,1E-05							
9,0E-07	9,0E-10	9,0E-07	0,924	5,9E-03	25,54	1,1E-05	6,4E-04	1,6E-05	1,0E-05	1,8E-04	6,8E-02	2,7E-03	0,06
						2,5E-05							
9,6E-07	3,9E-09	9,5E-07	0,906	5,9E-03	39,01	1,0E-05	4,5E-04	1,1E-05	1,0E-05	1,3E-04	6,5E-02	2,1E-03	0,08
						5,5E-06							
7,4E-07	2,7E-09	7,4E-07	0,924	5,4E-03	25,54	1,4E-05	7,3E-04	1,8E-05	1,1E-05	2,7E-04	7,9E-02	3,1E-03	0,04
						1,0E-05							
1,1E-06	7,7E-09	1,1E-06	0,798	8,9E-03	46,54	1,2E-05	7,0E-04	1,7E-05	9,8E-06	1,6E-04	8,3E-02	2,8E-03	0,06
						1,0E-05							
4,6E-07	3,7E-09	4,6E-07	0,871	2,8E-03	73,68	2,2E-05	6,2E-04	1,5E-05	1,0E-05	3,4E-04	6,2E-02	2,5E-03	0,03
						9,1E-06							
1,4E-06	1,7E-08	1,4E-06	0,926	9,2E-03	57,03	6,6E-06	5,3E-04	1,3E-05	1,0E-05	9,6E-05	6,7E-02	3,1E-03	0,10
						1,1E-05							
2,7E-06	3,6E-08	2,7E-06	0,706	1,4E-02	43,97	2,4E-05	4,9E-04	1,2E-05	1,0E-05	4,7E-05	5,3E-02	3,9E-03	0,22
						1,3E-05							
2,7E-06	2,9E-08	2,6E-06	0,815	2,6E-02	46,64	1,6E-05	4,8E-04	1,2E-05	9,6E-06	4,5E-05	9,6E-02	2,5E-03	0,22
						8,2E-06							
2,7E-06	3,5E-08	2,7E-06	0,869	1,4E-02	36,00	1,5E-05	5,9E-04	1,5E-05	1,0E-05	5,7E-05	5,4E-02	3,6E-03	0,18
						3,2E-05							
4,9E-06	3,5E-08	4,8E-06	0,817	3,0E-02	28,15	1,2E-05	6,3E-04	1,6E-05	1,0E-05	3,4E-05	6,4E-02	3,6E-03	0,31
						5,2E-06							
4,9E-06	4,8E-08	4,8E-06	0,777	3,4E-02	36,71	1,2E-05	5,4E-04	1,3E-05	1,0E-05	2,9E-05	7,3E-02	2,3E-03	0,36
						6,2E-06							
2,0E-06	2,6E-08	2,0E-06	0,918	1,8E-02	46,19	2,6E-05	6,2E-04	1,6E-05	1,0E-05	7,9E-05	9,3E-02	3,0E-03	0,13
						1,9E-05							
4,4E-06	5,2E-08	4,4E-06	0,932	3,2E-02	39,51	1,8E-05	6,4E-04	1,6E-05	1,0E-05	3,7E-05	7,5E-02	2,8E-03	0,27
						1,8E-05							
2,5E-06	3,3E-08	2,5E-06	0,846	2,0E-02	52,88	1,6E-05	6,2E-04	1,6E-05	9,6E-06	5,9E-05	7,7E-02	3,9E-03	0,16
						6,0E-06							
3,7E-06	4,4E-08	3,7E-06	0,768	3,5E-02	47,99	1,2E-05	5,1E-04	1,3E-05	9,3E-06	3,3E-05	8,9E-02	3,0E-03	0,28
						2,1E-05							
6,4E-06	3,2E-08	6,4E-06	0,833	3,2E-02	40,75	2,0E-05	5,7E-04	1,4E-05	1,1E-05	2,4E-05	5,3E-02	2,5E-03	0,45
						2,0E-05							
3,0E-06	2,7E-08	3,0E-06	0,830	1,9E-02	36,73	1,1E-05	5,3E-04	1,3E-05	1,0E-05	4,6E-05	6,7E-02	3,0E-03	0,22
						3,3E-05							
1,6E-06	2,2E-08	1,6E-06	0,929	1,3E-02	47,69	9,8E-06	5,9E-04	1,5E-05	1,0E-05	9,2E-05	7,8E-02	3,3E-03	0,11
						9,2E-06							
4,6E-06	4,5E-08	4,5E-06	0,810	1,6E-02	29,47	2,0E-05	6,6E-04	1,7E-05	1,1E-05	4,2E-05	4,1E-02	3,9E-03	0,27
						1,7E-05							
9,8E-06	6,3E-08	9,7E-06	0,768	4,1E-02	31,37	1,1E-05	4,6E-04	1,2E-05	1,1E-05	1,3E-05	4,5E-02	3,6E-03	0,84
						1,9E-05							
3,0E-06	3,0E-08	2,9E-06	0,869	1,5E-02	38,19	1,0E-05	5,3E-04	1,3E-05	1,0E-05	4,7E-05	5,3E-02	2,5E-03	0,22
						1,2E-05							
3,9E-06	4,1E-08	3,8E-06	0,794	3,1E-02	33,72	7,1E-06	5,4E-04	1,4E-05	1,1E-05	3,8E-05	8,6E-02	3,6E-03	0,28
						1,1E-05							
3,2E-06	2,9E-08	3,2E-06	0,646	1,4E-02	45,85	1,9E-05	6,8E-04	1,7E-05	1,1E-05	5,8E-05	4,9E-02	2,8E-03	0,19
						1,5E-05							
4,4E-06	5,3E-08	4,3E-06	0,728	4,9E-02	39,13	1,8E-05	6,3E-04	1,6E-05	1,0E-05	3,8E-05	1,2E-01	2,8E-03	0,27
						1,5E-05							
4,0E-06	4,5E-08	4,0E-06	0,944	3,1E-02	49,71	2,7E-05	5,3E-04	1,3E-05	9,9E-06	3,3E-05	7,7E-02	2,4E-03	0,30
						1,4E-05							
9,1E-06	6,4E-08	9,1E-06	0,886	7,3E-02	49,97	5,9E-05	6,1E-04	1,5E-05	8,9E-06	1,5E-05	7,2E-02	2,7E-03	0,59

Uni	Mues	Facies	Asoc. Facies	Prof. (m)	χLf (m^3kg^{-1}) A	χHf (m^3kg^{-1}) A	χLf (m^3kg^{-1}) B-C	χHf (m^3kg^{-1}) B-C	χfd % A	χfd % B-C	M_s (Am^2kg^{-1})	M_r (Am^2/kg^{-1})	M_{rs}/M_s	B_c (mT)	B_{cr} (mT)	B_{cr}/B_c
Gravas Atravesados	CT05281	Gmm	Atl	24	4,0E-03	3,9E-03	5,1E-03	5,0E-03	1,02	1,13						
	CT05282	Gmm	Atl	23	6,5E-03	6,5E-03	5,6E-03	5,6E-03	0,60	0,22	2,3E-01	2,2E-02	0,10	6,21	38,40	6,18
	CT05283	Gmm	Atl	22	6,7E-03	6,7E-03	6,8E-03	6,6E-03	0,42	2,77						
	CT05284	Gcm	Atl	21,2	5,2E-03	5,1E-03	6,0E-03	5,9E-03	1,54	0,98	3,3E-01	3,0E-02	0,09	4,50	29,70	6,60
	CT05285	Gcm	Atl	20	4,0E-03	4,0E-03	5,5E-03	5,5E-03	0,42	0,41						
	CT05286	Gcm	Atl	18,5	3,5E-03	3,5E-03	5,3E-03	5,2E-03	0,16	0,43	2,8E-01	2,8E-02	0,10	5,38	38,70	7,19
	CT05287	Gcm	Atl	17	2,8E-03	2,7E-03	6,5E-03	6,5E-03	0,84	0,73						
	CT05288	Gcm	Atl	15,7	6,4E-03	6,4E-03	5,3E-03	5,2E-03	0,62	0,69	2,1E-01	2,8E-02	0,13	9,06	45,10	4,98
	CT05289	Sm	Atl	14	5,1E-03	5,1E-03	5,1E-03	5,0E-03	0,92	0,24						
	CT05290	Gmm	Atl	12,3	4,3E-03	4,3E-03	4,9E-03	4,8E-03	1,22	0,98	3,8E-01	5,3E-02	0,14	9,54	43,50	4,56
	CT05291	Gcm	Atl	11,7	5,4E-03	5,3E-03	6,1E-03	6,1E-03	0,49	1,13						
	CT05292	Sm	Atl	10,5	6,4E-03	6,4E-03	7,4E-03	7,3E-03	0,17	0,15	2,2E-01	2,7E-02	0,12	8,45	45,00	5,33
	CT05293	Sm	Atl	8,5	6,3E-03	6,2E-03	5,8E-03	5,8E-03	1,04	1,33						
	CT05294	Gmm	Atl	6,5	4,2E-03	4,1E-03	4,6E-03	4,5E-03	1,29	1,67	4,8E-01	4,4E-02	0,09	6,50	33,70	5,18
	CT05295	Sm	Atl	4,5	4,7E-03	4,6E-03	4,8E-03	4,8E-03	1,13	0,29						
	CT05296	Gmm	Atl	3,5	4,0E-03	3,9E-03	5,4E-03	5,3E-03	1,23	1,42	2,4E-01	2,4E-02	0,10	6,45	36,61	5,68
	CT05297	Fsm	Atl	2,5	4,2E-03	4,2E-03	3,0E-03	2,9E-03	0,46	1,18						
	CT05298	Gmm	Atl	1,7	4,9E-03	4,8E-03	4,5E-03	4,4E-03	1,42	0,29	2,2E-01	2,2E-02	0,10	5,69	36,74	6,45
	CT05299	Fsm	Atl	1	3,9E-03	3,9E-03	3,1E-03	3,1E-03	1,37	0,77						
	CT05300	Fsm	Atl	0,6	4,7E-03	4,7E-03	4,2E-03	4,2E-03	0,44	1,14	1,6E-01	1,5E-02	0,10	5,64	35,36	6,27
	CT05301	Gmm	Atl	0,2	4,2E-03	4,1E-03	4,8E-03	4,8E-03	1,23	0,51						

χ_{lofi} (m^3kg^{-1})	χ_{hifi} (m^3kg^{-1})	χ_{ferri} (m^3kg^{-1})	S Ratio	SIRM (Am^2kg^{-1})	$B_{r1/2}$ (mT)	NRM (Am^2/kg^{-1})	ARM (Am^2/kg^{-1})	Xarm (m^3kg^{-1})	Xferri/ Ms	XARM/ Ms	SIRM/ Ms	XARM/ XχLf	Xferri/ χARM
						1,5E-05							
2,4E-06	2,8E-08	2,3E-06	0,841	1,7E-02	41,17	9,0E-06	5,6E-04	1,4E-05	1,0E-05	6,2E-05	7,5E-02	2,5E-03	0,17
						4,4E-06							
3,6E-06	7,1E-08	3,5E-06	0,771	2,0E-02	29,84	1,5E-05	4,8E-04	1,2E-05	1,0E-05	3,7E-05	5,9E-02	2,0E-03	0,29
						5,2E-06							
2,9E-06	2,9E-08	2,9E-06	0,896	1,6E-02	39,11	1,5E-05	3,7E-04	9,3E-06	1,0E-05	3,3E-05	5,6E-02	1,8E-03	0,31
						3,7E-06							
2,1E-06	3,0E-08	2,1E-06	0,898	2,0E-02	45,62	1,0E-05	5,3E-04	1,3E-05	9,9E-06	6,3E-05	9,3E-02	2,5E-03	0,16
						1,1E-05							
3,8E-06	3,1E-08	3,8E-06	0,700	3,7E-02	46,11	7,5E-06	5,2E-04	1,3E-05	1,0E-05	3,4E-05	9,8E-02	2,7E-03	0,29
						1,1E-05							
2,3E-06	8,8E-08	2,2E-06	0,839	1,6E-02	46,54	1,5E-05	5,8E-04	1,5E-05	1,0E-05	6,7E-05	7,3E-02	2,0E-03	0,15
						1,3E-05							
4,8E-06	4,4E-08	4,8E-06	0,728	3,0E-02	32,62	1,5E-05	6,8E-04	1,7E-05	1,0E-05	3,5E-05	6,1E-02	3,7E-03	0,28
						6,6E-06							
2,4E-06	3,0E-08	2,4E-06	0,924	1,4E-02	40,70	4,6E-06	5,4E-04	1,4E-05	1,0E-05	5,8E-05	5,9E-02	2,5E-03	0,18
						2,5E-05							
2,4E-06	3,9E-08	2,3E-06	0,922	1,0E-02	36,79	7,3E-06	4,7E-04	1,2E-05	1,1E-05	5,2E-05	4,7E-02	2,6E-03	0,20
						1,8E-05							
1,7E-06	2,2E-08	1,7E-06	0,930	8,8E-03	32,93	7,3E-06	4,3E-04	1,1E-05	1,0E-05	6,6E-05	5,5E-02	2,5E-03	0,15
						3,4E-06							

11.9. Anexo I: PAPER "The origin of the magnetic record in Eocene-Miocene coarse-grained sediments deposited in hyper-arid/arid conditions: Examples from the Atacama Desert"

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.009

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 516 (2019) 322–335

Contents lists available at ScienceDirect

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/palaeo

The origin of the magnetic record in Eocene-Miocene coarse-grained sediments deposited in hyper-arid/arid conditions: Examples from the Atacama Desert

H. Pizarro[a,b,*], S. Rousse[b], R. Riquelme[a], E. Veloso[c], E. Campos[a], R. González[a], T. Bissig[d,1], S. Carretier[b], A. Fernández-Mort[a,e], S. Muñoz[a]

[a] Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av. Angamos 0610, Antofagasta, Chile
[b] GET, Université de Toulouse, IRD, CNRS, UPS, 14 avenue E. Belin, 31400 Toulouse, France
[c] Departamento de Ingeniería y Geotécnia, Pontificia Universidad Católica de Chile, Av. Vicuña Mackenna 4860, Santiago, Chile
[d] Mineral Deposit Research Unit, Department of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, University of British Columbia, 2020–2207 Main Mall, Vancouver, BC V6T 1Z4, Canada
[e] Departamento de Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, Madrid 28040, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:
Atacama paleoclimate
Magnetic proxies
Atacama gravels
Paleoenvironment
Wetland deposits
Paleosols

ABSTRACT

Magnetic proxies for paleoclimate are tools widely used to understand climate variability, yet current proxies focus on loess-derived soils in humid to temperate climate zones, whereas coarse-grained sediments in arid-hyperarid climate zones remain poorly investigated. To test the potential paleoclimatic-environmental significance of the magnetic record of coarse-grained sediments deposited in a region with a mean annual precipitation (MAP) < 200 mm yr^{-1}, we selected three previously studied sedimentary sequences from the Atacama Desert (Centinela area) and explored their magnetic properties, paedogenic features, salt chemistry and mineralogy. These sequences were deposited under different climate-environmental conditions from the Eocene to the Miocene, and correspond, from oldest to youngest, to the Atravesados II gravels (AtII), the Arrieros gravels (Arr) and the Ratones sediments (Rat). The magnetic susceptibility values (*k*) obtained in the stratigraphic record of the gravels are mainly controlled by the concentration of detrital (titano)magnetite, which is concentrated in the finest fraction (< 0.5 mm) of sediments. The values decrease in the coarse sediments from AtII to Arr following a climatic transition from arid to hyperarid conditions, an interpretation that is supported by the transition from carbonate-rich (MAP ~ 40 mm yr^{-1}) to sulfate-rich paleosols (MAP < 10 mm yr^{-1}), and changes in the tectonic conditions and/or sedimentary source. In contrast, the Rat fine-grained sediments record changes in paleo-wetland dynamics. The high frequency-dependent magnetic susceptibility (*kfd%*) values obtained from these layers are mainly controlled by the concentration of authigenic magnetite-maghemite and/or hematite crystals of superparamagnetic/single magnetic size. The increase in *kfd%* is linked to an increase in the authigenic degree, which is related to variations in the depth of the local water table. These results demonstrate the potential of magnetic proxies to reveal climatic/environmental signals in coarse-grained sediments deposited under desert climate conditions.

1. Introduction

Magnetic proxies for paleoclimate are tools widely used to understand climate variability (e.g., Maher and Thompson, 1999; Evans and Heller, 2003; Liu et al., 2012). In continental domains, magnetic studies mainly focus on archives from lake sediments and loess-derived soils in humid to temperate climate zones. The Chinese loess-derived soils, developed under a mean annual precipitation (MAP) range of ~200 to 1000 mm yr^{-1}, have provided a rich quaternary paleo-precipitation dataset that directly complements the marine oxygen isotope obtained record (e.g., Wang et al., 2006; Geiss and Zanner, 2007; Maher, 2016). Magnetic proxies obtained from fluvio-lacustrine and aeolian deposits also have been used to unravel aridification histories, such as that of the Tibetan plateau uplift (e.g., Xie et al., 2009; Zhang et al., 2015), and to

* Corresponding author at: Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Av. Angamos 0610, Antofagasta, Chile.
E-mail address: hpm002@alumnos.ucn.cl (H. Pizarro).
[1] Present address: Goldcorp Inc., 3400-666 Burrard St, Vancouver, BC V6C2X8, Canada.

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.009
Received 30 August 2018; Received in revised form 14 December 2018; Accepted 15 December 2018
Available online 18 December 2018
0031-0182/ © 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

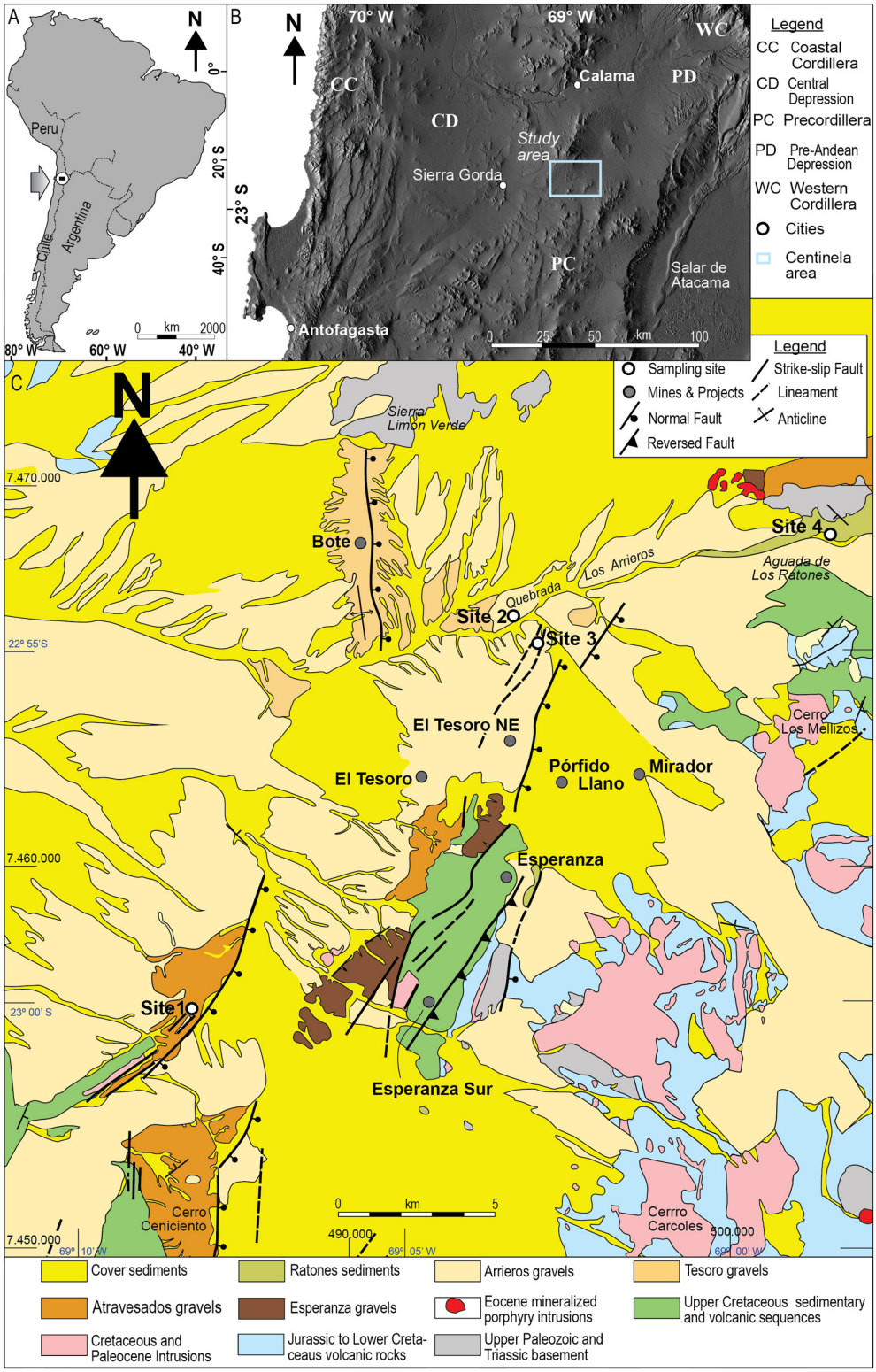


Fig. 1. A) Map of South America. B) Location of the Centinela area and the physiographic setting of the Atacama Desert in the Antofagasta Region of northern Chile. C) Geological map focused on the mid-Eocene to Miocene gravel deposits in the Centinela area.

infer climatic constraints as far back as the Paleozoic (USA and Antarctica, Retallack et al., 2003; Tramp et al., 2004). However, despite the widespread distributions of these proxies, the connection between magnetic proxies obtained from coarse-grained sediments (especially those developed under a MAP < 200 mm yr^{-1}) and environmental/climatic conditions remains poorly investigated (e.g., Pimentel, 2002; Dunai et al., 2005; Lü et al., 2010).

Continental coarse-grained sediments consist of clasts and matrices, and their overall composition greatly depends on the rock types exposed in the source areas. The magnetic components of the matrix may be of a detrital and/or authigenic origin. The terrigenous fraction is controlled by water transportation, wind processes and/or gravitational

processes, all of which are ultimately controlled by the climatic and/or tectonic conditions (e.g., Arche, 1992). The magnetic authigenic fraction forms during diagenesis and/or soil formation and depends on environmental conditions such as relative atmospheric humidity, underground water circulation, evaporation rate, temperature, geomorphology and bacterial activity (e.g., Maher and Thompson, 1999; Retallack, 2008; Roberts, 2015; Liu et al., 2012). The authigenic magnetic fraction is often associated with the existence of fine-grained minerals in superparamagnetic (SP) and/or single-domains (SD) states (Evans and Heller, 2003; Torrent et al., 2007; Xie et al., 2009). The detrital fraction is commonly composed of coarser grains associated with pseudo-domains (PSD) and/or multi-domains (MD) states (e.g., Dunlop and Özdemir, 2001). Although there is a general consensus that MD/PSD magnetic minerals are enriched in soils by detrital inputs from the disintegration of parent rock (e.g., Evans and Heller, 2003), there is no general agreement about the mechanism by which soils are enriched in SP/SD ferromagnetic minerals (Dearing et al., 1996a, 1996b; Roberts, 2015; Hrouda, 2011). The most likely mechanism is the weathering of Fe-bearing minerals during soil wetting and drying cycles (Dearing et al., 1996a, 1996b; Cornell and Schwertmann, 2003; Maxbauer et al., 2016). Despite these complexities, it has been shown that magnetic proxies can qualitatively record paleoenvironmental conditions (e.g., Orgeira et al., 2011; Maher, 2011; Maxbauer et al., 2016).

The Atacama Desert contains numerous hydrographic basins mainly filled with gravel deposits derived from the erosion of the Precordillera (e.g., Blanco, 2008) in response to tectonic episodes and/or changes in climatic conditions (Maksaev and Zentilli, 1999; Riquelme et al., 2007, 2018). The Atacama Desert is, at present, the driest location on Earth (Jordan et al., 2014). Arid conditions have prevailed since at least the Mesozoic (Suarez and Bell, 1987; Clarke, 2006). The onset of hyper-aridity in the Atacama Desert is linked to the establishment of the Andean rain shadow, which resulted from the uplift of the Andean Cordillera (Rech et al., 2006, 2010; Oerter et al., 2016) and the upwelling of the ancestral Humbolt Current (Shackleton and Kennett, 1975; Alpers and Brimhall, 1988). A variety of methodologies have been used to elucidate the timing of the onset of hyper-aridity in the Atacama Desert. Such methodologies include (a) the use of cosmogenic nuclides (Dunai et al., 2005), (b) dating of fluvio-lacustrine and alluvial sediments and evaporate formation (Hartley and Chong, 2002; Hartley, 2003), (c) dating of supergene minerals in porphyry copper systems (Alpers and Brimhall, 1988), (d) landscape geomorphology and paleosol analyses (Rech et al., 2006; Jordan et al., 2014), and (e) isotopic correlation of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ signatures from paleosols, lacustrine and palustrine carbonate horizons (Rech et al., 2006; Oerter et al., 2016; Fernández-Mort et al., 2018; Sun et al., 2018). Most of these proxies indicate that the onset of hyper-aridity occurred before 10 Ma (probably in the Middle Miocene). In particular, the stratigraphy varies from carbonate-bearing rich in clay paleosols (MAP $> 200\,mm\,yr^{-1}$) upward to nitrate-sulfate bearing paleosols (MAP $< 20\,mm\,yr^{-1}$), which has been interpreted as evidence that the climate changed from semi-arid to hyper-arid conditions during the mid-Miocene (Rech et al., 2006). Likewise, in the Centinela area, as described by Oerter et al. (2016), post-22 Ma paleosols and their $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values are consistent with pre-mid Miocene aridification. However, some authors have also argued that the onset could have occurred as early as 25 Ma (e.g., Dunai et al., 2005) or as recently as 3–4 Ma (e.g., Hartley and Chong, 2002; Hartley, 2003). Investigations of paleoclimatic variations in the stratigraphic record of the Atacama Desert have been conducted in the Centinela area, where this study is also located (Riquelme et al., 2018; Oerter et al., 2016; Fernández-Mort et al., 2018).

In this study, we explore how magnetic proxies derived from the matrix (< 2 mm) of coarse-grained sediments can be used to determine the climatic/environmental processes that controlled the deposition of sediments in the Atacama Desert. To accomplish this, we used the magnetic properties of the minerals (Curie temperatures, magnetic susceptibility and hysteresis loops), coupled with the sedimentological and paedogenic features, geochemical analyses and scanning electron microscope images (SEM) of lower Eocene to upper Miocene coarse-grained continental deposits from the Centinela area (Fig. 1). These sedimentary deposits host several arid-paleosol horizons and a wetland deposit. Paleosols include carbonate-rich (MAP $\sim 40\,mm\,yr^{-1}$) and sulfate-rich paleosols (MAP $< 10\,mm\,yr^{-1}$) (e.g., Rech et al., 2006). A characterization of the mineralogy of both the clastic and authigenic fractions was used to determine the variations in grain size, composition, concentration, shape and origin of the Fe-rich minerals and their relationship to the paleo climatic-environmental conditions that occurred during the formation of these deposits.

2. The Centinela area

The Centinela area is located in the Region of Antofagasta in northern Chile (~2300 m.a.s.l.), ca. 40 km SSW of the city of Calama (Fig. 1). In this sector, the Precordillera (or Cordillera de Domeyko) and its surroundings is comprised of outcrops of Upper Paleozoic-Triassic basement, Mesozoic volcanic and sedimentary rocks, Paleocene-Cretaceous intrusive rocks and Paleocene volcanic rocks (Mpodozis and Cornejo, 2012; Fig. 1C). These rocks are intruded by Lower Cretaceous–Upper Eocene diorites and rhyolitic and dacitic porphyry intrusions (Marinovic and García, 1999). The late Cenozoic sediments in the Centinela area comprise ca. 800 m thick unconsolidated coarse-grained sediments and minor volcanic rocks eroded from the Precordillera (Tomlinson et al., 2001). According to Riquelme et al. (2018), based on stratigraphic relationships, sedimentary facies and thickness, the following gravel deposits are recognized within the study area: Esperanza (middle-upper Eocene), Atravesados (upper Eocene-Oligocene), Tesoro (Oligocene-lower Miocene) and Arrieros (lower to middle-Miocene) (Figs. 1, 2). Isotopic dating (Ar/Ar) and U/Pb detrital zircon data indicate the gravel units were deposited by the mid-Eocene to the mid-Miocene (Riquelme et al., 2018). From these deposits, we selected two gravel units that are interpreted to have been deposited under contrasting climate conditions. The Atravesado gravels include carbonate-bearing soil horizons, suggesting they were deposited prior to the onset of the hyper aridification, whereas the Arrieros gravels include sulfate-bearing soils and are more representative of hyper-arid conditions (Fig. 2).

The Atravesado gravels include a ca. 300-m-thick deposit composed of lower (AtI) and upper subunits (AtII). The AtI (ca. 200-m-thick) is composed of consolidated massive conglomerates, with sand and mud beds and minor intercalations of cross-bedded conglomerates and sandstones, whereas AtII (ca. 100-m-thick) is composed of consolidated cross-bedded and horizontally laminated conglomerates and sand beds, with minor intercalations of massive conglomerates, sandstones and mud. Provenance analyses indicate that the sediments were derived from the erosion of the Upper Eocene Cinchado Formation (aphanitic and porphyric andesites and dacites), the Paleocene intrusions (diorites and quarzodiorites) and the interbedded volcanic layers of the Esperanza gravel deposits in the late Eocene.

The Arrieros gravel (Arr) is an up to 100-m-thick series of poorly consolidated horizontally laminated conglomerates and sandstones with minor intercalations of massive sands and silts interbedded within conglomerate beds. Provenance analyses of detrital zircons and clast composition analysis indicate that almost all of the rock units outcropping in the Centinela area were already exposed and eroded at the time when Arr was deposited. The gravels were derived from the erosion of Paleozoic basement rocks (granodiorites and granite), Upper Cretaceous volcano-clastic rocks from Quebrada Mala Formation (andesitic and dacitic tuff and volcanoclastic sandstones) and intrusives (porphyric rhyolites) and upper Eocene porphyry copper systems (granodiorite porphyries), as well as from Jurassic to Lower Cretaceous rocks from the Caracoles Group (limestones and calcareous siltstones). The deposit also includes conglomerate clasts, which are a distinctive

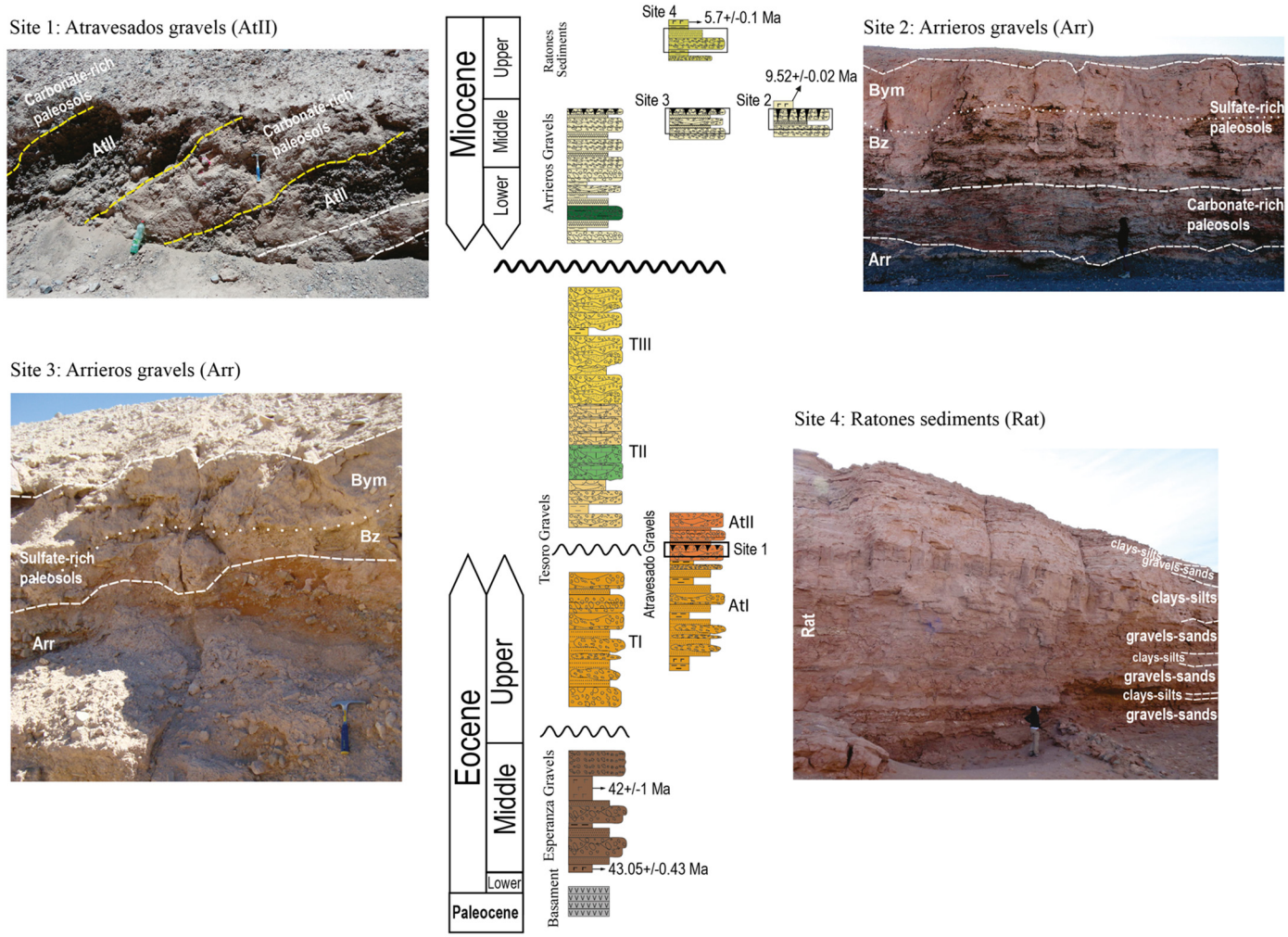


Fig. 2. Stratigraphic sequence from Centinela area, from Riquelme et al., 2018. In this study, we select only three units that can be differentiated through their sedimentary facies and paleosols content. The Atravesados gravels (AtII), the Arrieros gravels (Arr) and Ratones sediments (Rat) (black squares correspond to the stratigraphic columns from different sampling sites) and field photographs of paleosols and outcrops of wetland deposits.

population in this gravel unit that resulted from the erosion of the underlying gravel deposits.

In this paper, we also include samples of a wetland deposit from the Ratones sediments unit (Rat), which is described for the first time here (see Section 4) and was deposited between 9.52 ± 0.05 Ma and 5.7 ± 0.1 Ma (Tapia et al., 2012), after the onset of the hyper-aridification.

3. Methodology

Sampling was conducted at four localities in the Centinela area (Fig. 1). Paleosol samples were collected within AtII at site 1, within Arr at sites 2 and 3, and within the wetland deposit from Rat at site 4 (Fig. 2). Paleosols were described following the criteria of Schaetzl and Anderson (2005) based on paedogenetic features and classification followed Mack et al. (1993). Sedimentary facies from Rat were described following Nalpas et al. (2008) and classified following Rech et al. (2002).

A total of 35 samples were collected from the stratigraphic profiles (Fig. 3) at the different sampling sites for a geochemical analysis of soluble salts, which followed the procedure proposed by Rech et al. (2006). Using an ICP-AES at the Laboratory of Geochemistry of the Universidad Católica del Norte (UCN), the concentrations of Cl, Na, SO_4, Mg, K, Ca, B and Li were measured and the HCO_3, content was calculated (Appendix 1).

We also collected 115 samples (ca. 0.5 kg each) for magnetic analyses at the same sampling sites. Samples were collected from the top down every ~10 cm in the topmost 45 cm of each sampling site. Below this level, samples were collected at 40 cm intervals down along the stratigraphic profile. Samples were sieved and divided into 4 different grain size fractions: (F_a) < 0.5 mm, (F_b) 0.5–1.0 mm, (F_c) 1.0–2.0 mm, and (F_d) > 2.0 mm. In this study, the fraction F_d represents the coarser-clastic portion, whereas fractions F_a, F_b and F_c represent different mixtures of both clastic and matrix components. Fractions F_a, F_b and F_c were mounted into 8 cm^3 standard-size paleomagnetic cubes (345 cubes) for magnetic measurements.

The volume magnetic susceptibility (k) was measured in SI units at UCN using a Kappabridge MFK1-FA susceptibility bridge (AGICO Co.) under normal ambient conditions (22–24 °C) and a 200 A/m field. Measurements were performed at: (a) 976 Hz ($kf1$) and (b) 15.616 Hz ($kf3$) (Appendix 2). This method allowed us to calculate the frequency-dependent magnetic susceptibility ($k_{fd\ \%}$) (Dearing et al., 1996a, 1996b):

$$k_{fd\%} = ((k_{f1} - k_{f3})/k_{f1}) \times 100 \quad (1)$$

$k_{fd\ \%}$ is widely used as a normalized parameter, and it is interpreted to reflect the content of the particles close to the superparamagnetic/single-domain (SP/SD) boundary (Verosub and Roberts, 1995). Additionally, to constrain the effects of sedimentary-paedogenetic processes on magnetic grain size (e.g., Evans and Heller, 2003), a subset of

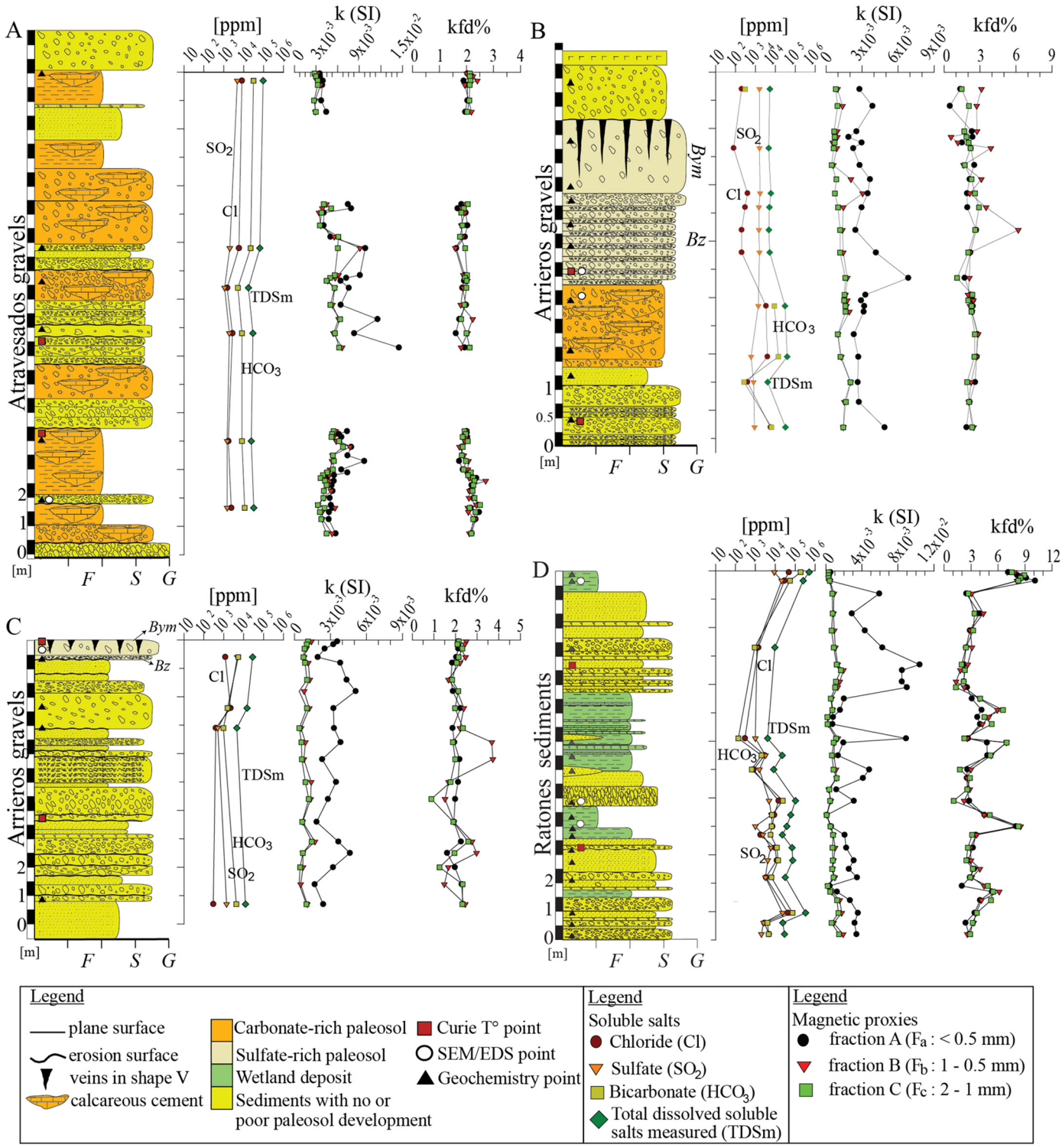


Fig. 3. Stratigraphic columns from different sampling sites. Soluble salt content (Cl, SO4, HCO_3 (calculated) and TDSm values (measured total dissolved salts) (soluble salts values in Appendix 1). Bulk magnetic susceptibility values measured at low frequency (*k*). Frequency-dependent magnetic susceptibility (*kfd%*) values calculated from Dearing et al. (1996a, 1996b) (magnetic proxy values are in Appendix 2). A) AtII (site 1); B) Arr (site 2); C) Arr (site 3); and D) Rat (site 4). (For interpretation of the references to colour in this figure, the reader is referred to the web version of this article.)

73 fraction F_a sub-samples were subjected to hysteresis experiments at room temperature using a MicroMag AGM 2900-2 alternating gradient force magnetometer at UCN (Princeton Measurements Corp., Princeton, NJ, USA; Appendix 3). Magnetic hysteresis parameters were calculated using PmagPy routines (available at https://earthref.org/PmagPy/cookbook/ Tauxe, 1998, 2005). In addition, a total of 8 fraction F_a sub-samples were used to determine Curie temperatures via thermomagnetic experiments at the Géosciences Environnement Toulouse (GET) using a CS2 KLY3 (AGICO). Powdered samples were heated from room temperature to 700 °C (and then cooled to room temperature) under a weak magnetic field (300 A/m) and 1 atm pressure in a non-inert (oxygen) atmosphere. Curie points were calculated using the

second derivative method of Tauxe (1998) (Appendix 4).

To establish the mineralogical and clastic contents of the analysed samples, we selected 153 sub-samples representative of the F_a, F_b, and F_c size fractions and characterized the fractions using a standard magnifying lens microscope at the Microscopy Laboratory of UCN (Appendix 5). To better constrain the size and composition of the magnetic minerals, 7 fraction F_a sub-samples were used to obtain high resolution microscopic images at the laboratories of the GET for microscopic imaging using a SEM with an Energy Dispersive Spectroscopy (EDS) of 20 keV of primary energy attached to it.

4. Results

4.1. Characteristics of paleosols and wetland deposits

4.1.1. Paleosols in the Atravesados and Arrieros gravels

At site 1 (Fig. 1) we recognized 6 paedogenetic profiles, rich in calcium carbonate (petro-calcic horizons), interbedded within AtII (Figs. 2, 3A). These profiles are light grey-coloured, well consolidated, have exposed, well-defined base and top surfaces, and vary in thicknesses between 0.5 m and 3.5 m. The paleosols show a massive texture resulting from the obliteration of primary sedimentary features by carbonate precipitation. Horizons developed over fine-grained sand or mud deposits rarely expose carbonate nodules, which can be up to several centimetres in diameter. In contrast, horizons developed over coarse-grained gravel deposits exhibit clasts encompassed by carbonates that are often imploded, thus reflecting paedogenic processes (Gile et al., 1966). Field observations and geochemical analyses indicate that the carbonate content tends to increase when paleosols are developed over sand and mud layers (Fig. 3A). Accordingly, these paleosols yield high HCO_3 and Cl and relatively low SO_4 concentrations (Fig. 3A), consistent with the development of calcite and halite. We observed the latter in low concentrations, probably resulting from precipitation under more hyper-arid conditions that occurred well after calcite precipitation (Fig. 4). These observations and analyses indicate that these paedogenetic profiles can be classified as highly developed carbonate-rich paleosols (Retallack, 2008).

At site 2 (Fig. 1), we recognized a ca. 3 m thick grey-coloured, well consolidated paedogenetic profile that is rich in sulfate and interbedded within the Arr (Figs. 2, 3B). Within this profile, two horizons can be identified. The upper horizon consists of pale brown to grey-coloured, massive and well compacted sulfates including either fractured or imploded clasts in the uppermost part of this horizon, indicating a complete vailing of the primary sedimentary fabric. This horizon commonly exhibits V-shaped subvertical joints of a ca. 2 m depth, filled with silt, sand and clay. The lower horizon is less consolidated compared to the upper horizon and partly maintains the texture of the original sedimentary fabric; however, the original fabric is slightly obliterated by the growth of interstitial gypsum. Geochemical measurements of water soluble SO_4 and Cl yield high SO_4 values that are probably related to the occurrence of gypsum. HCO_3 was not identified. The concentration of total dissolved soluble salts (TDSm) is lower in the upper horizon (Figs. 3B, 4). Following the Schaetzl and Anderson (2005) criteria for classification of paleosols, the paleosol in site 2 corresponds to a sulfate-rich paleosol with an upper petrogypsum (Bym) and a lower salic horizon (Bz; Fig. 2).

Directly below the Bz level, we identified a 2 m thick reddish horizon of partially consolidated sediments, which showed small subvertical carbonate-rich veins (1 cm wide, up to 15 cm long), most of which represent conspicuous small root traces as well as subvertical joints. This horizon also included lendsoid-shaped, subhorizontal carbonate-veins up to 80 cm thick that might represent gley structures that result from past circulation of groundwater (Schaetzl and Anderson, 2005). Geochemical analyses showed that the Cl and HCO_3 content is higher than that of SO_4 (Fig. 3B), agreeing with the high concentrations of chlorides and calcite relative to the gypsum content (Fig. 4). These observations and analyses indicate that this paleosol can be classified as a low-developed carbonate-rich paleosol (Retallack, 2008).

At site 3 (Fig. 1), we observed a grey-coloured paedogenetic profile, ca. 1 m thick, developed in the uppermost part of Arr (Figs. 2, 3C). This paleosol exhibits an upper horizon of ca. 60 cm thickness that is well compacted and contains pervasive gypsum crystals between clasts and a set of V-shaped joints filled with sand and gypsum in the topmost portion. The lower horizon is a ca. 30 cm thick paleosol that partly preserves the primary sedimentary fabric and contains clasts encompassed by gypsum. Despite the feeble recovery of soluble salts from this horizon, high concentrations of Cl and SO_4 were measured, with a minor HCO_3 content (Fig. 3C). We interpret the upper horizon as a Bym horizon and the lower part as a Bz horizon, suggesting this paleosol can be classified as a sulfate-rich paleosol.

4.1.2. Wetland deposit in the Ratones Sediments

At site 4 (Fig. 1), we observed a greenish brown unit that is restricted to the head of the Quebrada Los Arrieros, reaches ~20 m in thickness and corresponds to the Ratones Sediments (Rat). The deposits are mainly composed of poorly consolidated clays and silts, sands and massive gravel with minor intercalations of horizontally laminated sands and conglomerates. Thin gypsum layers are commonly interbedded along the entire stratigraphic section analysed. Carbonated silts and marls are typically associated with silt and clay beds (Figs. 2, 3D). When this unit was deposited, most all of the rock units outcropping in the Centinela area were already exposed. The provenance analyses of clast compositions indicate that the gravels are mainly derived from the erosion of Paleozoic basement rocks and from the Quebrada Mala Formation. The deposition of Rat sediments occurs post-10 Ma (Tapia et al., 2012). In this unit, we measured a high amount of soluble salts (TDSm), accompanied by high concentrations of SO_4, HCO_3 and Cl (Fig. 3D). The analyses thus agree with the concentration of chlorides, sulfates and carbonates in this deposit (Fig. 4). Following the Rech et al. (2002) criteria, this deposit is interpreted to be a paleo-wetland.

4.2. Mineralogy of sedimentary deposits and paleosols

4.2.1. Optical microscopy observations

A variable mixture of quartz, feldspars, carbonates, chlorides and/or sulfates species dominate the content of the matrix and the mineralogy of sediments observed in the Centinela area (Fig. 4, Appendix 5). The mineral composition of the sedimentary deposits and paleosols is similar, showing only slight differences in concentration, especially in the carbonate and gypsum content. We observed lithic fragments of igneous rocks accompanied with minor amounts of eroded sedimentary rocks. Carbonates are mainly present in the carbonate-rich paleosols, AtII, Arr and the clay and silt layers from Rat (Fig. 4); gypsum is mostly present within the sulfate-rich paleosols, the Arr and sand and gravel layers from Rat (Fig. 4, Appendix 5).

The mineralogical observations of the size fractions (F_a, F_b and F_c) suggest silt and undifferentiated clays are mainly present in fraction F_a and gradually decrease in fractions F_b and F_c (Appendix 5). In this fraction, we also identify Fe-oxides, including magnetite (> 1%), hematite (< 1%) and Fe-oxyhydroxide (< 1% < mainly as goethite and limonite) (Fig. 4). Fe-bearing minerals are abundant in fraction F_a and tend to decrease (or are absent) in the other size fractions. In fraction F_a, we observed magnetite in all the paleosols and in the sedimentary deposits analysed; it was mainly found in the form of single crystals, whereas in fractions F_b and F_c it appears as crystals disseminated on clasts. Additionally, hematite occurs as single crystals in the fraction F_a, whereas it occurs as crystals disseminated on clasts in fractions F_b-F_c and commonly its concentration is increased in samples from carbonate-rich paleosols. Fe-oxyhydroxides (e.g., goethite, limonite), abundant in the fraction F_a of sulfate-rich paleosols, are in the form of crystals or patinas covering clasts in fractions F_b-F_c (Fig. 4, Appendix 5).

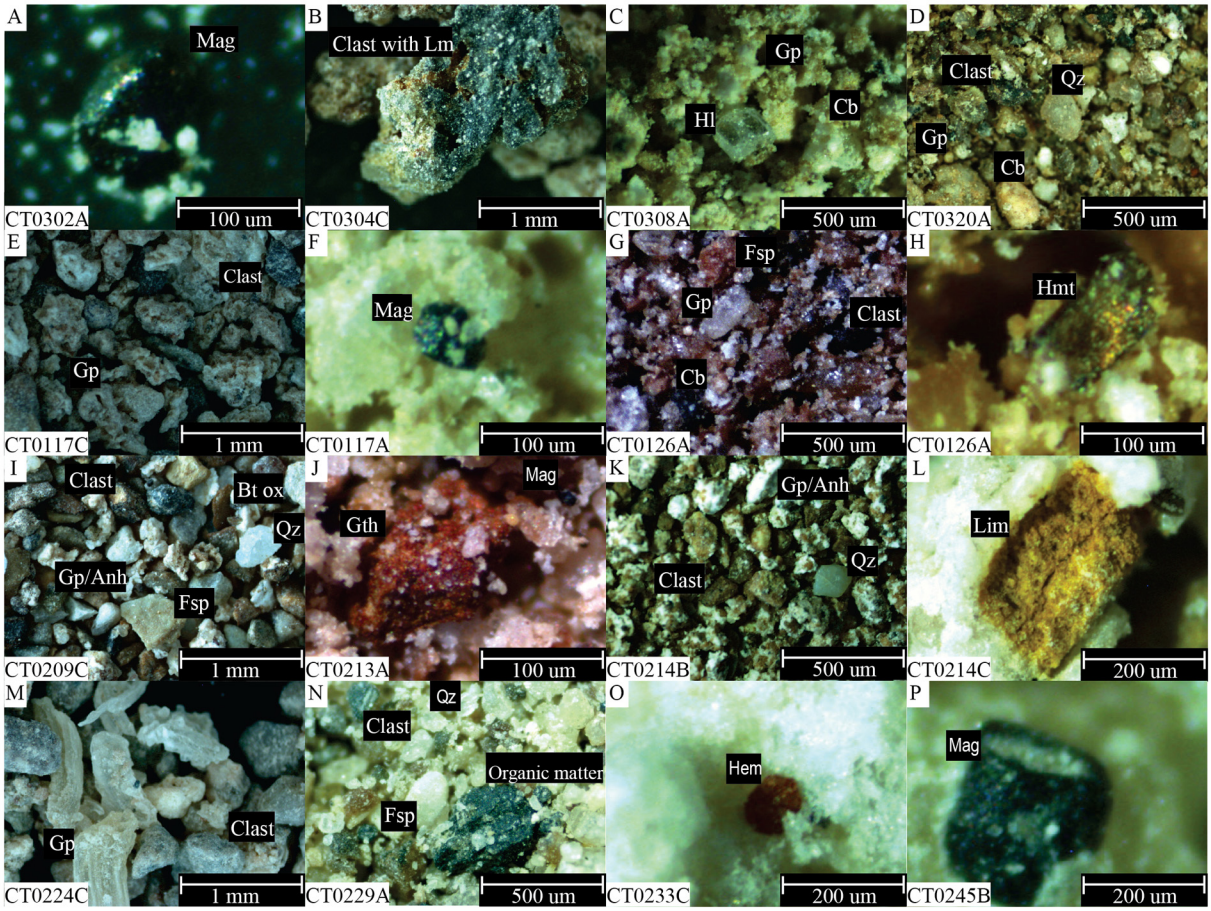


Fig. 4. Mineralogy of the different sampling sites observed through a standard magnifying lens microscope. Qz: quartz, Clast: clastic fragments, Fsp: feldspars, Hl: halite, Gp: gypsum, Cb: carbonate, Mag: magnetite, Hem: hematite, Ght: goethite, Lm: limonite (abbreviations following Whitney and Evans, 2010). A), B), C), D): AtII (site 1). E), F), G), H): Arr (site 2); I), J), K), L): Arr (site 3); and M), N), O), P): Rat (site 4).

4.2.2. Identification of Fe-bearing minerals via scanning electron microscope (SEM)

SEM/EDS analyses of the fraction F_a sub-samples selected from all stratigraphic units (samples distribution; Fig. 3) indicated the presence of carbonate-rich paleosol horizons in AtII (site 1; Fig. 5A) and sulfate-rich paleosols in Arr (site 2; Fig. 5B), with subhedral rounded (Ti-poor) titanomagnetite crystals of approximately 20 μm in size. Additionally, these analyses indicated that all samples contained euhedral to subhedral rounded crystals of magnetite larger than 20 μm in size (site 2; Fig. 5C). In addition, we identified the presence of laminated crystals of hematite in the sulfate-rich paleosol in Arr (site 3; Fig. 5D) and in the carbonate-rich paleosol in Arr (site 2). At first approximation, the shape and particle size of the observed Fe-bearing minerals suggest a detrital origin for these minerals (Maher and Thompson, 1999).

Samples from the basal clay and silt layers from Rat contain subhedral maghemite and/or magnetite crystals of ca. 2 μm in size (site 4; Fig. 6E). In addition, we identified several titanomagnetite crystals with low sphericity and with rounded shapes (> 2 μm). In addition, in samples from the top clay and silt layers, we identified subhedral hematite crystals, ca. 1 μm in size (site 4; Fig. 6F). Magnetite and titanomagnetite crystals larger than 20 μm were found only in gravel and sand layers. The difference in shape and particle size between the fine-grained and coarse-grained layers from Rat may suggest these minerals have different origins (Maher and Thompson, 1999).

4.3. Magnetic properties of sedimentary deposits and paleosols

4.3.1. Bulk magnetic susceptibility (k)

Fig. 3 shows the variation in magnetic susceptibility with respect to the stratigraphic columns of the different sedimentary deposits. In all profiles, *k* values are higher and more variable in fraction F_a, whereas in the fractions F_b and F_c they tend to be lower and less variable. *k* values are only similar in all fractions at site 1 (Fig. 3). Magnetic minerals selectiveness, related to decreasing dilution of the sedimentary flows, may explain this pattern. AtII corresponds to stream-flow deposits (more diluted), whereas Arr and the gravel-sand layers from Rat corresponded to hyper-concentrated debris-flows and sheet-flows (less dilute) (Tapia et al., 2012; Riquelme et al., 2018). The *k* values varied from 1.45×10^{-2} (SI) in the gravel layers of site 1 (AtII), to 1.08×10^{-4} (SI) in the silt-clay layers from site 4 (Rat) (Appendix 2), with an average value of ca. 4.00×10^{-3} (SI). We measured the largest *k* values in the subsamples from fraction F_a at AtII (6.34×10^{-3} SI on average; Fig. 3A, Appendix 2). Relatively average *k* values were obtained from the Rat's gravel and sand layers (4.74×10^{-3} SI on average; Fig. 3D, Appendix 2), whereas the lowest values were obtained from the Arr sites (3.21×10^{-3} SI on average; Fig. 3B, C, Appendix 2) and from the clay and silt layers from Rat (on the order of 1.08×10^{-4} and 2.08×10^{-3} SI; Fig. 3D, Appendix 2). In the deposits, the *k* values (from fraction F_a) tended to be higher in the layers in which no soil development has occurred or the degree of pedogenesis is less intense (see Section 4.1; Fig. 3).

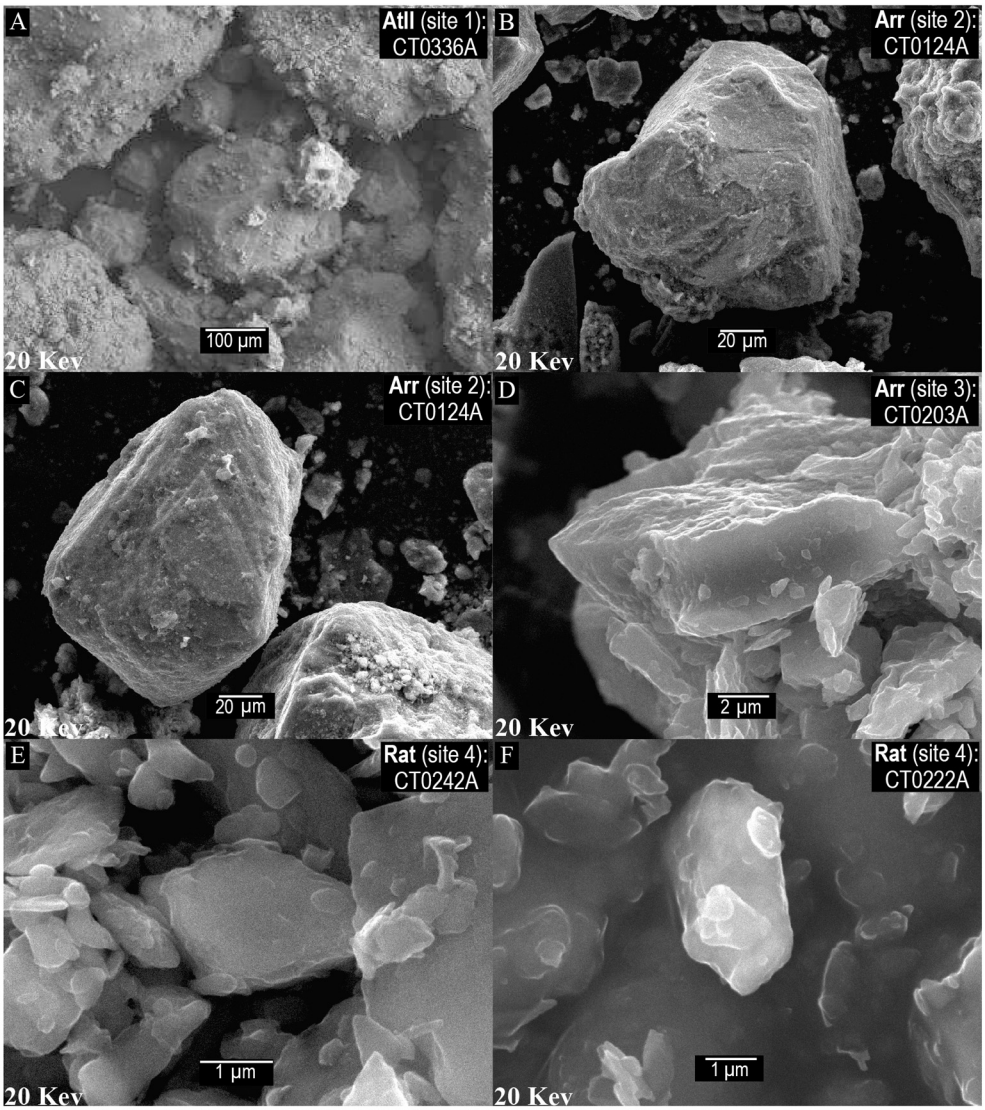


Fig. 5. Scanning electron microscope (SEM) images of the magnetic mineralogy of subsamples of fraction F_a (samples positioned in Fig. 3; white circles). A) CT0336A: titanomagnetite from a carbonate-rich paleosol (AtII: site 1); B) CT0124A: titanomagnetite from rich-sulfate paleosols (Arr: site 2); C) CT0124A: magnetite from a rich-sulfate paleosol (Arr: site 2); D) CT0203A: hematite from a rich-sulfate paleosol (Arr: site 3); E) CT0242A: magnetite or maghemite in a clay-silt layer from a wetland deposit (Rat: site 4); F) CT022A: hematite in a clay-silt layer from a wetland deposit (Rat: site 4). SEM attached to the Energy Dispersive Spectroscopy (EDS) with primary energy of 20 keV.

4.3.2. Frequency-dependent magnetic susceptibility (kfd%)

The largest *kfd%* values were measured in samples from clay and silt layers at site 4, yielding a maximum value of approximately 10 to 12% (Appendix 2); in contrast, at all other sites, the *kfd%* values were low with an average of ca. 2%, except for the gravel and sand layers from site 4 in which the *kfd%* values were slightly higher, ca. 3%. These *kfd%* values are similar among the F_a, F_b and F_c fractions (Fig. 3) for all samples. This parameter is used to qualitatively estimate the presence and concentration of small ferromagnetic particles that have magnetic-sizes near the SP/SD limit (Maher and Taylor, 1988; Dearing et al., 1996a, 1996b). We propose that the number of very small ferromagnetic particles is only significant in the clay and silt layers from Rat. We also propose that it reflects the presence of authigenic processes over magnetic minerals due to the wet environmental conditions (Dearing et al., 1996a, 1996b; Evans and Heller, 2003; Hao et al., 2008).

4.3.3. Identification of Fe-bearing minerals via thermomagnetic experiments

Measured thermomagnetic experiments show irreversible behaviour for all samples analysed (Fig. 6), probably linked to a change in the mineral phases during heating in a non-inert atmosphere (oxygen) (Tauxe, 1998, 2005). Similar behaviour is observed in all curves: a) an increase of approximately 200–400 °C in the heating curve, probably associated with the presence of a metastable mineralogical phase, such as maghemite (e.g., Özdemir, 1990) b) a progressive decrease in susceptibility from 550 to 580 °C, probably associated with the presence of Ti-poor titanomagnetites (Tc2) (e.g., Evans and Heller, 2003), c) a drastic change in the slope of the curve ca. 580 °C, suggesting the presence of nearly-pure magnetite (Tc1), and d) the progressive decrease indicated by a gentle slope between 580 and 680 °C, suggesting a mixture of Ti-rich and Ti-poor titanohematites-titanomaghemite (Tc3; Tauxe, 1998).

The analyses of the second derivative (Tauxe, 1998) confirmed the presence of maghemite, titanomagnetite and magnetite in samples from the carbonate-rich paleosols from AtII (site 1; Fig. 6A, B, Appendix 4). The presence of titanomaghemite and/or titanohematite is also suggested by Curie temperatures above 580 °C (e.g., Evans and Heller, 2003), although a significant peak in the second derivative was not observed (Appendix 4), probably due to the smooth slope present after ca. 580 °C. The same behaviour was observed on the second derivative for samples from Arr; however, these samples displayed a more abrupt decreases in their susceptibility values between 575 and 582 °C (Tc1), suggesting the presence of (nearly-pure) magnetite (site 2; Fig. 6C, D, and site 3; Fig. 6E, F). Arr samples (site 2 and 3) were collected from the sulfate-rich paleosols (site 2; Bz horizon, and site 3; Bym horizon) and from the gravel horizons. Additionally, in Fig. 6E the decrease in susceptibility at approximately 120 °C suggests that goethite is present. Samples from Rat (site 4; Fig. 6G, H) were only collected from gravel layers and yielded thermomagnetic curves with clear magnetic

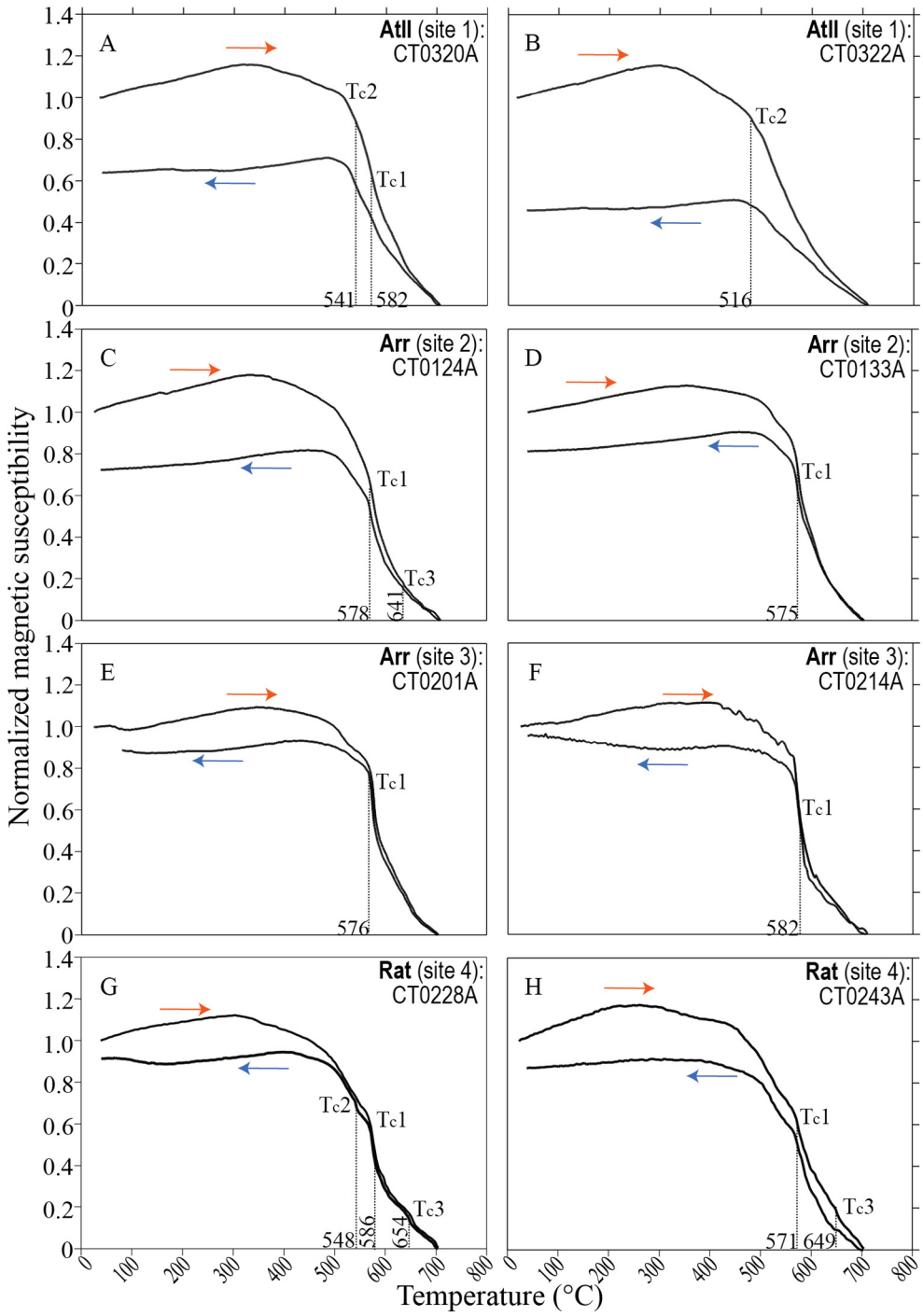


Fig. 6. Curie temperatures (Tc) of sub-samples of fraction F_a measured at room temperature (22 °C), 1 atm pressure and in the presence of oxygen; a weak magnetic field in a demagnetizer CS2 attached to a KLY-3 (AGICO©) (samples positioned in Fig. 3; red squares). Tc1: magnetite, Tc2: Titanomagnetite and Tc3: titanomaghemite and/or titanohematite (Tc was calculated using the method of the second derivative, following Tauxe, 1998, Appendix 4). site 1: A) CT0320A, B) CT0322A; site 2: C) CT0124A, D) CT0133A; site 3: E) CT0201A, F) CT0214A; site 4: G) CT0228A, H) CT0243A.

susceptibilities that decreased at approximately 548 °C (Tc2), between 571 and 586 °C (Tc1), and between 649 and 654 °C (Tc3), which indicates the presence of titanomagnetite, magnetite and titanomaghemites and/or titanohematites, respectively (e.g., Tauxe, 1998).

4.3.4. Magnetic hysteresis

Similar behaviours in the hysteresis curves calculated in this paper can be observed in all samples (Appendix 3). These samples mainly exhibit strong ferromagnetic behaviour and weak paramagnetic behaviour, which is evident by the shape of the curves, the high low-field susceptibility (χlf) and magnetization (Ms and Mr) values, and the low (or negative high-field susceptibility (χhf) values. The samples also have low coercive force values (Hc), except those from the fine-grained sediments from Rat (Appendix 3). The hysteresis values were plotted in the Theoretical Day Plot (Fig. 7; cf. Dunlop, 2002a) to discriminate the magnetic size (and possible mixtures of sizes) of the Fe-bearing minerals. Values measured from sub-samples of the clay and silt layers from Rat plot within the pseudo-single-domain (PSD) field, between the single-domain (SD) + multi-domain (MD) mixing curves and the SD + superparamagnetic (SP) (10 nm) domain mixing curve. This finding might be the result of a mixture of PSD and SP magnetic grains or a ternary mixture of SP + SD + MD (i.e., Dunlop, 2002b); however, in the latter case, it could be inferred that there is a large percentage of small particles (SP/SD) that result from authigenic processes linked to wetter environmental conditions, which is supported by the high values of *kfd%* (> 5%). In contrast, values from the sub-samples from

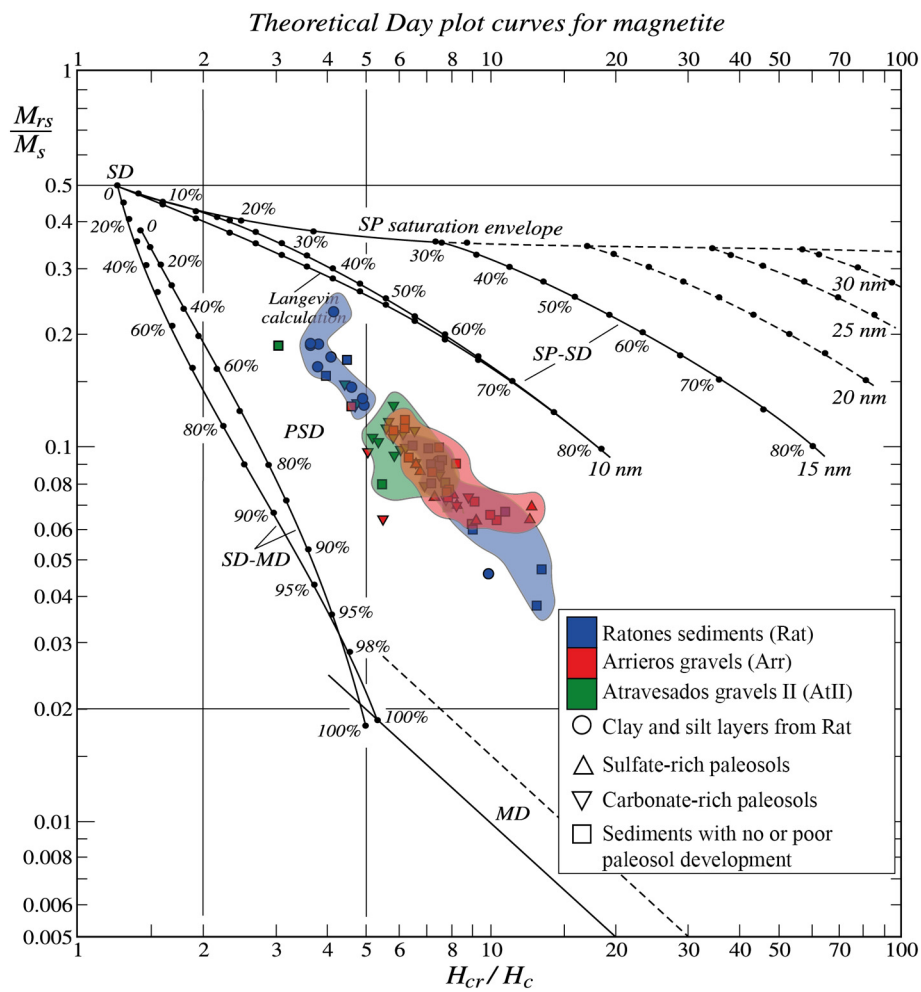


Fig. 7. Hysteresis ratios plotted on a Day plot (Day et al. (1977) after Dunlop, 2002a, 2002b) for the Centinela samples.

paleosols and sediments without pedogenesis or authigenesis plot mainly between the MD curve and the SD + SP (10 nm) domain mixing curve (e.g., Dunlop, 2002b). This observation might be the result of a SP + MD mixture dominated by MD magnetic grains. Such magnetic grains, seen in the SEM analyses and consistent with the low *kfd%* values (< 3%) obtained, likely indicate a detrital origin (magnetite and titanomagnetite > 20 μm).

5. Discussion

5.1. Magnetic proxies in paleosols and sediments deposited < 200 mm yr^{-1}

As mentioned above, the fraction F_a of all samples has more variable and higher *k* values compared to the F_b and F_c fractions. The *kfd%* values are relatively low, with an average of < 4%, regardless of the sampling site and fraction, except for in the clay and silt layers of the Ratones sediments (Rat). Microscopic (Fig. 4) and SEM/EDS (Fig. 5) observations and thermomagnetic experiments (Fig. 6) from fraction F_a sub-samples indicate that the Fe-bearing minerals from all sites, except for those from the clay and silt layers from Rat, are rounded subhedral magnetite (> 20 μm, Figs. 4 and 5A, B) and titanomagnetite crystals (Fig. 5C). The AtII and Arr also include, to a lesser extent, laminated (> 20 μm) hematite crystals (Fig. 5D). Maghemite appears to be present in all deposits, according to the results of the thermomagnetic experiments. In the thermomagnetic experiment and microscopic observation of the Arr sample CT0201A (Fig. 6E), we interpreted the goethite present to be a product of erosion of the supergene alteration of the surrounding copper porphyry (e.g., Riveros et al., 2014) rather than an authigenic product, since other proxies suggest restricted pedogenesis processes. The Day plot (Fig. 7) indicates that the Fe-bearing minerals in coarse-grained sediments are mostly PSD/MD. The dataset obtained here allows the possibility that the stratigraphic variations in magnetic susceptibility (*k*) values for the AtII, Arr and Rat gravel and sand sediments are mainly controlled by the concentration of Fe-bearing minerals. These minerals correspond to detrital material derived from the erosion of rock outcrops in the vicinity, as also has been suggested by Sáez et al. (2012, for the Quillagua Basin).

Carbonate-rich paleosols are common within the AtII and Arr, indicating that these units were deposited under arid climate conditions (Rech et al., 2006). Carbonate-rich paleosols within the Arr are covered by a several metres thick sulfate-rich paleosol. The field observations and the presence of root traces in the carbonate-rich paleosols suggest that they formed at the surface; the well-developed sulfate-rich paleosol formed later under distinctly more arid climatic conditions (Rech et al., 2006; Jordan et al., 2014; Sun et al., 2018). The superposition of similar paedogenic features observed in the gravel deposits in the Calama basin and chronologically correlated with the Arr are interpreted to be evidence of the mid-Miocene climate hyperarification (Rech et al., 2006, 2010). Consistent with these results, early to mid-Miocene climate desiccation also has been determined from the paleosol content of the Arr exposed at the Tesoro mine open pit (Oerter et al., 2016) and from the sulfate-rich paleosols that occur within the gravel deposits exposed at the Spence mine area, 30 km north of the Centinela area (Sun et al., 2018).

The *k* values tend to slightly decrease in the sulfate-rich Bym and carbonate-rich paleosol horizons relative to the *k* values from the

sediments with no or poor (Bz) paleosol development (Fig. 3). This slight variation in *k* values and the low *kfd%* values (< 4%) contrast with values reported for paleosols formed under conditions of higher rainfall (> 200 mm yr^{-1}); in these conditions, authigenesis of Fe-bearing minerals (i.e., magnetite, hematite or maghemite of SP/SD magnetic grain size) mainly results in the enhancement of *k* and *kfd%* values of the host sediments (e.g., Dearing et al., 1996a, 1996b; Maher and Thompson, 1999; Evans and Heller, 2003; Geiss and Zanner, 2007; Hao et al., 2008; Xie et al., 2009; Maxbauer et al., 2016). Due to the limited Fe-mineral authigenesis (evidenced by the low *kfd%* values of other proxies), the small decrease in magnetic susceptibility relative to that of the sediments with no or poor (Bz) paleosol development (Fig. 3) found in sulfate and carbonate rich paleosols can be related to dissolution processes that are potentially linked to light chemical reactions between the Fe-bearing detrital minerals and the carbonate/sulfate-rich solutions (e.g., Bustillo, 2010; Ewing et al., 2006). In this case, the released Fe^{3+} minerals may reprecipitate to form higher coercivity minerals such as maghemite, hematite or goethite (Orgeira et al., 2008). Indeed, microscopic observations show a slightly higher hematite content and the presence of maghemite in these horizons (Appendix 5). Alternatively, changes in the concentrations of Fe-bearing minerals due to mechanical weathering or the growth of salt crystals (e.g., Retallack, 2008) could be invoked. However, these variations are small compared to the variability in susceptibility along the profiles and therefore these limited paedogenic processes cannot account for the variations observed. The magnetic signature of sediments in arid/hyper-arid climates is likely derived from detrital sources or variations in the input linked to climate and/or tectonic conditions of the catchment.

Among the different sedimentary units, AtII shows larger *k* values than those of the Rat coarse sediments, which have larger *k* values than the Arr (Fig. 8). Following the interpretation discussed above, the increased *k* values are probably linked to an increased detrital input (e.g., Sáez et al., 2012); the similar behaviour observed in the thermomagnetic curves suggests that a major change in the sediment source among different sedimentary units is unlikely. One possibility is that variations in the *k* value relate to variations in the climatic conditions in which these units were deposited; the climatic variations are indicated by the presence of different paleosols (carbonate-rich and sulfate-rich paleosols) and by variations in the content of the sedimentary facies (Riquelme et al., 2018; Fernández-Mort et al., 2018). The facies of AtII suggest it was deposited under wetter conditions than the Arr and Rat coarse sediments (gravel and sand layers). The AtII sedimentary facies indicate relatively permanent stream-flows that do not occur under the hyper-arid conditions that currently prevail in the Atacama Desert.

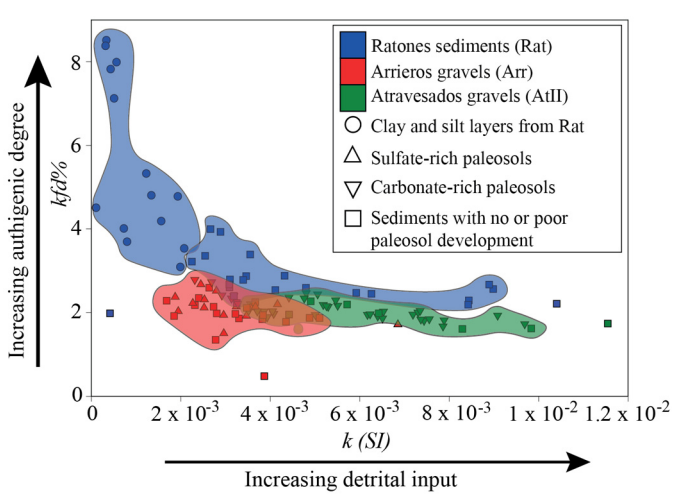


Fig. 8. Magnetic susceptibility (*k*) versus frequency-dependent magnetic susceptibility (*kfd%*). The X axis is associated with an increase in the detrital input and Y axis is associated with an increase in the authigenic degree.

Currently, these facies are only observed at the bottom of the main canyons that are fed by runoff from precipitation in the high Andes Cordillera (e.g., Nalpas et al., 2008). In contrast, the Arr and Rat coarse sediments are almost completely composed of hyper-concentrated debris-flow and sheet-flow deposits, similar to those observed during recent torrential rain episodes in the Atacama Desert (Riquelme et al., 2018). Diminished *k* values in the AtII to the Arr and Rat coarse sediments, could be related to the decreased precipitation rates and dilution of the sedimentary flows from which these sediments were deposited. Indeed, the AtII deposition occurred during more humid climatic conditions and more diluted flows than did deposition of the Arr and Rat coarse sediments. Additionally, the AtII and Arr- Rat coarse sediments differ in their sediment provenances (although this is not obvious from the thermomagnetic experiments) and in the tectonic conditions under which they were deposited (Riquelme et al., 2018).

Riquelme et al. (2018) showed that AtII mainly includes clasts rich in magnetic minerals that originate from Paleocene andesitic and dacite volcanic rocks, whereas clasts from Cretaceous and Paleocene granitoids are subordinate. The Arr and Rat formations are sourced from a wider range of lithologies and include important contributions from Mesozoic calcareous and Paleozoic metamorphic basement rock fragments (Riquelme et al., 2018). Tectonic conditions also differed during the deposition of the sedimentary units. AtII coincides with a time of relatively rapid exhumation and denudation, as suggested by modelling of thermochronological data from the Centinela Mining District (Sanchez et al., 2018), whereas the deposition of the Arr and Rat coarse sediments coincides with a time of relatively slow rock erosion and denudation and landscape pediplanation (Maksaev and Zentilli, 1999; Riquelme et al., 2018). Therefore, some of the decrease in the susceptibility may have arisen from variations in the source and the tectonic context.

In these arid/hyper-arid contexts, we show that variations in the magnetic susceptibility correspond to changes in the concentrations of Fe-bearing minerals, which are linked to both the source and the tectonic/climatic context. Since variations in source are easy to track, sections of continental gravels can be used to unravel the tectonic/climatic history of a region and therefore continuous, longer records are now needed.

5.2. Magnetic proxies in wetland deposit

Sedimentary deposits entrenched within incised valleys that include silt, clay and marl beds, such as those exposed in Rat, are common in the Atacama Desert and have been related to wetland environments (Betancourt et al., 2000; Rech et al., 2002, 2003; Quade et al., 2008; Grosjean et al., 2005). Two opposing models have been proposed for the origin of the fine-grained deposits in these environments; these two models suggest that the deposits either result from high or low water-tables. In the first model, fine-grained sediments are deposited when the water-table reaches the ground surface and the dense vegetation and humidity content of the sediments allows fine sediments to be trapped, making them relatively resistant to erosion (Quade et al., 1995; Rech et al., 2002). In the second model, fine grained sediment deposition occurs during dry periods when the water-table drops and hillslopes are de-vegetated, allowing the stripped soil to erode and sediments to accumulate in channels (Grosjean, 2001). Both models used to interpret the wetlands deposits are concerned with environmental fluctuations that have a higher frequency and shorter time-scale (10–100 kyr) than those registered by paleosols within AtII and Arr (Fig. 9).

The clay and silt layers from Rat show higher *kfd%* values (> 5%) and lower *k* values in the coarse-grained layers of this sedimentary unit (Fig. 3). Additionally, the hysteresis parameters indicate that the Fe-bearing minerals mainly correspond to SP/SD magnetic grain sizes (Fig. 7). These observations indicate a diagenetic or/and authigenetic origin for Fe-bearing minerals in clay and silt layers from Rat (Dearing

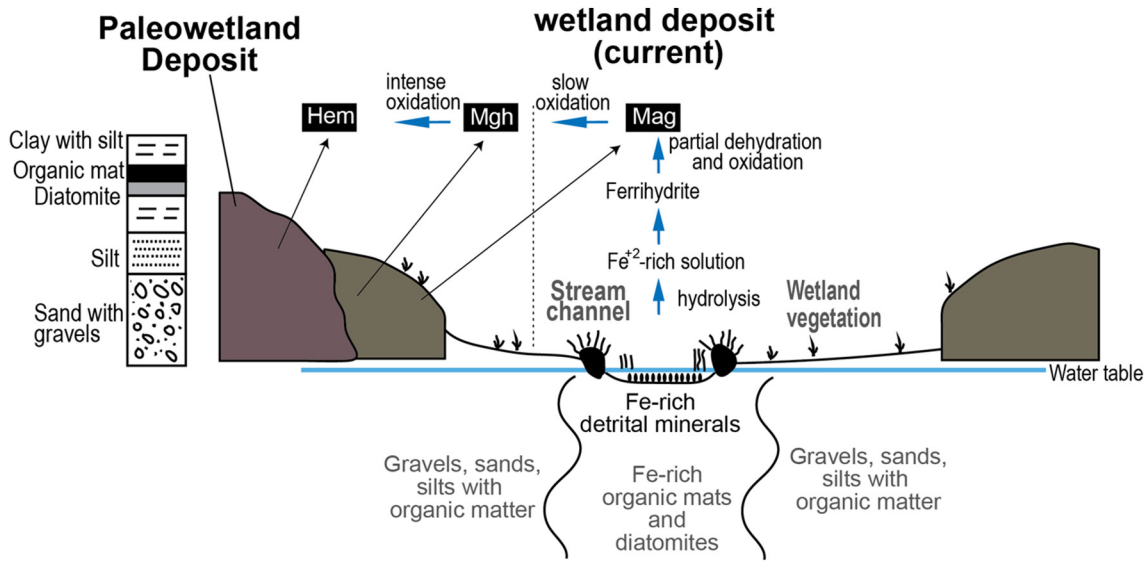


Fig. 9. Interpretation of the evolution of the Fe-minerals in a wetland deposit, following previous work (e.g., Dearing et al., 1996a, 1996b; Maher, 1998; Hu et al., 2013, Maxbauer et al., 2016). Mag: magnetite, Mgh: maghemite, Hem: hematite (abbreviations following Whitney and Evans, 2010). (Scheme modified from Rech et al. (2002).)

et al., 1996a, 1996b; Maher and Thompson, 1999; Evans and Heller, 2003; Maxbauer et al., 2016). In addition, small size hematite grains (ca. 2 μm, Fig. 5F) are observed in the upper part of Rat, whereas small crystals of maghemite/magnetite are observed in the lower part of this deposit (Fig. 5E), which would indicate the oxidation state increases upwards in the stratigraphic record.

Authigenesis of Fe-bearing minerals in the wetland deposits could be linked to redox oscillations during wet/dry cycles and the fermentation process related to soil formation in wetland environments. The production of nanocrystalline magnetite could result from the partial reduction of ferrihydrite or detrital (titano)magnetite when the water-table reaches the ground surface and reprecipitation when the water table drops and the wetlands dry out (this occurs periodically through the Rat unit) in an extreme oxidizing medium due to the hyper-arid conditions of the desert (Navarro-González et al., 2003; Fig. 9). Fermentation processes are widely related to bacterial activity, although they have also been proven to occur abiotically (e.g., Maher, 1998; Hu et al., 2013; Maxbauer et al., 2016). In our case, no magnetotactic bacteria were observed under the SEM. The partial destruction of paedogenic magnetite in an active soil by maghemitization processes (e.g., Orgeira et al., 2008, 2011; Maxbauer et al., 2016) linked to wet/dry cycles could contribute to the low *k* values and could explain the maghemite and hematite crystals observed in these layers (Fig. 5F, E). Another means of forming maghemite and hematite is through the oxidation of authigenetic/detrital magnetite during early diagenesis, which is caused by the circulation of post-formation shallow groundwater (Pimentel et al., 1996; Pimentel, 2002); this process cannot be discarded in our case and may partially account for the signal observed. An aging pathway of ferrihydrite to hematite is an alternative way to produce hematite (e.g., Maxbauer et al., 2016). However, in this process, there is no pathway for the production of magnetite/maghemite, which are observed in the samples; therefore, we favor the process described in Fig. 9. To test the validity of this hypothesis, a quantitative model of magnetic enhancement could be tested on the current wetland deposits from the Atacama Desert, where the annual precipitation and evapotranspiration potential rates are known (e.g., Orgeira et al., 2011).

The clay and silt layers from Rat showed increased *kfd%* values. Allowing us to propose that this value can be used as a proxy for characterizing the increase in diagenetic and/or authigenic modifications linked to local water-table variations associated with local climatic fluctuations. This finding also allows us to substantiate the hypothesis that fine-grained deposition likely occurs when the water-table reaches the ground surface (e.g., Quade et al., 1995; Rech et al., 2002).

6. Conclusions

The present study seeks to establish a relationship between magnetic proxies – i.e., magnetic susceptibility and frequency-dependent magnetic susceptibility – measured on continental coarse-grained sediments and paleosols developed under low-precipitation (MAP $< 200\,\mathrm{mm\,yr^{-1}}$) climatic conditions. For this work, we selected a sedimentary sequence of coarse-grained sediments resulting from Eocene-Miocene erosion of the Centinela area of the Precordillera of northern Chile. Our conclusions can be summarised as follows:

- The *k* signal obtained along the stratigraphy in the Centinela area, except from the clay and silt layers from Rat, is controlled by the concentration of detrital Fe-bearing minerals (i.e., mainly magnetite and titanomagnetite), which are concentrated in the finest fraction (< 0.5 mm) of the coarse-grained sediments.
- The impact of paedogenic processes on magnetic minerals in paleosols developed under arid to hyper-arid climate conditions on coarse-grained sediments is small compared to that on paleosols developed on fine-grained deposits during wetter climates.
- The decreasing of *k* values from the AtII to the Arr and Rat coarse sediments is linked to a decrease in the input of detrital Fe-bearing minerals, which could be related either to tectonics or to a regional trend in climate aridification that changed the provenance of the sediments. Longer records are needed to resolve this uncertainty.
- The high *kfd%* values in the clay and silt layers from Rat are linked to an increase in the authigenic degree, which could be related to local water-table variations associated with local, high-frequency, short time scale climatic fluctuations (10–100 kyr).
- The integration of different datasets (magnetic proxies, mineralogy, geochemistry, and field-based stratigraphic data) demonstrates the feasibility of using magnetic proxies to uncover climatic/environmental signals in coarse-grained sediments.

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.12.009.

Acknowledgments

This work was funded by CONICYT (the Chilean Commission on Science and Technology), by means of a Doctorados Nacionales scholarship No. 21150393 and FONDECYT Project No. 1170992, and by the IRD (Institut de Recherche pour le Développement, France) by means of grant ARTS-IRD No. 862271K and the Laboratoire Mixte International (LMI) Cuivre et Pediments (COPEDIM). We thank Antofagasta Minerals for providing access to the study area and for support during fieldworks campaigns. We gratefully acknowledge the editor Professor Thomas Algeo and two anonymous reviewers for their useful reviews, which have greatly improved this work.

References

Alpers, C.N., Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern 805 Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. Geol. Soc. Am. Bull. 806 (100), 1640–1656.
Arche, A., 1992. Sedimentología. vol. 1 Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.
Betancourt, J.L., Latorre, C., Rech, J.A., Quade, J., Rylander, K.A., 2000. A 22,000-year record of monsoonal precipitation from northern Chile's Atacama Desert. Science 289 (5484), 1542–1546.
Blanco, N., 2008. Estratigrafía y evolución tectono-sedimentaria de la cuenca cenozoica de Calama (Chile, 22°S). Universidad de Barcelona (Tesis de Master de Geología Experimental).
Bustillo, M.Á., 2010. Silicification of continental carbonates. Dev. Sedimentol. 62, 153–178.
Clarke, J.D., 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. Geomorphology 73 (1), 101–114.
Cornell, R.M., Schwertmann, U., 2003. The Iron Oxides: Structures, Properties, Reactions, Occurences, and Uses. Wiley-VCH.
Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. Phys. Earth Planet. Inter. 13 (4), 260–267.
Dearing, J.A., Dann, R.J.L., Hay, K., Less, J.K., Loveland, P.J., Maher, B.A., O'Grady, K., 1996a. Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. Geophys. J. Int. 124, 228–240.
Dearing, J.A., Hay, K.L., Baban, S.M.J., Huddleston, A.S., Wellington, E.M.H., Loveland, P.J., 1996b. Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. Geophys. J. Int. 127, 72–734.
Dunai, T.J., Gónzalez-López, G.A., Juez-Larré, J.J., 2005. Oligocene/Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion sensitive landforms. Geology 33, 321–324.
Dunlop, D.J., 2002a. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. J. Geophys. Res. Solid Earth 107 (B3).
Dunlop, D.J., 2002b. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils. J. Geophys. Res. Solid Earth 107 (B3).
Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 2001. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. vol. 3 Cambridge University Press.
Evans, M.E., Heller, F., 2003. Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. vol. 86 Academic Press.
Ewing, S.A., Sutter, B., Owen, J., Nishiizumi, K., Sharp, W., Cliff, S.S., Perry, K., Dietrich, W., McKay, C.P., Amundson, R., 2006. A threshold in soil formation at Earth's arid–hyperarid transition. Geochim. Cosmochim. Acta 70 (21), 5293–5322.
Fernández-Mort, A., Riquelme, R., Alonso-Zarza, A.M., Campos, E., Bissig, T., Mpodozis, C., Carretier, S., Herrera, C., Tapia, M., Pizarro, H., Muñoz, S., 2018. A genetic model based on evapoconcentration for sediment-hosted exotic-Cu mineralization in arid environments: the case of the El Tesoro central copper deposit, Atacama Desert, Chile. Mineral. Deposita 1–21.
Geiss, C.E., Zanner, C.W., 2007. Sediment magnetic signature of climate in modern loessic soils from the Great Plains. Quat. Int. 162–163, 97–110.
Gile, L.H., Peterson, F., Grossman, R., 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. Soil Sci. 101, 347–360.
Grosjean, M., 2001. Mid-Holocene climate in the south-central Andes: humid or dry? Science 292 (5526), 2391.
Grosjean, M., Núñez, L., Cartajena, I., 2005. Palaeoindian occupation of the Atacama Desert, northern Chile. J. Quat. Sci. 20 (7–8), 643–653.
Hao, Q.Z., Oldfield, F., Bloemendal, J., Guo, Z., 2008. The magnetic properties of loess and paleosol samples from the Chinese Loess Plateau spanning the last 22 million years. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 260, 389–404.
Hartley, A.J., 2003. Andean uplift and climate change. J. Geol. Soc. Lond. 160, 7–10.
Hartley, A.J., Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. Geology 30, 43–46.
Hrouda, F., 2011. Models of frequency-dependent susceptibility of rocks and soils revisited and broadened. Geophys. J. Int. 187, 1259–1269.
Hu, P., Liu, Q., Torrent, J., Barrón, V., Jin, C., 2013. Characterizing and quantifying iron oxides in Chinese loess/paleosols: implications for pedogenesis. Earth Planet. Sci. Lett. 369, 271–283.
Jordan, T.E., Kirk-Lawlor, N., Blanco, N., Nester, P., Rech, J., 2014. Landscape modification in response to repeated onset of hyperarid paleoclimate states since 14 Ma, Atacama Desert, Chile. Geol. Soc. Am. Bull. 126 (7–8), 1016–1046.
Liu, Q., Roberts, A.P., Larrasoana, J.C., Banerjee, S.K., Guyodo, Y., Tauxe, L., Oldfield, F., 2012. Environmental magnetism: principles and applications. Rev. Geophys. 50 (4).
Lü, Y.W., Gu, Z.Y., Aldahan, A., Zhang, H.C., Possnert, G., Lei, G.L., 2010. 10Be in quartz gravel from the Gobi Desert and evolutionary history of alluvial sedimentation in the Ejina Basin, Inner Mongolia, China. Chin. Sci. Bull. 55, 3802–3809.
Mack, G.H., James, W.C., Monger, H.C., 1993. Classification of paleosols. Geol. Soc. Am. Bull. 105 (2), 129–136.
Maher, B.A., 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 137 (1–2), 25–54.
Maher, B.A., 2011. The magnetic properties of Quaternary aeolian dusts and sediments, and their palaeoclimatic significance. Aeolian Res. 3 (2), 87–144.
Maher, B.A., 2016. Palaeoclimatic records of the loess/palaeosol sequences of the Chinese Loess Plateau. Quat. Sci. Rev. 154, 23–84.
Maher, B.A., Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. Nature 336 (6197), 368.
Maher, B.A., Thompson, R., 1999. Quaternary Climates, Environments and Magnetism. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 81–125.
Maksaev, V., Zentilli, M., 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, Chile: metallogenetic implications for Andean porphyry copper metallogenesis. Explor. Min. Geol. 8 (1 & 2), 65–89 (Special Issue on Latin American Mineral Deposits).
Marinovic, N., García, M., 1999. Hoja Pampa Unión, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 9, escala 1:100.000, Santiago.
Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M., Fox, D.L., 2016. Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: a review of magnetic methods and challenges. Earth Sci. Rev. 155, 28–48.
Mpodozis, C., Cornejo, P., 2012. Cenozoic Tectonics and Porphyry Copper Systems of the Chilean Andes. Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe. Society of Economic Geologists, Boulder, pp. 329–360.
Nalpas, T., Dabard, M.P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A., Hérail, G., 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales–Chañaral Area, Northern Chile: climatic or tectonic control? Tectonophysics 459 (1), 161–173.
Navarro-González, R., Rainey, F.A., Molina, P., Bagaley, D.R., Hollen, B.J., de la Rosa, J., Small, A.M., Quinn, R.C., Grunthaner, F.J., Caceres, L., Gomez-Silva, B., McKay, C.P., 2003. Mars-like soils in the Atacama Desert and the dry limit of microbial life. Science 302, 1018–1021.
Oerter, E., Amundson, R., Heimsath, A., Jungers, M., Chong, G., Renne, P., 2016. Early to Middle Miocene climate in the Atacama Desert of Northern Chile. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 441, 890–900.
Orgeira, M.J., Pereyra, F.X., Vásquez, C., Castañeda, E., Compagnucci, R., 2008. Rock magnetism in modern soils, Buenos Aires province, Argentina. J. S. Am. Earth Sci. 26 (2), 217–224.
Orgeira, M.J., Egli, R., Compagnucci, R.H., 2011. A quantitative model of magnetic enhancement in loessic soils. In: The Earth's Magnetic Interior. Springer, Dordrecht, pp. 361–397.
Özdemir, Ö., 1990. High-temperature hysteresis and thermoremanence of single-domain maghemite. Phys. Earth Planet. Inter. 65 (1–2), 125–136.
Pimentel, N.L.V., 2002. Pedogenic and early diagenetic processes in Palaeogene alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado Basin (S Portugal). Sediment. Geol. 148 (1), 123–138.
Pimentel, N.L., Wright, V.P., Azevedo, T.M., 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. Sediment. Geol. 105, 1), 1–10.
Quade, J., Mifflin, M.D., Pratt, W.L., McCoy, W., Burckle, L., 1995. Fossil spring deposits in the southern Great Basin and their implications for changes in water-table levels near Yucca Mountain, Nevada, during Quaternary time. Geol. Soc. Am. Bull. 107 (2), 213–230.
Quade, J., Rech, J.A., Betancourt, J.L., Latorre, C., Quade, B., Rylander, K.A., Fisher, T., 2008. Paleowetlands and regional climate change in the central Atacama Desert, northern Chile. Quat. Res. 69 (3), 343–360.
Rech, J., Quade, J., Hart, W., 2002. Isotopic evidence for the source of Ca and S in soil gypsum, anhydrite and calcite in the Atacama Desert, Chile. Geochim. Cosmochim. Acta 67 (4), 575–586. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)011754.
Rech, J.A., Pigati, J.S., Quade, J., Betancourt, J.L., 2003. Re-evaluation of mid-Holocene deposits at Quebrada Puripica, northern Chile. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 194 (1–3), 207–222.
Rech, J.A., Currie, B.S., Michalski, G., Cowan, A.M., 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. Geology 34, 761–764.
Rech, J.A., Currie, B.S., Shullenberger, E.D., Dunagan, S.P., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A., Rowe, H.D., Houston, J., 2010. Evidence for the development of the Andean rain shadow from a Neogene isotopic record in theng Atacama Desert, Chile. Earth Planet. Sci. Lett. 292 (3), 371–382.
Retallack, G.J., 2008. Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology. John Wiley & Sons.
Retallack, G.J., Sheldon, N.D., Cogoini, M., Elmore, R.D., 2003. Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 198, 373–380.
Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., Darrozes, J., 2007. Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S–28°S). Geomorphology 86 (3–4), 283–306.

Riquelme, R., Tapia, M., Campos, E., Mpodozis, C., Carretier, S., González, R., Muñoz, S., Fernández-Mort, A., Sanchez, C., Marquardt, C., 2018. Supergene and exotic Cu mineralization occurs during periods of landscape stability in the Centinela Mining District, Atacama Desert. Basin Res. 30 (3), 395–425.
Riveros, K., Veloso, E., Campos, E., Menzies, A., Véliz, W., 2014. Magnetic properties related to hydrothermal alteration processes at the Escondida porphyry copper deposit, northern Chile. Mineral. Deposita 49 (6), 693–707.
Roberts, A.P., 2015. Magnetic mineral diagenesis. Earth Sci. Rev. 151, 1–47.
Sáez, A., Cabrera, L., Garcés, M., van den Bogaard, P., Jensen, A., Gimeno, D., 2012. The stratigraphic record of changing hyperaridity in the Atacama desert over the last 10 Ma. Earth Planet. Sci. Lett. 355, 32–38.
Sanchez, C., Brichau, S., Riquelme, R., Carretier, S., Bissig, T., Lopez, C., Mpodozis, C., Campos, E., Regard, V., Hérail, G., Marquardt, C., 2018. Exhumation history and timing of supergene copper mineralisation in an arid climate: new thermochronological data from the Centinela District, Atacama, Chile. Terra Nova 30 (1), 78–85.
Schaetzl, R.J., Anderson, S., 2005. Soils-Genesis and Geomorphology. Cambridge University Press, New York.
Shackleton, N.P., Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279, and 281. In: Kennett, J.P., Houtz, R.E. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 743–755.
Suarez, M., Bell, C., 1987. Upper Triassic to Lower Cretaceous continental and coastal saline lake evaporites in the Atacama region of northern Chile. Geol. Mag. 124 (5), 467–475.
Sun, T., Bao, H., Reich, M., Hemming, S.R., 2018. More than ten million years of hyperaridity recorded in the Atacama Gravels. Geochim. Cosmochim. Acta 227, 123–132.
Tapia, M., Riquelme, R., Marquardt, C., Mpodozis, C., Mora, R., 2012. Estratigrafía y sedimentología de la Cuenca El Tesoro, Distrito Centinela (región de Antofagasta) y su relación con la mineralización exótica de cobre. In: XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta.
Tauxe, L., 1998. Paleomagnetic Principles and Practice. Modern Approaches in Geophysics. Kluwer Academic Publishers (299 pp.).
Tauxe, L., 2005. Essentials of Paleomagnetism. University of California Press.
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 1032 Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile—a discussion. Econ. Geol. 96, 1307–1309.
Torrent, J., Liu, Q., Bloemendal, J., Barrón, V., 2007. Magnetic enhancement and iron oxides in the upper Luochuan loess–paleosoil sequence, Chinese Loess Plateau. Soil Sci. Soc. Am. J. 71, 1570–1578.
Tramp, K.L., Soreghan, G.L., Elmore, R.D., 2004. Paleoclimatic inferences from paleopedology and magnetism of the Permian Maroon Formation loessite, Colorado, USA. Geol. Soc. Am. Bull. 116 (5–6), 671–686.
Verosub, K.L., Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: past, present, and future. J. Geophys. Res. Solid Earth 100 (B2), 2175–2192.
Wang, X., Yang, Z., Lovlie, R., Sun, Z., Pei, J., 2006. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. Phys. Earth Planet. Inter. 159, 109–117.
Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral. 95 (1), 185–187.
Xie, Q., Chen, T., Xu, H., Chen, J., Ji, J., Lu, H., Wang, X., 2009. Quantification of the contribution of pedogenic magnetic minerals to magnetic susceptibility of loess and paleosoils on Chinese Loess Plateau: paleoclimatic implications. J. Geophys. Res. 114, B09101. https://doi.org/10.1029/2008JB005968.
Zhang, C.X., Xiao, G.X., Guo, Z.T., Wu, H.B., Hao, Q.Z., 2015. Evidence of late early Miocene aridification intensification in the Xining Basin caused by the northeastern Tibetan Plateau uplift. Glob. Planet. Chang. 128, 31–46.