



**UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**ESTUDIO DE LA PARAGÉNESIS Y QUÍMICA MINERAL EN MAGNETITAS DEL  
DEPÓSITO TIPO IOCG DOMINGA, IV REGIÓN, CHILE.**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO  
HUGO ALEJANDRO MORALES VALLEJOS**

**PROFESOR GUÍA  
MARTIN HERBERT REICH MORALES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN  
GLORIA CECILIA ARANCIBIA HERNÁNDEZ  
FERNANDO BARRA PANTOJA**

Este trabajo ha sido financiado por Núcleo Milenio  
"Trazadores de metales en zonas de subducción" NC130065.

SANTIAGO DE CHILE  
2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Hugo Alejandro Morales Vallejos  
**FECHA:** 7 de Julio de 2017  
**PROFESOR GUÍA:** Martin Reich Morales

## **ESTUDIO DE LA PARAGÉNESIS Y QUÍMICA MINERAL EN MAGNETITAS DEL DEPÓSITO TIPO IOCG DOMINGA, IV REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE.**

Los depósitos tipo IOCG (*iron oxide-copper-gold*) son una fuente importante de hierro, cobre, y otros elementos metálicos (ej. REE, P, U, Ag y Co) para la sociedad actual. El depósito de Dominga (~485 Mt de Fe) está localizado en el segmento más austral de la Franja Ferrífera Chilena, sub paralela a la Cordillera de la Costa y asociada espacialmente al Sistema de Falla Atacama. Dominga corresponde a un depósito tipo IOCG dominado por magnetita, con recursos estimados en 2082 Mt @ 23.3% Fe y 0.07% de Cu (Veloso et al., 2015a). Este se ubica en la IV Región de Coquimbo, 60 km al norte de La Serena, y pertenece a la empresa Andes IronSpA.

La mineralización está hospedada en rocas volcánicas Cretácicas de la Formación Punta del Cobre, y el principal control estructural está dado por fallas de orientación NE, NNE, NW y N-S. La mena de hierro predominante es magnetita, la cual ocurre como diseminaciones, vetillas, matriz de brechas hidrotermales, rocas de hierro bandeado, y reemplazos semi-masivos de la roca huésped por óxidos y sulfuros de hierro (magnetita ± pirita >50% modal). Sub-productos comprenden calcopirita y apatito como principales menas de Cu y de P± REE, respectivamente.

Este trabajo tiene como objetivo determinar la paragénesis, los patrones micro-texturales, y las señales químicas de las múltiples generaciones de magnetita que conforman la mena principal de Dominga, con el propósito estimar las temperaturas de formación de las distintas generaciones de magnetita del depósito. Para ello, se complementan observaciones petro-calcográficas y datos micro-analíticos semi-cuantitativos.

Los óxidos de hierro predominantes en el depósito de Dominga muestran una tendencia temporal desde magnetita temprana emplazada en profundidad y superficie, asociada con alteraciones cálcica(-sódica) y potásica, hasta hematita asociada con una alteración cálcica de menor temperatura. Esta última prevalece en etapas tardías de la secuencia paragenética y se desarrolla exclusivamente en niveles someros del sector norte del depósito. Por otro lado, las muestras con mayores concentraciones de V, Ti, Al y Mn se encuentran ubicadas en la porción sur del depósito en estudio, mientras que las muestras ubicadas en el sector norte no presentan contenidos detectables de estos elementos.

El cambio en la mineralogía y señal química de las magnetitas refleja un decrecimiento sistemático en la temperatura de los fluidos hidrotermales a través del tiempo y/o un incremento progresivo del estado de oxidación de estos, posiblemente debido a una mezcla con fluidos más superficiales y oxidados (ej. aguas meteóricas, marinas, y/o salmueras de cuenca). En base a esto, se infiere una transición marcada por temperaturas elevadas (magmático-hidrotermales: >500°C) en la parte sur del depósito, hacia condiciones de menor temperatura (hidrotermales: 200-300°C) en el sector norte.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco profundamente a mi profesor guía Martin Reich por su preocupación, apoyo, buena disposición, exigencia y sabiduría. Sin duda las reuniones de los días viernes siempre fueron instancias enriquecedoras, al igual que tus cátedras en todos los ramos realizados. Expresar mis agradecimientos también a los miembros de la comisión, Dra. Gloria Arancibia y Dr. Fernando Barra, por su ayuda, correcciones y recomendaciones a lo largo de este trabajo.

Agradecer al Núcleo Milenio Trazadores de Metales por el financiamiento y la oportunidad de realizar esta memoria. Al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) por permitirme utilizar extensamente el microscopio óptico y SEM.

También dar mis agradecimientos al grupo PUC (Eugenio Veloso, Gloria Arancibia, José Cembrano, Gert Heuser) por el acceso a las muestras, sondajes, e información geológica, sin la cual no habría sido posible realizar este trabajo. En especial a Gert, estudiante de doctorado, por ayudarme siempre de buena manera con las dudas, orientarme en la forma de presentar la información, y en la línea editorial de este trabajo, lo cual indudablemente mejoró mucho la calidad del resultado final.

Quisiera agradecer infinitamente a la vida por darme una familia tan maravillosa como la que tengo: a mis padres Ena Verónica y Víctor Hugo, y a mis hermanas Soledad y Daniela, todos ustedes siempre han sido y serán un pilar fundamental en mi vida y estoy seguro que el vínculo que nos une es para siempre, las raíces son lo más fuerte e importante que existe, eso me lo enseñaron ustedes, y lo llevaré en mi corazón por el resto de mis días.

A toda la gente que ha estado a mi lado en todo este proceso universitario, mis ex colegas civiles, que a pesar de haberlos abandonado en cuarto año seguimos teniendo una linda relación de amistad y un gran equipo de fútbol. A Lord K, por esta duradera amistad, a mis amigos geólogos y del colegio.

Muchas gracias Anto por todo tu cariño, ayuda, paciencia, compañía y comilonas a lo largo de todo el proceso final. Fuiste una componente esencial para mí en este último año universitario.

Agradecer finalmente a la gente de la universidad: Profesores, Blanca Baccola, Christian Nievas, William, Rosita, Don Carlos, Baca, Warrior, y Robert.

## TABLA DE CONTENIDO

1.INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Presentación y formulación del estudio propuesto .....	1
2. ANTECEDENTES GENERALES .....	6
2.1 Modelos genéticos de los depósitos IOCG y su posible conexión con depósitos IOA .....	6
2.2 Marco geológico .....	11
2.2.1 Depósitos y rocas estratificadas.....	13
2.2.2 Rocas intrusivas.....	15
2.3 Geología del depósito de Dominga.....	19
2.3.1 Litología, alteración hidrotermal y mineralización.....	21
2.3.2 Geología Estructural.....	25
3. OBJETIVOS, HIPÓTESIS, UBICACIÓN Y METODOLOGÍAS .....	27
3.1 Objetivo general.....	27
3.2 Objetivos Específicos.....	27
3.3 Ubicación y accesos .....	28
3.4 Hipótesis de trabajo .....	29
3.5 Métodos Analíticos .....	30
3.5.1 Compilación bibliográfica .....	30
3.5.2 Obtención y preparación de muestras.....	30
3.5.3 Microscopía Óptica.....	33
3.5.4 Microscopía Electrónica de Barrido.....	33
4. RESULTADOS .....	34
4.1 Asociaciones mineralógicas de mena, ganga y patrones texturales de magnetitas .....	34
4.1.1 Mineralogía de mena.....	34
4.1.2 Mineralogía de ganga.....	41
4.2 Química mineral semi-cuantitativa de las magnetitas.....	43
4.3 Mapas elementales mediante espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDS).....	45
5. DISCUSIÓN .....	47
5.1 Secuencia paragenética .....	47
5.2 Caracterización de los fluidos en el depósito de Dominga.....	49
5.2.1 Evento I .....	49
5.2.2 Evento II .....	50
5.2.3 Evento III .....	50

5.2.4 Evento IV.....	51
5.3 Síntesis e interpretaciones.....	52
6. CONCLUSIONES.....	58
7. CONSIDERACIONES FINALES Y RECOMENDACIONES .....	61
8. BIBLIOGRAFÍA .....	62

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Código de sondajes, ubicación y profundidad de las muestras utilizadas en análisis petrográficos-calcográficos, y microscopía electrónica de barrido (SEM) en granos de magnetita. Las coordenadas corresponden a los collares.....	32
Tabla 2: Principales asociaciones mineralógicas y tipos de alteración para el Depósito de Dominga.....	42
Tabla 3: Secuencia paragenética preliminar de mineralización y principales eventos de alteración en el depósito de Dominga. El grosor de la línea representa aproximadamente la abundancia relativa del mineral en particular pero no tiene implicancias cuantitativas sobre otras especies minerales. Abreviaciones: D=diseminaciones, Loc = local, M = masiva, P = alteración pervasiva, R = reemplazo, V = vetillas, ? = incierto. Modificado de Veloso et al. (2017). .....	48

## ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1: Ubicación de las principales provincias IOCG y óxidos de Fe hidrotermales a escala mundial. Las provincias son indicadas con diferentes colores, diferenciados según su edad. Para cada provincia, símbolos circulares de tres partes indican la intensidad de ocurrencia de metales y principales tipos de alteración hidrotermal. Modificado de Williams et al.(2005).....	2
Figura 2: Mapa mostrando ubicación de los principales depósitos minerales Cretácicos tipo IOCG e IOA dentro de la Franja Ferrífera Chilena. También se muestra la traza de la Zona de Falla Atacama. Modificado de Maksaev y Zentilli (2002). La estrella roja señala la ubicación aproximada del depósito en estudio. ....	3
Figura 3: Arquitecturas y orígenes hidrotermales alternativos para sistemas IOCG ilustrando posibles fuentes de fluidos, recorridos del flujo hidrotermal, y distribución de alteraciones y menas (Figura modificada de Barton, 2014). .....	7
Figura 4: Modelo propuesto por Knipping et al. (2015): (A) Nucleación preferencial de burbujas en microlitos de magnetita (Mt) cristalizados desde un fundido silicatado (naranja); (B) Ascenso de pares magnetita-burbuja debido a la fuerza de flotación positiva; (C) Posterior ascenso, crecimiento, coalescencia, y acumulación de magnetita primaria, así como la incorporación de Fe en los fluidos de alta salinidad; (D) Formación de fracturas hidráulicas (debido a cambios de esfuerzos tectónicos) permitiendo una segregación rápida y eficiente del fluido rico en magnetita, además del eventual crecimiento de magnetita hidrotermal durante el enfriamiento progresivo. Paneles representan escenarios volviéndose más someros desde A hasta D. Cambio de color en D implica incremento en la cristalinidad. ....	9
Figura 5: Química de magnetitas de Los Colorados graficada en el diagrama discriminante de Dupuis y Beaudoin (2011) y Nadoll et al. (2014). Se muestra la distribución de las muestras desde valores elevados hasta menores concentraciones.	

La estrella representa el promedio de todas las magnetitas analizadas en el depósito de Los Colorados. ....10

Figura 6: Modelo esquemático ilustrando la evolución de la configuración tectonomagmática a lo largo del margen del norte de Chile entre los 25°S y 34°S durante el Cretácico, y su relación con la formación de depósitos IOCG..... 12

Figura 7: Extracto modificado de la carta geológica regional (tomada de Creixell et al., 2012). El recuadro rojo indica la localización aproximada del área de Dominga. Además, se muestra la traza de la sección transversal AA' ilustrada en la figura 7. .... 17

Figura 8: Extracto del perfil esquemático AA' de la carta geológica regional en el cual se muestra la situación estructural de la zona de estudio, junto con las principales estructuras que delimitan el depósito Dominga. Modificado de Creixell et al. (2012)..... 18

Figura 9: Ejemplos de la variedad de elementos estructurales en Dominga. a) ultracataclasita foliada, dextral con textura S-C; b) ultracataclasita con cristales grandes de magnetita. c) vista frontal hacia el NW de un conjunto de elementos estructurales (cataclasitas, brechas de falla) formando el elemento estructural compuesto Banda de Deformación El Tofo; d) vista frontal hacia el SE de la brecha hidrotermal con matriz de magnetita>actinolita(>>apatito?), que incluye grandes clastos alterados de la Formación Punta del Cobre; e) brecha hidrotermal con matriz rica en magnetita y clastos grandes del Complejo Diorítico Porfídico (andesita); f) estrías en superficie de deslizamiento con rumbo NW hospedada en el Complejo Diorítico Porfídico; g) vista frontal hacia el SE de fibras de deslizamiento de hematita (especular) en una falla-veta; h) vetas de cuarzo con dos texturas diferentes mostrando relaciones de cortes. i) vista frontal hacia el NW de vetas de magnetita subverticales y de ancho centimétrico cortando estratos de la Formación Punta del Cobre. Tomado de Veloso et al. (2017).....20

Figura 10: Mapa simplificado de la geología del distrito de Dominga. Se muestran las principales litologías junto a los distintos elementos que conforman los sistemas estructurales. Modificado de Veloso et al. (2017).....26

Figura 11: Mapa de ubicación del depósito de Dominga mostrando los dominios morfoestructurales. Adicionalmente, se indican otros depósitos tipo IOA cercanos pertenecientes a la Franja Ferrífera Chilena Cretácica. Modificado de Albers (2012). ..28

Figura 12: Mapa simplificado de la geología distrital del depósito de Dominga. Círculos indican la ubicación en superficie de los sondajes examinados. Cuadrados representan muestras de mano cuyas secciones delgadas fueron estudiadas. Tomado de equipo geológico Proyecto Dominga (2014). ....31

Figura 13: Fotomicrografías de secciones delgadas documentando las relaciones paragenéticas del primer evento de alteración/mineralización en el depósito de Dominga. Se muestran andesítas y diorítas porfídicas examinadas a luz transmitida y reflejada. **A y B** corresponden a fotomicrografías de la muestra DG0102 (superficie). **A**) Asociación magnetita I-biotita I subidiomorfos, de grano fino ( $\leq 10 \mu\text{m}$ ) diseminadas en masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasas. Luz transmitida, aumento 10x, nícoles paralelos. **B**) "Martita" desarrollada en cristal de magnetita a lo largo de planos cristalográficos preferenciales. Luz reflejada, aumento 40x, nícoles paralelos. **C**) Muestra DG0103 (superficie). Magnetita I asociada espacialmente con biotita I, ambas diseminadas y alterando intensamente la masa fundamental de andesita porfídica hospedante. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. **D**) Muestra DG0106 (superficie). Cristal de actinolita I atravesado y rodeado por biotita I de grano fino. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. **E y F** corresponden a fotomicrografías de

muestra DG0203 (superficie). **E)** Reemplazo pseudomorfo de plagioclasa por actinolita que a su vez es sucedida por epidota anhedral desarrollándose en el centro de cristal. Notar los diminutos cristales cúbicos y equigranulares de magnetita que ocurren diseminados en la masa fundamental de la roca huésped. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. **F)** Fenocristal grueso de plagioclasa parcialmente reemplazado por asociación epidota-magnetita. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles cruzados. Abreviaciones minerales: Act=actinolita, Bt=biotita, Ep=epidota, Hm=hematita, Mt=magnetita, Plg= plagioclasa. ....35

Figura 14: Imágenes SEM de electrones retro-dispersados (BSE) mostrando reemplazos y ocurrencias minerales indetectables mediante microscopía óptica en las muestras DG0205 y DG0206 **A)** Aspecto general de la sección delgada DG0205. Microfractura truncando finas laminaciones de magnetita y silicatos **A<sub>1</sub>)** Acercamiento de la foto anterior **B)** Pequeña inclusión alargada de baritina dentro de magnetita. **C)** Cristales de magnetita II corroídos y reemplazados por hematita fibrosa tardía. Además se observa biotita fracturando cristal de magnetita. **C<sub>1</sub>)** Acercamiento de la fotografía anterior. Granos de magnetita significativamente reemplazados por hematita con núcleos fibrosos **D)** Ilmenita anhedral con pequeñas inclusiones subhedrales de monazita.....37

Figura 15: Fotomicrografías de secciones delgadas documentando las relaciones paragenéticas del segundo evento de alteración/mineralización en el depósito de Dominga. **A)** Muestra DG0206 (superficie). **B)** Muestra DS12-231(17) (235.57 m). Vetilla de magnetita II con halo de biotita II cortando masa fundamental de pórfido andesítico alterada por finos cristales de biotita I y magnetita I diseminadas. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. **C)** Muestra DS12-231(17) (235.57 m). Magnetita II rellenando vetilla que presenta exsoluciones lamelares de ilmenita en tres orientaciones preferenciales. Luz reflejada (polarizadores cruzados y desajustados 40°). **D)** Cristales subhedrales de pirita I englobados por magnetita II cortada por cúmulo tardío de actinolita II con hábito acicular. **E)** Muestra DN11-136 (11B) (308.8 m). Magnetita II y pirita II masivas reemplazadas y truncadas por vetilla tardía de calcopirita. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **F)** Muestra DN11-136 (11A) (308,7 m). Fotomicrografía de cuerpos semi-masivos de hierro. Se muestra un reemplazo total de la roca huésped por pirita (Py) subsecuentemente cortada y englobada por magnetita maciza (Mt). Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **G)** Muestra DS11-140 (276.95 m) Asociación magnetita III-apatito-actinolita II-escapolita mostrando intercrecimiento de cristales gruesos. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. **H)** Muestra DS12-231 (251.7 m). Brecha de magnetita III+actinolita II+apatito±calcopirita. Se observan cristales gruesos de magnetita III soportando cristales de actinolita II, también se muestran cristales de calcopirita anhedral sobreimpuesta a la actinolita, indicando que es el mineral más tardío. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **I)** Muestra DS12-231 (251.7 m). Imagen de electrones retrodispersados (BSE). Inclusiones micrométricas de rutilo e ilmenita contenidas en magnetita III. Abreviaciones minerales: Act=actinolita, Ap= apatito, Bt= biotita Ccp=calcopirita, Ilm= ilmenita, Mt= magnetita, Py= pirita, Rt= rutilo, Scp= escapolita. ....38

Figura 16: Variaciones texturales y mineralógicas en profundidad para el sondaje DS12-231 (230-250 m). **A<sub>1</sub>)** Reemplazo pervasivo de roca volcánica alterada por magnetita II cortada por vetilla tardía rellena con pirita y calcopirita. **A<sub>2</sub>)** Vista general de la sección delgada. Vetilla rellena por magnetita II con halo de biotita II. **A<sub>3</sub>)** Vetilla de magnetita II

en contacto con vetilla de pirita-calcopirita, ambas cortando masa fundamental. **A<sub>4</sub>**) Vetilla rellena con magnetita II. Notar la textura reticular de las exsoluciones lamelares de ilmenitas muy finas en la magnetita II. **B<sub>1</sub>**) Aspecto macroscópico del tramo 232.2 m del sondaje **B<sub>2</sub>**) Detalle de vetilla rellena con magnetita maciza penetrada por biotita y reemplazada en sus bordes por rutilo-ilmenita-titanita. **B<sub>3</sub>**) Circunferencia mostrando zona rica en inclusiones de ilmenita. **B<sub>4</sub>**) Detalle de zona rica en finas inclusiones aciculares de ilmenita orientadas en 3 direcciones preferenciales. **C<sub>1</sub>**) Gruesos cristales de actinolita intercrecidos y soportados por magnetita masiva. **C<sub>2</sub>**) Aspecto general de la sección delgada. **C<sub>3</sub>**) Actinolita masiva intercrecida con cristales subhedrales de clorapatito soportadas/cementadas por magnetita gruesa masiva. **C<sub>4</sub>**) Textura de intercrecimiento vermicular entre rutilo e ilmenita desarrollado en hospedado en magnetita maciza. imagen de electrones retro-dispersados (BSE) de diferentes granos de magnetita y sus asociaciones minerales. Abreviaciones minerales: Ap=apatito, Bt=biotita, Ccp=calcopirita, Ilm=ilmenita, Mt=magnetita, Py=pirita, Rt= rutilo. ....39

Figura 17: Fotomicrografías de secciones delgadas documentando las relaciones paragenéticas del tercer evento de alteración/mineralización en el depósito de Dominga. **A, B y C** corresponden a fotomicrografías de la muestra DS11-134 (19) (853.44 m). **A**) Calcopirita tardía reemplazando cristal de magnetita III contenido en vetilla de anhidrita. Adicionalmente, se observa menor pirita reemplazando los bordes del mismo cristal. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **B**) Magnetita IV en contacto con pirita III mediante borde recto simple, indicando co-precipitación. Además presenta inclusiones diminutas de calcopirita, todos contenidos en vetilla de anhidrita. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **C**) Vetilla de magnetita IV con pequeñas inclusiones de pirita III y calcopirita, indicando precipitación sincrónica. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **D**) Muestra DS11-134 (21) (863.64 m). Feldespato potásico junto con epidota y anhidrita relleno vetilla que trunca la asociación magnetita-actinolita. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **E**) Muestra SD-18 (109.7 m). Magnetita III y pirita II soportadas por calcopirita tardía intersticial. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **F**) Muestra DN12-194 (357.25 m). Amígdala rellena por asociación cuarzo-epidota-magnetita IV. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. Abreviaciones minerales: Act=actinolita, Anh=anhidrita, Aln=allanita, Bt=biotita, Ccp=calcopirita, Ep=epidota, K-fsp=feldespato potásico Mt=magnetita, Py=pirita, Qz=cuarzo.....40

Figura 18: Diagrama discriminante Ti+V vs. Al+Mn en el cual se grafican las concentraciones obtenidas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) en diferentes cristales de magnetitas del depósito Dominga. Los campos de referencia están tomados de Dupuis y Beaudoin (2011). El área sombreada representa muestras con contenidos de Al+Mn y Ti+V bajo el límite de detección.....44

Figura 19: Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y mapas elementales EDS de diferentes texturas de exsolución/re-equilibrio observadas en magnetitas masivas del sondaje DS12-231. **(A)** Crecimientos vermiculares entre ilmenita y rutilo. **(B)** Exsoluciones lamelares orientadas en tres direcciones preferenciales. Abreviaciones minerales: Mt = magnetita, Ilm = ilmenita, Rt = Rutilo. ....46

Figura 20: Varios gaps de miscibilidad para el sistema magnetita-ülvoespinela ( $Fe_3O_4$ - $Fe_2TiO_4$ ): V= Vincent et al. (1957); P= Price (1981); L= Lindsley (1981); T-M= Trestman-Matts et al. (1983); ON1, ON2= curvas (1) y (2) en Figura 13 de O'Neil y Navrotsky (1984). La línea recta discontinua conecta  $Tc(Fe_3O_4)$  con  $Tc(Fe_2TiO_4)$ . Círculos sólidos son datos de  $Tc(X)$  de Akimoto y Katsura (1959), y los círculos abiertos son datos de



Yama-ai et al. (1961; en Nagata, 1962). De estos, solo V y L están basados en experimentos de equilibrios de fase. V utilizó muestras naturales y L sintéticas.....53

Figura 21. **Izquierda:** Modelo de zonación vertical para depósitos tipo IOCG propuesto por Barra et al. (2017). El recuadro rojo refleja el estilo de mineralización dominante en el depósito de Dominga, además de las asociaciones de alteración y mineralización predominantes. **Derecha:** Ilustración de las posibles configuraciones de depósitos tipo IOCG. Zonación de alteraciones en depósitos IOCG son resumidas de Williams et al., 2005. Alteración regional Na-Ca comúnmente precede la mineralización, mientras que alteraciones potásica e hidrolítica (sericita-clorita) usualmente están relacionadas a la mineralización. 1) Metasomatismo-Ca domina en el distrito Candelaria-Punta del Cobre. 2) Extensa alteración Na-Ca en el distrito de Cloncurry, mientras que alteración-Na domina en los IOCG Andinos Centrales. NB. Bajo condiciones de elevados gradientes termales, el eje Y se comprimirá. Los grosores de las flechas indican las contribuciones relativas de diferentes fuentes de fluidos. Salmueras de cuenca o agua marina probablemente están más oxidadas que los fluidos magmáticos y metamórficos. Modificado de Chen et al., 2013.....56

Figura 22: Bosquejo esquemático idealizado de la zonaciones verticales y laterales de los sistemas de vetas IOCG. Se muestran las características principales: a la izquierda tipos de alteración, nivel de exposición a la derecha, envoltura (patrón), mineralización (sólidos) y brechas (triángulos). Modificado de Kreiner y Barton (2009). .....57

Figura 23: Perfil esquemático mostrando la transición de estilos de mineralización y alteración desde el Complejo Plutónico El Tofo hasta el extremo norte del depósito de Dominga. ....57

# 1.INTRODUCCIÓN

## 1.1 Presentación y formulación del estudio propuesto

Los depósitos tipo *iron oxide copper-gold* (IOCG) son globalmente relevantes, y se encuentran ampliamente distribuidos a través del espacio y tiempo geológico. Las provincias IOCG presentan edades que van desde el Arcaico hasta el Fanerozoico, y presentan ocurrencias en todos los continentes excepto en la Antártica (Barton 2014) (**Figura 1**). Estos depósitos han sido objetivo de exploración desde el descubrimiento del depósito de Olympic Dam en el sur de Australia en 1975 (Williams et al., 2005) y han surgido como uno de los principales blancos de exploración en los Andes Centrales en las últimas dos décadas (Chen et al., 2012). La composición química general de la mineralización define el gran clan de los IOCG, los cuales presentan elevados contenidos de óxidos de hierro (magnetita y/o hematita, >10%), y son de interés económico debido a sus cantidades variables de Cu, REE, P, U, Ag, Co entre otros (Foose y McLelland, 1995; Chiaradia et al., 2006; Barton 2014).

En Sudamérica está ubicada la franja más joven a nivel mundial de este tipo de depósitos, específicamente en la Cordillera de la Costa del norte de Chile y sur del Perú, en donde coexisten con depósitos tipo magnetita-apatito o tipo "Kiruna" (*iron oxide apatite*, -IOA), pórfidos de Cu-Mo, y depósitos estratoligados de Cu (-Ag) también conocidos como tipo "Manto" (Maksaev y Zentilli, 2002).

La Franja Ferrífera Chilena (FFC), del norte de Chile (25-31°S), aloja numerosos depósitos mesozoicos ricos en Fe, muchos de los cuales están clasificados como depósitos tipo IOCG o IOA (Nyström y Henríquez, 1994; Oyarzun et al., 2003; Groves et al., 2010; Bilenker et al., 2016). Los depósitos IOCG e IOA incluidos dentro de la FFC están asociados espacialmente al Sistema de Falla de Atacama (SFA), que se extiende por más de 1000 km a lo largo del eje de la Cordillera de la Costa entre las latitudes 20° y 30°S (**Figura 2**) (Treloar y Colley, 1993; Scheuber y González, 1999). Además, varios autores sostienen que el SFA estuvo activo como una falla sin-plutónica hasta al menos ca. 103 Ma (Dallmeyer et al., 1996; Grocott y Taylor, 2002; Cembrano et al., 2009; Sellés et al., 2015). El SFA es paralelo a la zona de subducción actual hacia el oeste, y ha acomodado una significativa deformación inducida por la subducción oblicua, canalizando también actividad magmática-hidrotermal y mineralización (Tornos et al., 2011).

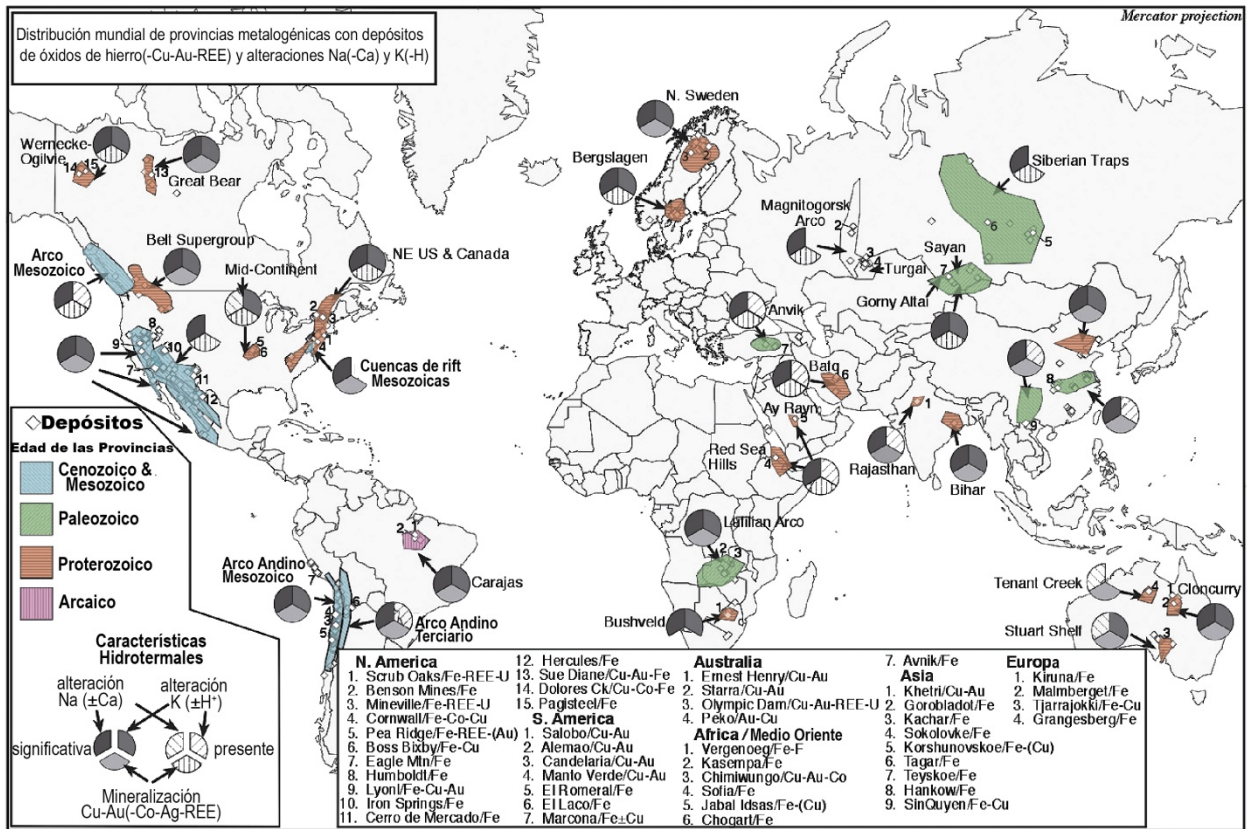


Figura 1: Ubicación de las principales provincias IOCG y óxidos de Fe hidrotermales a escala mundial. Las provincias son indicadas con diferentes colores, diferenciados según su edad. Para cada provincia, símbolos circulares de tres partes indican la intensidad de ocurrencia de metales y principales tipos de alteración hidrotermal. Modificado de Williams et al. (2005).

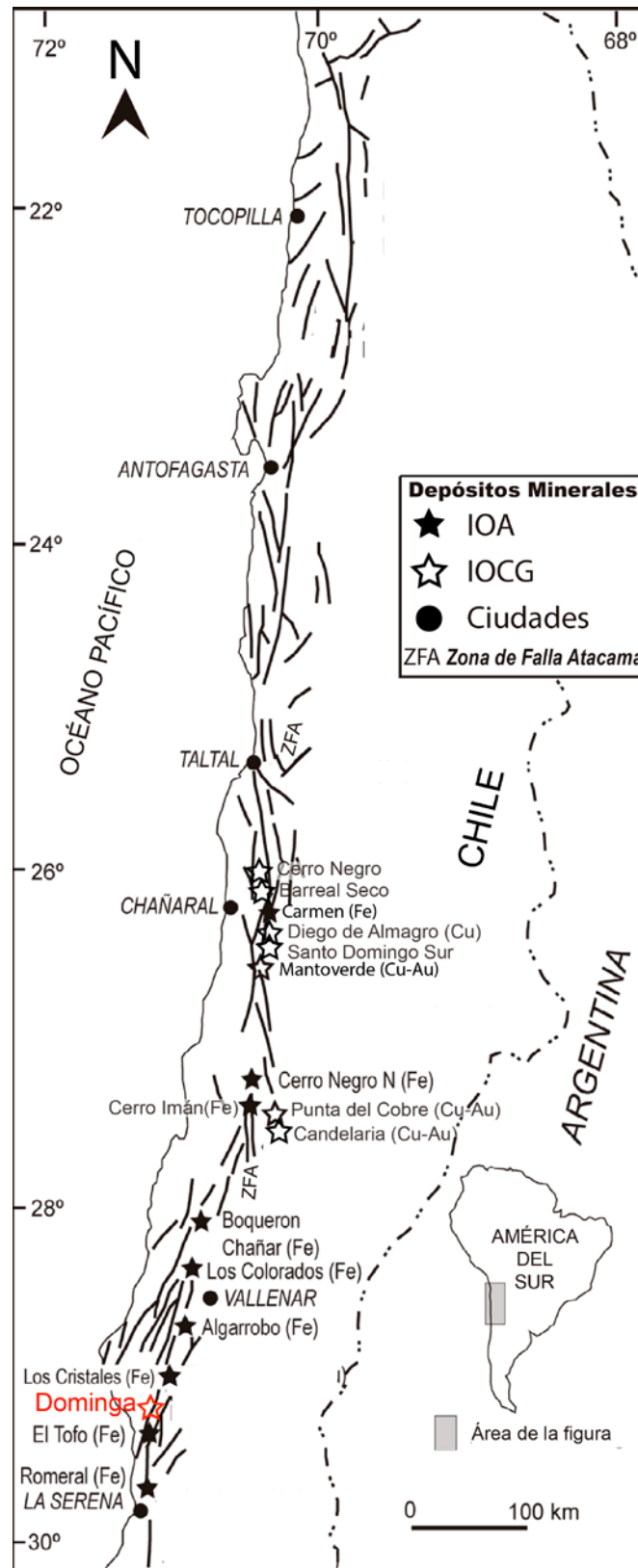


Figura 2: Mapa mostrando ubicación de los principales depósitos minerales Cretácicos tipo IOCG e IOA dentro de la Franja Ferrífera Chilena. También se muestra la traza de la Zona de Falla Atacama. Modificado de Maksaev y Zentilli (2002). La estrella roja señala la ubicación aproximada del depósito en estudio.

En depósitos tipo IOCG e IOA, la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) se caracteriza por una amplia ocurrencia, la cual se extiende además a una gran variedad de depósitos ricos en Fe, incluyendo BIFs (*banded iron formation*), depósitos de óxidos de Fe-Ti magmáticos, tipo skarn y sistemas de pórfidos cupríferos (Cu-Au) (Williams et al., 2005; Liang et al., 2009; Dupuis y Beaudoin, 2011; Huberty et al., 2012; Nadoll et al., 2012; Hu et al., 2013;). La magnetita aloja típicamente un amplio rango de elementos traza, tales como Al, Ti, V, Si, Ca, Mn, Mg, P, Sc, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Nb, Mo, Sn, Y, Zr, Hf, Ta, y Pb (Dupuis y Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012, 2014). Las concentraciones y los tipos de elementos traza presentes en este mineral dependen, en gran parte, de los parámetros físico-químicos del sistema formador de magnetita. Estos incluyen temperatura, fugacidad de oxígeno, fugacidad de azufre, actividad de sílice, y composición del fundido/fluido, entre otros (Nadoll et al., 2012, 2014; Dare et al., 2014). Estudios previos han demostrado que las variaciones composicionales de elementos traza en magnetitas pueden ser usados para determinar la proveniencia de este mineral. Además, proporciona información relevante sobre el origen y características de los fluidos mineralizadores, magmas parentales y/o precursores, procesos responsables de la deposición de magnetita, y como indicador de la génesis de los yacimientos asociados (Dare et al., 2012, 2014; Dupuis y Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012, 2014; Knipping et al., 2015a, b).

Dentro de este contexto se encuentra el depósito tipo IOCG de Dominga, ubicado en los  $29^{\circ}22'50''$  S y  $71^{\circ}11'40''$  W, 60 km al norte de La Serena, específicamente en la comuna de la Higuera, IV Región de Coquimbo (Geijer, 1931; Ruiz et al., 1965, 1968; Park, 1972; Espinoza, 1984, 1990; Oyarzun y Frutos, 1975, 1984; Menard, 1986; Ruiz y Peebles, 1988; Veloso et al., 2017). Dominga es propiedad de Andes IronSpa, y está emplazado en el segmento de El Salado del SFA, en el extremo suroccidental del área Carrizalillo-El Tofo. Este depósito de minerales ricos en Fe-Cu se emplaza en rocas volcano-sedimentarias correlacionadas con la Formación Punta del Cobre (FPC), las cuales han sido interpretadas como depósitos de una cuenca de tras-arco durante el Cretácico Temprano (Creixell y Arévalo, 2009 Veloso et al., 2017). La mineralización también afecta cuerpos sub volcánicos previamente inexplorados, de composición diorítica, los cuales incluyen pórfidos andesíticos, dioríticos y microdioritas, todos juntos referidos como Complejo Diorítico Porfídico (CDP) (Veloso et al., 2017). Los óxidos de hierro ocurren como disseminaciones, vetas, vetillas, cemento de brechas hidrotermales, y cuerpos semi-masivos de hierro (reemplazos de magnetita-pirita >50% modal). Los recursos estimados en el depósito Dominga son de unas 2082 Mt con un contenido de Fe total de 23,3% y unos 0,07% de Cu (Veloso et al., 2017).

La magnetita es el mineral de mena dominante en el depósito de Dominga y principal objeto de estudio de esta memoria. El presente trabajo tiene por motivación determinar detalladamente la paragénesis y relaciones temporales de las distintas asociaciones minerales del depósito de Dominga, con especial énfasis en las diferentes generaciones de magnetita. En esta contribución se presentan observaciones petrográficas y mineralógicas, las cuales comprenden datos texturales y paragenéticos obtenidos mediante análisis de microscopía óptica de polarización. Además, se reportan datos composicionales semi-cuantitativos adquiridos mediante microscopía electrónica de barrido (SEM), como una primera aproximación al contenido de elementos mayores,

menores, y traza alojados en estos óxidos de hierro. Los resultados son utilizados para explorar la posible aplicación de estas composiciones con el propósito de inferir la temperatura de los fluidos mineralizadores, además de proporcionar un mejor entendimiento de la génesis y evolución del depósito de Dominga.

El análisis anterior se realiza mediante la comparación petrográfica y composicional de las múltiples familias de magnetita asociadas a las distintas etapas de mineralización/alteración definidas recientemente por Veloso et al. (2017). Las recomendaciones de este estudio destacan la importancia de la caracterización textural y paragenética de detalle previa a los análisis químicos *in-situ* mediante técnicas analíticas cuantitativas como microsonda electrónica (EPMA) o ablación laser (LA-ICP-MS) en cristales de magnetita.

## 2. ANTECEDENTES GENERALES

### 2.1 Modelos genéticos de los depósitos IOCG y su posible conexión con depósitos IOA

Los depósitos IOCG pertenecen a una clase de depósitos caracterizados por abundante mineralización de Fe, pero pobre en Ti, conocida como depósitos de óxidos de Fe de clase (Cu-U-Au-REE), también clasificados como depósitos de Cu-Au con bajo contenido de azufre (Hitzman et al., 1992, 2000; Barton y Johnson, 1996). La relación genética con rocas plutónicas contemporáneas es controversial. Algunos autores favorecen un modelo donde los fluidos, metales, y azufre se exsuelven desde un magma en cristalización y depositan metales en las rocas de caja adyacentes (Gow et al., 1994; Rotherham et al., 1998; Williams 1998; Williams et al., 1999). Por otra parte, se ha propuesto un modelo de derivación a partir de fluidos derivados de salmueras de cuenca y/o evaporitas, y movilizados termalmente para lixiviar y re-depositar metales y azufre (Battles y Barton 1995, Barton y Johnson 1996, Barton et al., 1998, Ulrich y Clark, 1999)

Dos grandes familias de modelos genéticos para sistemas IOCG han sido sugeridas en base a la(s) fuente(s) de los fluidos: (a) fuentes de fluidos de origen magmático y (b) fuentes de fluidos de origen no magmático. En ambos casos, se requiere de fluidos altamente salinos, pobres en azufre y relativamente oxidados para formar un depósito económico. Sin embargo, existen divergencias respecto de la naturaleza de estos fluidos, su circulación en la corteza, las fuentes de los metales, y las posibles trampas y/o procesos que llevan a la precipitación de la mena. Barton y Johnson (1996, 2000, 2004) y Barton (2014) notaron que la fuente de calor y muchos de los solutos están generalmente proporcionados por cuerpos ígneos. Además señalan que los controles composicionales y petro-tectónicos serían relativamente poco importantes, mientras que sistemas de bombeo tectónico a gran escala, controles paleogeográficos y paleoclimáticos (ej. franjas áridas), que favorezcan la introducción de salmueras externas, serían críticos.

La ausencia de importantes secuencias evaporíticas en algunos distritos IOCG ha resultado en que algunas corrientes de pensamiento (ej. Pollard, 2000, 2006) se cuestionen fuertemente la importancia de estas secuencias como un requerimiento para la formación de depósitos IOCG, resaltando fuentes más bien magmáticas para los fluidos formadores de mena, así también como para los metales. Mark et al. (2000) propusieron un escenario para depósitos dentro del grupo IOCG, variando desde depósitos de más altas temperaturas y profundidades, además de fugacidades de oxígeno relativamente bajas (ej. Ernest Henry), hasta aquellos que se forman en niveles más someros de la corteza a partir de fluidos con temperaturas menores y más oxidados (ej. Olympic Dam), y que la mezcla de fluidos podría ser la causa de la gran diversidad que presenta este grupo de depósitos. Barton y Johnson (2004) publicaron un resumen con los posibles modelos para la mineralización IOCG basados en las principales fuentes de los fluidos (**Figura 3**).

## Modelos Alternativos Basados en las Principales Fuentes de Fluidos

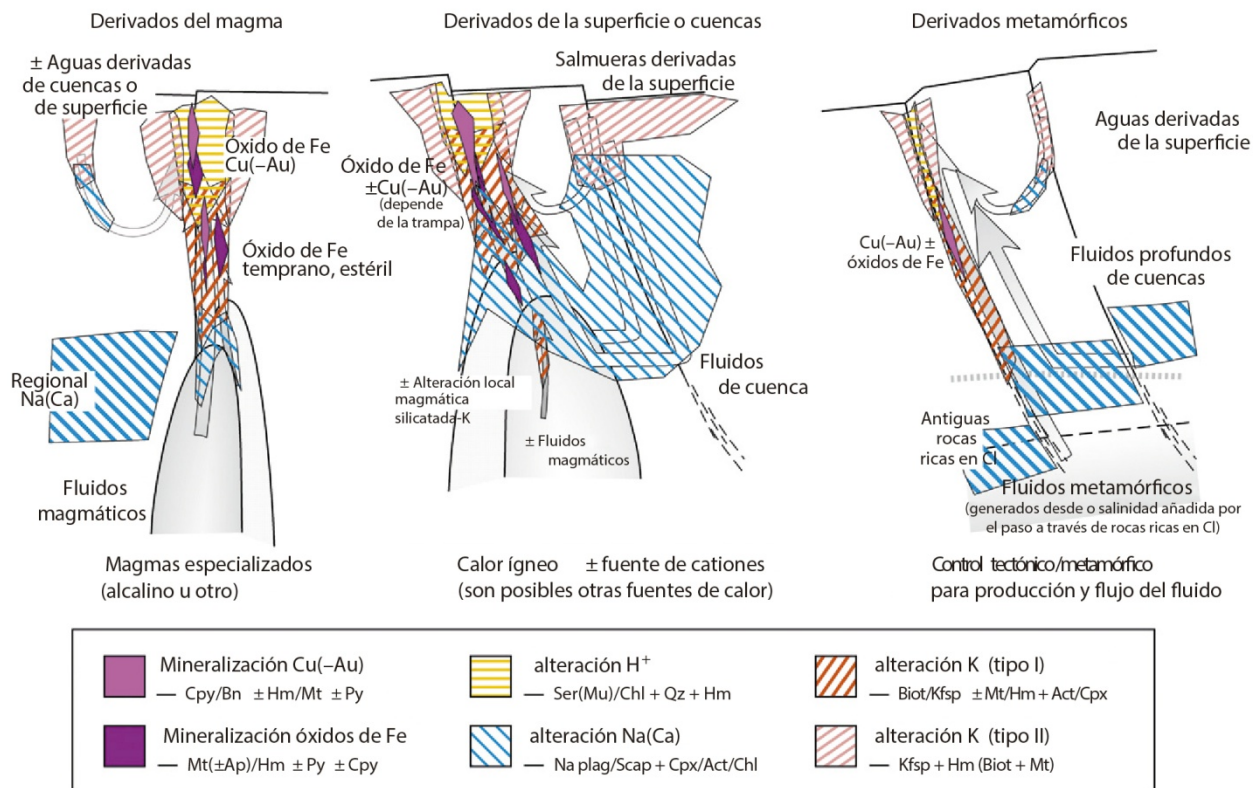


Figura 3: Arquitecturas y orígenes hidrotermales alternativos para sistemas IOCG ilustrando posibles fuentes de fluidos, recorridos del flujo hidrotermal, y distribución de alteraciones y menas (Figura modificada de Barton, 2014).

Maksaev (2001) realizó una revisión de publicaciones relacionadas con el vínculo entre depósitos IOA e IOCG. Diversos autores han propuesto un modelo genético que intenta relacionar entre sí los depósitos Cretácicos de magnetita-apatito, óxidos de Fe-Cu-Au y estratoligados de Cu(Ag) hospedados en rocas volcánicas. Estos depósitos se consideran como distintos niveles de emplazamiento y liberación de fluidos hidrotermales desde intrusiones de magmas ricos en Fe-P, siguiendo básicamente el modelo de inyección de magmas de mena tipo Kiruna (Vivallo y Henríquez, 1997, Gelcich, 1999). Sin embargo, el establecer la naturaleza de la relación entre los depósitos de óxido-Fe-Cu-Au y los depósitos virtualmente contemporáneos de óxidos de Fe-apatito, que se localizan en el mismo sector de la Cordillera de la Costa del norte de Chile, se dificulta por una larga y clásica controversia no concluyente respecto al origen de los depósitos de magnetita-apatito chilenos. Williams et al. (2005) señala que los sistemas IOCG de los Andes centrales y otras regiones muestran una clara relación espacial, temporal, y mineralógica con depósitos de óxidos de hierro-apatito, IOA o Kiruna.

Los procesos que llevaron a la acumulación masiva de hierro en la Franja Ferrífera Chilena en una configuración tectónica convergente, con magmatismo de arco de composición intermedia a félsica, es controversial. Por ejemplo, Nyström y Henríquez (1994) postularon que la mineralización de magnetita en los depósitos tipo IOA del



Cretácico se originó producto de la segregación de un fundido rico en hierro desde un magma parental andesítico, modelo que también es propuesto por estos autores para el yacimiento de El Laco (Plioceno) en el Altiplano de Chile. Otros autores han invocado un origen estrictamente hidrotermal para estos depósitos, el cual puede involucrar tanto fluidos salinos de origen no-magmático (salmueras de cuenca) que lixivian Fe de plutones dioríticos y reemplazan metasomáticamente las secuencias volcánicas, o fluidos ricos en Fe derivados directamente de un magma (Menard, 1995; Barton y Johnson, 1996; Rhodes y Oreskes, 1999; Rhodes et al., 1999; Sillitoe y Burrows, 2002; Pollard, 2001).

Diversos autores han propuesto la existencia de un vínculo genético entre los sistemas IOCG e IOA, y señalan que en muchos casos, estos dos tipos de depósitos son claramente parte del mismo sistema hidrotermal. De acuerdo a estos estudios, los depósitos IOA representarían la raíz profunda y estéril en Cu(-Au) de algunos sistemas IOCG formados en niveles más someros de la corteza. (Espinoza et al., 1996; Naslund et al., 2002; Sillitoe, 2003; Barton, 2013, 2014, 2015; Nold et al., 2014; Knipping et al., 2015; Bilenker et al., 2016)

Recientemente, Knipping et al. (2015a, b) proponen un modelo magmático-hidrotermal para explicar el origen de estos depósitos. Dichos autores estudiaron el depósito tipo IOA de Los Colorados en la FFC, proponiendo que los datos geoquímicos e isotópicos de la magnetita en este yacimiento son consistentes con un modelo genético que indicaría una transición desde un sistema IOA profundo a uno tipo IOCG más somero (**Figura 4**). El modelo, también llamado “modelo de flotación de magnetita” involucra los siguientes estadios: 1) núcleos de magnetita cristalizan desde un fundido silicatado; 2) estos microlitos de magnetita son sitios de nucleación para la fase volátil disuelta, los cuales se exsuelven particionando de manera eficiente el Fe, P, S, Cu, Au desde el fundido silicatado; 3) la suspensión magnetita-fluido es menos densa que el magma circundante, permitiendo su ascenso; 4) mientras asciende la suspensión, los cristales de magnetita crecen en equilibrio con el fluido y adquieren un carácter magmático-hidrotermal (es decir, menor Al, Mn, Ti, V); 5) durante el ascenso, la magnetita, apatito y actinolita son depositados formando mineralización de carácter IOA; 6) el fluido continúa su ascenso transportando Fe, Cu, Au y S hacia la superficie, donde precipitan óxidos y sulfuros metálicos para formar depósitos IOCG. El modelo anterior está fuertemente respaldado por datos de concentraciones de elementos mayores, menores y traza (ej. Ti, V, Mn, Al, entre otros) en granos de magnetita, obtenidas mediante análisis de EMPA y LA-ICP-MS. Además, se reportan composiciones isotópicas de Fe y O. Los valores de  $\delta^{56}\text{Fe}$  varían desde 0.08‰ hasta 0.26‰, los cuales están dentro del rango global de  $\sim 0.06\text{‰}$  a 0.5‰ para magnetitas formadas en condiciones magmáticas. Valores de  $\delta^{18}\text{O}$  para magnetita y actinolita son 2.04‰ y 6.08‰, respectivamente, consistente con valores magmáticos. Elementos como el Ti, V, Al, y Mn están enriquecidos en los núcleos de las magnetitas, y decrecen sistemáticamente hacia los bordes, lo cual es observado mediante mapas de espectroscopia dispersiva de longitud de onda de rayos-X (WDS), revelando claras zonaciones químicas en los granos de magnetita. El diagrama [Al + Mn] vs. [Ti + V] (**Figura 5**) indica que los núcleos de las magnetitas son consistentes con afinidades magmáticas y/o magmáticas-hidrotermales (ej. pórfidos). Concentraciones menores de

Al, Mn, Ti, V son consistentes con una tendencia de enfriamiento desde condiciones de alta temperatura (tipo pórfido), que transita a Kiruna, hasta finalmente condiciones tipo IOCG. Además, los granos de magnetita contienen inclusiones policristalinas que se rehomogenizan a temperaturas magmáticas (>850 °C). Finalmente Knipping et al. (2015a, b) concluyen, en base a datos experimentales publicados, que un fluido magmático-hidrotermal salino puede transportar cantidades significativas de Fe y otros metales desde un fundido silicatado. Al combinarse con datos de solubilidad de Fe y Cu, es plausible que un fluido magmático-hidrotermal que continúa su ascenso desde el ambiente de formación IOA, pueda retener concentraciones suficientes de estos metales para formar un depósito IOCG en niveles estratigráficamente laterales y/o superiores de la corteza.

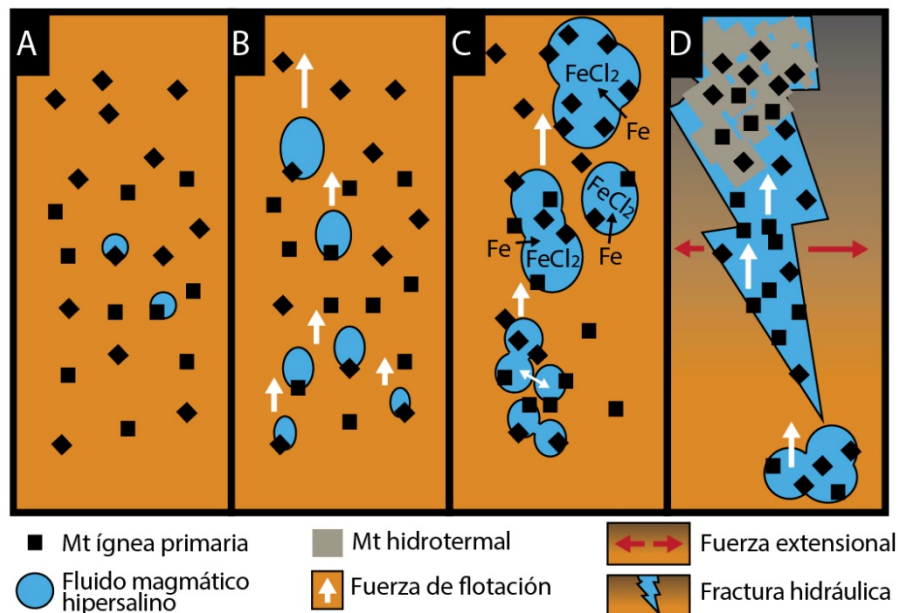


Figura 4: Modelo propuesto por Knipping et al. (2015): (A) Nucleación preferencial de burbujas en microlitos de magnetita (Mt) cristalizados desde un fundido silicatado (naranja); (B) Ascenso de pares magnetita-burbuja debido a la fuerza de flotación positiva; (C) Posterior ascenso, crecimiento, coalescencia, y acumulación de magnetita primaria, así como la incorporación de Fe en los fluidos de alta salinidad; (D) Formación de fracturas hidráulicas (debido a cambios de esfuerzos tectónicos) permitiendo una segregación rápida y eficiente del fluido rico en magnetita, además del eventual crecimiento de magnetita hidrotermal durante el enfriamiento progresivo. Paneles representan escenarios volviéndose más someros desde A hasta D. Cambio de color en D implica incremento en la cristalinidad.

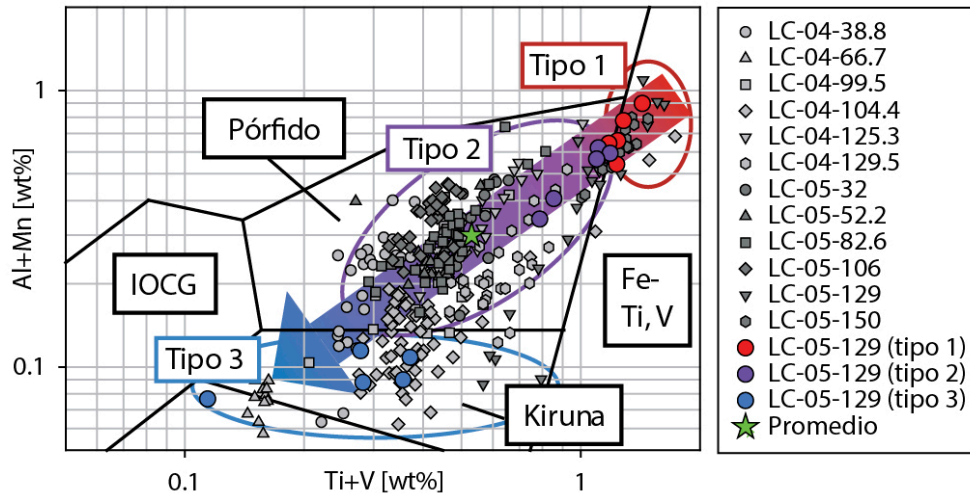


Figura 5: Química de magnetitas de Los Colorados graficada en el diagrama discriminante de Dupuis y Beaudoin (2011) y Nadoll et al. (2014). Se muestra la distribución de las muestras desde valores elevados hasta menores concentraciones. La estrella representa el promedio de todas las magnetitas analizadas en el depósito de Los Colorados.

## 2.2 Marco geológico

El depósito de Dominga está ubicado en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile, y ha sido asignado a la Franja Ferrífera del Cretácico (Geijer, 1931; Ruiz et al., 1965, 1968; Park, 1972; Espinoza, 1984, 1990; Oyarzun y Frutos, 1975, 1984; Menard, 1986; Ruiz y Peebles, 1988; Veloso et al., 2017). En esta región de Chile, entre los 28°30'S y 30°S, se produjo desde el Jurásico temprano-medio hasta Cretácico medio un abundante volcanismo y plutonismo relacionado a subducción a lo largo del segmento Chileno del margen occidental del supercontinente Gondwana (Parada et al., 2007). Sistemas de falla extensionales (incluyendo el Sistema de Falla Atacama) y/o zonas de cizalle estuvieron activas durante este periodo. Adicionalmente, se acumularon secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias en las cuencas de tras-arco, inmediatamente al este del arco volcánico. De acuerdo a Sellés et al. (2015), la composición ígnea original de los magmas de este periodo exhiben variaciones temporales sistemáticas que son consistentes con variaciones en el grado de fusión de la fuente mantélica. El grado de fusión es máximo entre los 135 y 120 Ma, coincidiendo con un periodo de acelerada producción de corteza oceánica, y por lo tanto, de rápida convergencia en zonas de subducción. Finalmente, el autor destaca que este periodo coincide además con la mineralización de Fe( $\pm$ Cu) de la Franja Ferrífera.

Según Creixell et al. (2012), una característica fundamental del área Carrizalillo-El Tofo es que los complejos plutónicos El Trapiche-El Tofo, y las dacitas hipabisales que afloran en este sector, están temporal y espacialmente asociados con mineralización magnetita-apatito e IOCG respectivamente. Además, ambos cuerpos ígneos presentan una extensa alteración hidrotermal. La edad de cristalización del complejo plutónico El Tofo es de  $131,6 \pm 1$  Ma (Creixell et al., 2012), determinada mediante una datación U-Pb en zircón, obtenida en las cercanías de la mina homónima. Adicionalmente, estos autores señalan que la edad de mineralización del yacimiento El-Tofo aún es incierta, aunque existe evidencias estructurales que indicarían cierta proximidad a la edad del complejo plutónico (Arévalo y Creixell, 2009). Por otro lado, Veloso et al. (2017) reporta edades de mineralización de  $\sim 127$  Ma para el depósito de Dominga, obtenidas mediante dataciones radiométricas Re-Os en molibdenita y U-Pb en apatito, con errores de  $\pm 0.65$  Ma y  $\pm 15$  Ma respectivamente.

La mayoría de los cuerpos con mineralización Fe-Cu-Au y Fe-apatito están relacionados espacial y/o temporalmente a fallas de cinemática sinistral y rumbos preferenciales NNW a WNW asignadas al SFA (Creixell y Arévalo, 2009). Sin embargo, algunos de estos cuerpos se encuentran asociados a fallas de cinemática dextral y de rumbo preferencial NE (Cembrano et al., 2009). Estos yacimientos están asociados espacialmente con la parte sur de la Zona de Falla Atacama (ZFA), una de las estructuras más importantes del ante-arco en zona central de Los Andes (Scheuber y González, 1999). Esta estructura regional corresponde a un sistema de fallas con orientación  $\sim$ NS, paralelo al margen continental, movimiento principalmente sinistral (Scheuber y Andriessen, 1990), y que se extiende alrededor de 1000 km entre Iquique y La Serena (Cembrano et al., 2005). Su geometría a gran escala fue formada durante el Jurásico superior y Cretácico inferior, hacia el final de un evento magmático del arco Jurásico que dominaba gran parte del área actual de la Cordillera de la Costa

(Cembrano et al., 2005) y su formación ha sido interpretada como respuesta a la subducción oblicua (Scheuber y Andriessen, 1990; Brown et al., 1993; Palacios et al., 1993); es el control estructural primario en el emplazamiento de los depósitos tipo IOCG en Chile (Sillitoe, 2003; Creixell et al., 2009; Richards et al., 2016).

De acuerdo a Sillitoe 2003, existiría una conexión genética entre los depósitos IOCG de los Andes centrales y magmas gabrodioríticos a dioríticos. Además, señala que los fluidos de mena pueden haber sido canalizados por sistemas de fallas mayores dúctiles a frágiles. Estos conductos probablemente transportaron los fluidos mineralizadores por varios kilómetros vertical y/o lateralmente. Este autor sostiene que los mayores depósitos IOCG compuestos se originaron por el ingreso de fluidos de mena en secuencias volcano-sedimentarias relativamente permeables. En consecuencia, la mayoría de estos yacimientos se encuentran asociados estratigráficamente a formaciones del Jurásico (Formación La Negra) y Cretácico (Formación Punta del Cobre). Adicionalmente, Richards (2016) indica que en Chile, los depósitos IOCG están ligados a un arco magmático extensional relacionado a la subducción del Cretácico Inferior (**Figura 6**).

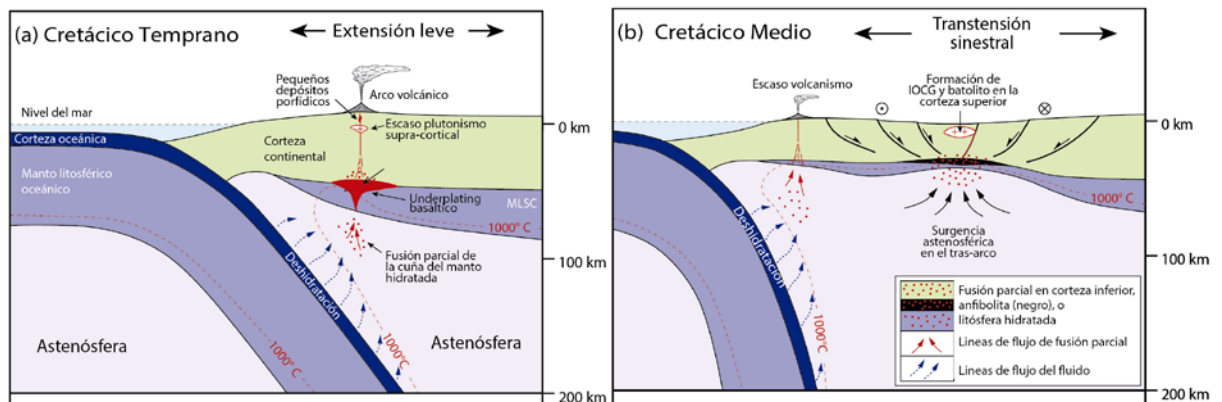


Figura 6: Modelo esquemático ilustrando la evolución de la configuración tectonomagmática a lo largo del margen del norte de Chile entre los 25°S y 34°S durante el Cretácico, y su relación con la formación de depósitos IOCG.

A continuación, se resumen las principales unidades litoestratigráficas que afloran a nivel regional. Estas han sido descritas en la Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica Nos. 133-134, SERNAGEOMIN: Geología del área CARRIZALILLO-EL TOFO, Escala 1:100.000 (Creixell et al., 2012).

### 2.2.1 Depósitos y rocas estratificadas

#### **Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior-Hauteriviano; Segerstrom y Ruiz, 1962)**

Corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria heterogénea. Formada, en orden decreciente de abundancia, por lavas, brechas, tobas, areniscas y calizas. Al norte y al sur de la quebrada Carrizalillo, la parte media de la secuencia se encuentra en contacto mediante falla (Falla Las Leñas) con la Formación Canto del Agua. La formación está constituida de base a techo por las siguientes asociaciones de facies:

*Areniscas cuarcíferas (JKpc1)*. Corresponde a una serie clástica fina compuesta por areniscas cuarcíferas intercaladas con brechas de clastos félsicos, limolitas laminadas y areniscas calcáreas, además de menor cantidad de andesitas hacia el techo (Mourgues, 2009).

*Brechas epiclásticas de estratificación gruesa (JKpc2)*. Está compuesta por brechas medias, matriz soportadas, de fragmentos porfiríticos ricos en plagioclasa, y, afaníticos de composiciones andesíticas y minoritariamente dacíticas. Poseen matriz fina, rica en cristales de plagioclasa.

*Andesitas ocoíticas vesiculares (JKpc3)*. Miembro homogéneo de lavas ocoíticas vesiculares que aflora desde el norte de la quebrada Carrizalillo, por el norte, hasta la quebrada Cruz Grande, por el sur. Al sur de la quebrada Los Choros es intruido por dioritas y tonalitas del Complejo Plutónico El Tofo y por la Monzodiorita Cruz Grande **(Figura 7)**

*Secuencia sedimentaria de brechas, areniscas y calcilutitas (JKpc4)*. Miembro que aflora en ambos flancos de la quebrada Los Choros. Este miembro está formado en la base y techo por areniscas y calcilutitas que en la mayoría de los casos afloran como 'skarns' bandeados de granate, piroxeno y epidota alternados cada 30m con rocas córneas de sílice. Forman estratos de 40 a 60 cm de espesor, lateralmente muy continuos. En la parte media de la secuencia se intercalan 400m de brechas sedimentarias medias a finas, matriz soportadas alternados con lutitas negras.

*Andesitas porfídicas con intercalaciones de tobas (JKpc5)*. Corresponde a una secuencia principalmente volcánica andesítica, que aflora por sobre el techo de los complejos plutónicos El Tofo, La Higuera y El Trapiche, según dos franjas de orientación NNE.

*Coladas de lavas andesíticas rojas alternadas con brechas epiclásticas rojizas e intercaladas con areniscas lenticulares (JKpc6).* Corresponden a una secuencia de coladas de lavas andesíticas y brechas epiclásticas que afloran como una franja nort-sur, en ambos flancos de la quebrada Los Choros.

**Formación Confluencia (Mioceno Superior-Plioceno Inferior; Emparán y Pineda, 2000)**

Depósitos de gravas y ripios con intercalaciones de arcillolitas calcáreas, medianamente consolidados situados, como terrazas, en ambos márgenes de los principales valles fluviales. Consideran facies fluviales y aluviales. La formación es cubierta por los Estratos de quebrada El Jote y por los Depósitos Aluviales del Pleistoceno-Holoceno.

**Estratos de Quebrada el Jote (Plioceno Superior)**

Depósitos moderadamente consolidados, subhorizontales, que conforman secuencias de hasta 50 m de espesor. Esta unidad se constituye de arenas, en parte coquináceas, limos, niveles de fangos calcáreos, además de intercalaciones de conglomerados en base acanalada. Estos depósitos yacen discordantemente sobre lavas de la Formación Punta del Cobre (JKpc3) y en concordancia sobre gravas fluviales de la Formación Confluencia. Son cubiertos por depósitos aluviales del Pleistoceno-Holoceno y por depósitos litorales pleistocenos.

**Depósitos Cuaternarios (Pleistoceno-Holoceno)**

Corresponden a depósitos coluviales, litorales, aluviales, eólicos, fluviales y antrópicos.

Además, se encuentran expuestos en la zona los siguientes cuerpos intrusivos:

### **2.2.2 Rocas intrusivas**

#### **Monzodiorita Cruz Grande (143-137 Ma)**

Corresponde a un cuerpo intrusivo que se expone al suroeste del depósito Dominga (**Figura 7**). Regionalmente, aflora al sur de la localidad de Chungungo. La Monzodiorita Cruz Grande intruye al miembro JKpc3 de la formación Punta del Cobre y a su vez, es intruida por granitos del Complejo Plutónico El Tofo.

#### **Complejo Plutónico El Tofo (132-127 Ma)**

Complejo Plutónico constituido por una subunidad granítica inferior, y otra superior de diorita-tonalita. En el contacto superior (techo plutónico), el complejo intruye a rocas estratificadas de la Formación Punta del Cobre (hacia el norte) y a la Monzodiorita Cruz Grande (hacia el sur) (*¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.*). El Complejo Plutónico El Tofo está constituido por una unidad superior que corresponde a un cuerpo de composición variable entre diorita cuarcífera de anfíbola y clinopiroxeno grano medio, y tonalita de anfíbola y clinopiroxeno. Su unidad inferior corresponde a una lámina plutónica constituida por granito rosado de biotita y anfíbola. La edad del Complejo Plutónico El Tofo se encuentra definida por dos determinaciones U-Pb en circón, una de  $131,6\pm 1,0$  Ma en la subunidad diorítica, obtenida en las cercanías de la mina El Tofo, y otra de  $126,5\pm 2,1$  Ma en la continuación hacia el sur de la subunidad granítica, dentro de la carta del área La Serena-La Higuera (Emparán y Pineda, 2000). Las dos edades U-Pb se interpretan como de cristalización de ambas subunidades. Las edades de este complejo son coincidentes con las de otros complejos plutónicos asociados a la franja ferrífera del norte de Chile, que en general son cercanas a los 130 Ma (Gelcich et al., 2005; Arévalo y Welkner, 2008).

#### **Intrusivos Hipabisales Las Gualtatas (Cretácico Inferior)**

Cuerpos intrusivos de reducidas dimensiones que afloran entre las quebradas Los Choros y Cruz Grande. Intruyen rocas estratificadas de la Formación Punta del Cobre (*JKpc3, JKpc4 y JKpc5*). Esta unidad está compuesta por microdioritas de clinopiroxeno localmente cuarcíferas. La distribución espacial y las relaciones de contacto de esta unidad son similares a las de la subunidad diorítica del Complejo Plutónico El Tofo, lo que indicaría que estos cuerpos hipabisales son la prolongación más superficial de este magmatismo hacia el norte (**Figura 7**).

#### **Complejo Plutónico La Higuera (127-124 Ma; Arévalo et al., 2003)**

El Complejo Plutónico La Higuera se distribuye como un cuerpo estrecho y elongado en dirección NNE-SSO, a lo largo de aproximadamente 90km. Hacia el SE de la carta del área Carrizalillo-El Tofo, esta unidad intruye a andesitas de la Formación Punta del Cobre (*JKpc5*) a través de una superficie sub horizontal que representaría un techo plutónico.



### **Complejo Plutónico El Trapiche (121-117 Ma)**

Complejo plutónico constituido por una subunidad superior de monzodioritas, una subunidad media de dioritas y bajo estas últimas, un nivel de monzodioritas cuarcíferas a granodioritas, todas ellas localizadas directamente al este de la Zona de Cizalle La Higuera (ZCLH). Este complejo se distribuye a lo largo de una franja de afloramientos norte-sur de entre aproximadamente 8 y 17 km de ancho. El Complejo Plutónico El Trapiche intruye a la Formación Punta del Cobre y a su vez es intruido por diques y pórfidos asociados espacialmente a zonas de alteración hidrotermal.

### **Intrusivos Hipabisales Dacíticos (116-110 Ma)**

Dentro de esta unidad se agrupa a diversos cuerpos intrusivos de composición dacítica a riolítica, que se distribuyen principalmente en el sector oriental de la carta a lo largo de una franja discontinua de orientación aproximada norte-sur, entre la quebrada Agua Grande por el sur y la cabecera de la quebrada desvío Los Choros por el norte. La mayor parte de estos intrusivos tiene dimensión areal reducida ( $<5\text{km}^2$ ) y se presentan como diques o stocks. Intruyen a rocas de la Formación Punta del Cobre (*JKpc5* y *JKpc6*) y también a dioritas del Complejo Plutónico El Trapiche. La composición dominante de estas rocas es dacítica, con algunos cuerpos de composición riolítica.

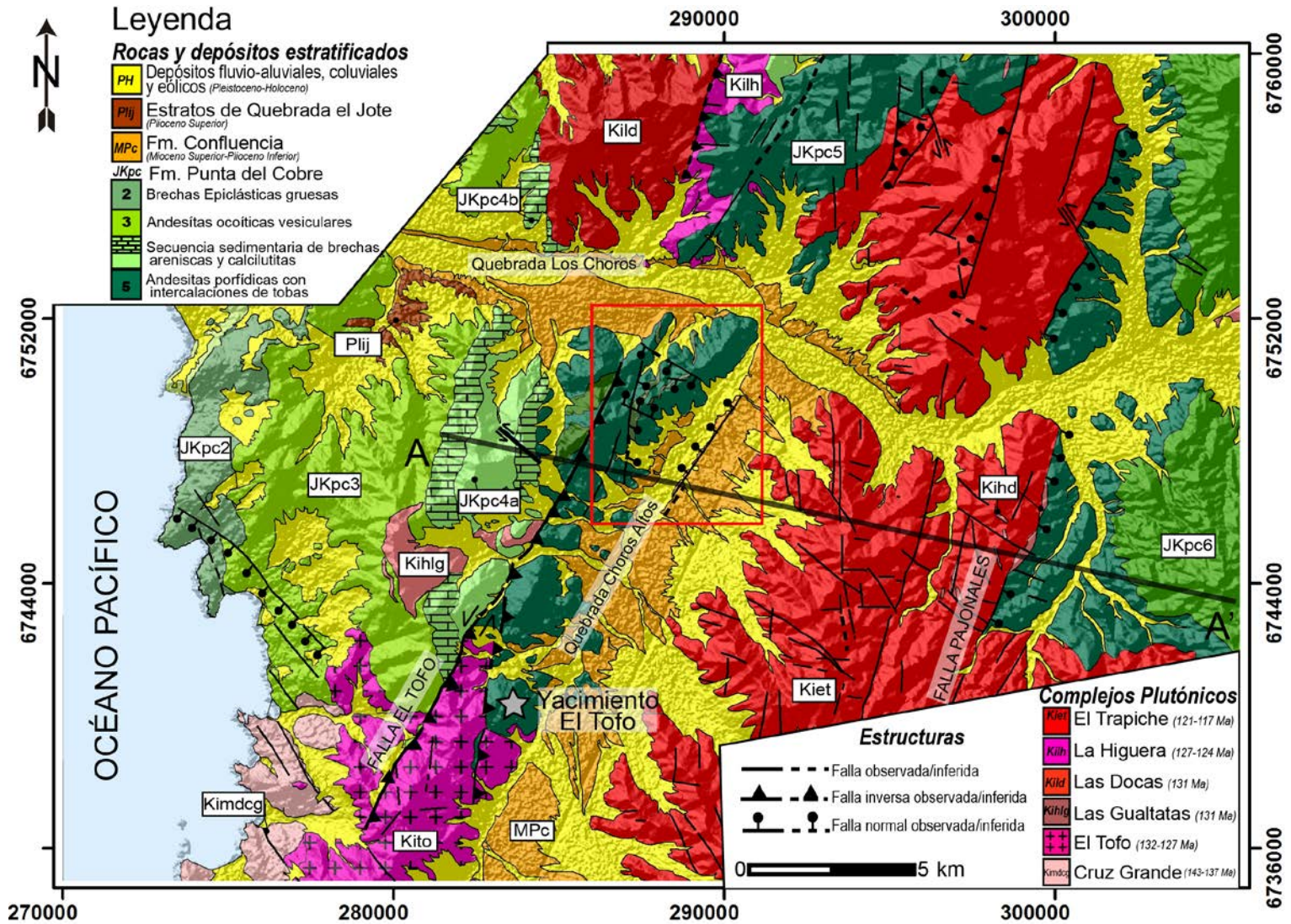


Figura 7: Extracto modificado de la carta geológica regional (tomada de Creixell et al., 2012). El recuadro rojo indica la localización aproximada del área de Dominga. Además, se muestra la traza de la sección transversal AA' ilustrada en la figura 7.

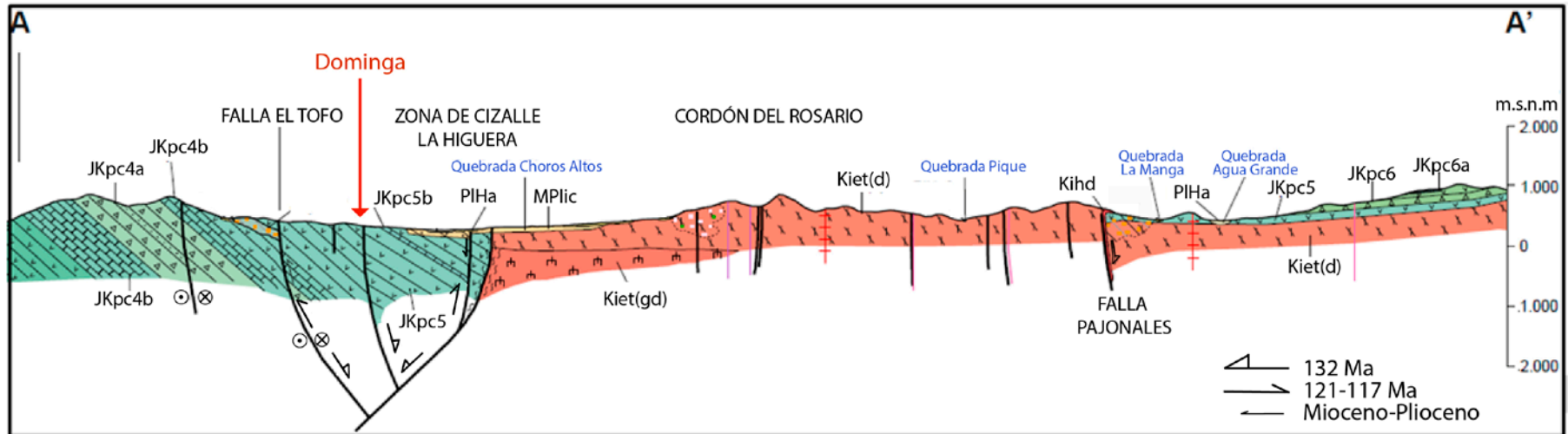


Figura 8: Extracto del perfil esquemático AA' de la carta geológica regional en el cual se muestra la situación estructural de la zona de estudio, junto con las principales estructuras que delimitan el depósito Dominga. Modificado de Creixell et al. (2012).

### 2.3 Geología del depósito de Dominga

Según Veloso et al. (2017), en el depósito de Dominga la ocurrencia de la mineralización de Fe estaría acompañada con una mineralización de Cu, y además, relacionada espacial y genéticamente a la actividad de sistemas estructurales (conjunto de elementos estructurales relacionados entre sí genética, temporal y cinemáticamente) específicos. Los elementos estructurales (**Figura 9**) (objeto físico tabular/planar que puede contener un material de relleno como cristales deformados plásticamente, brechizado, cataclástico, magmático o cristalizado hidrotermal) que conforman cada uno de estos sistemas, habrían actuado como conductos o como canalizadores de los fluidos mineralizadores (Sibson, 1987). Veloso et al. (2017) reporta la ocurrencia de vetas rellenas con minerales representativos de cada etapa de mineralización/alteración definida, en orientaciones subparalelas a los sistemas estructurales identificados. Esto sugiere que existiría una relación espacial y genética entre el emplazamiento de fluidos que generaron mineralización y alteración, y la deformación que afectó al área de Dominga.

La mineralización de Dominga está compuesta principalmente por cuerpos de hierro bandeado (*Iron Banded Rock*), cuerpos de hierro diseminado (*Iron Segregated Rock*), y en menor proporción, cuerpos de brecha hidrotermal actinolita-magnetita±apatito (ubicados principalmente en la parte SE del distrito), hematita, además de sulfuros como pirita, calcopirita y molibdenita, diseminados y en vetillas en cantidades menores al 1%.





Figura 9: Ejemplos de la variedad de elementos estructurales en Dominga. a) ultracataclasita foliada, dextral con textura S-C; b) ultracataclasita con cristales grandes de magnetita. c) vista frontal hacia el NW de un conjunto de elementos estructurales (cataclasitas, brechas de falla) formando el elemento estructural compuesto Banda de Deformación El Tofo; d) vista frontal hacia el SE de la brecha hidrotermal con matriz de magnetita>actinolita(>>apatito?), que incluye grandes clastos alterados de la Formación Punta del Cobre; e) brecha hidrotermal con matriz rica en magnetita y clastos grandes del Complejo Diorítico Porfídico (andesita); f) estrías en superficie de deslizamiento con rumbo NW hospedada en el Complejo Diorítico Porfídico; g) vista frontal hacia el SE de fibras de deslizamiento de hematita (especular) en una falla-veta; h) vetas de cuarzo con dos texturas diferentes mostrando relaciones de cortes. i) vista frontal hacia el NW de vetas de magnetita subverticales y de ancho centimétrico cortando estratos de la Formación Punta del Cobre. Tomado de Veloso et al. (2017).

### 2.3.1 Litología, alteración hidrotermal y mineralización

El depósito de Dominga está hospedado en rocas volcánicas y sedimentarias Mesozoicas pertenecientes a la Formación Punta del Cobre (Veloso et al., 2017). De acuerdo a Creixell et al. (2012), estas rocas corresponden a una secuencia principalmente volcánica andesítica, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno parcialmente orientados. La plagioclasa se encuentra alterada a albita, sericita, y clorita. Cristales de clinopiroxeno se encuentran casi totalmente reemplazados por actinolita, clorita y minerales opacos. La masa fundamental está compuesta por plagioclasas con núcleos sericitizados, magnetita, piroxenos uralitizados y clorita junto con actinolita intercrecidas.

Veloso et al. (2017) proponen en base a evidencias de campo que en el área del proyecto Dominga, la ocurrencia y distribución de la mineralización de Fe (Cu) muestra una estrecha relación espacial y temporal con una serie de elementos estructurales compatibles con cinemática dextral y sinistral. Las relaciones espaciales y de corte sugieren que son resultado de una deformación polifásica y heterogénea en el tiempo. Las asociaciones minerales identificadas indican una sucesión de 4 etapas de mineralización/alteración. La etapa I se caracteriza por la presencia de cristales de biotita, magnetita y menor actinolita, todos de grano fino. La etapa II está caracterizada por la presencia de biotita, magnetita y actinolita grano grueso, y representa la mineralización principal de Fe. Evidencias de campo y microestructurales indican que esta etapa de mineralización/alteración es contemporánea con fases tempranas de deformación. La etapa III se caracteriza por la presencia de epidota (+feldepato-K), allanita, anhidrita, magnetita, pirita) y calcopirita, que representan la mineralización principal de Cu( $\pm$ Fe) en Dominga. Finalmente, la etapa IV representa una mineralización tardía de Fe (Cu-Au) caracterizada por la ocurrencia de especularita, calcita, calcopirita, epidota y cuarzo. Esta mineralización ocurre principalmente como vetas compuestas de calcita y especularita y/o como matriz de brechas de especularita-calcita. En base a observaciones de datos de campo, secciones delgadas, relaciones de corte entre minerales y entre asociaciones minerales, Veloso et al. (2017) establecieron una cronología relativa para las distintas asociaciones paragenéticas identificadas en el depósito de Dominga.

A continuación se describen dichas asociaciones en orden temporal, de más temprana a más tardía:

**i) Asociación biotita≥magnetita>pirita>actinolita**

Compuesta de cristales de biotita subhedral grano fino (<0.01 mm), actinolita subhedral de 0.05 mm de tamaño, magnetita subhedral a euhedral de grano fino (<0.01 a 0.1 mm) localmente reemplazados a lo largo de fracturas por hematita y pirita subhedral a euhedral de grano fino (<0.5 mm).

Esta asociación ocurre principalmente en forma diseminada y pervasiva. Se caracteriza además por presentar: (1) biotita de grano fino diseminada en la masa fundamental de rocas volcánicas, o reemplazando bordes de fenocristales de hornblenda, o rellenando fracturas en fenocristales de plagioclasa; (2) magnetita de grano fino diseminada en rocas volcánicas y sedimentarias, con textura de exsolución de Ilmenita. Esto se interpretó como enfriamiento desde altas temperaturas (ej. Butler, 1992; Tauxe, 1998); (3) trazas de cristales finos de actinolita y pirita (reemplazada localmente por calcopirita).

**ii) Asociación magnetita+biotita+cuarzo±actinolita±pirita**

Compuesta por cristales de: biotita subhedral a euhedral de grano fino a medio (0.5-1 mm) con clivajes de secciones laterales reconocibles, cuarzo (comúnmente con textura de mosaico) subhedral a euhedral de 0.1 mm de tamaño, actinolita subhedral de grano medio (0.5-1 mm), magnetita subhedral a euhedral de grano medio-groeso (5-10 mm), y de pirita subhedral a euhedral de grano medio-groeso (2-10 mm).

Localmente, la pirita ocurre a lo largo de fracturas en granos de magnetita, o bien, como cristales individuales con contactos rectos con magnetita. Los cristales de pirita se encuentran localmente reemplazados en sus bordes por calcopirita. El contacto entre magnetita y biotita presenta bordes irregulares.

Esta asociación ocurre como: (1) cúmulos diseminados (intensidad moderada a débil) de biotita y/o como cúmulos de magnetita (intensidad moderada a fuerte); (2) vetas milimétricas rellenas con biotita-cuarzo-magnetita-pirita; (3) vetas-fallas de magnetita, (4) vetas de cuarzo-magnetita; (5) disemaciones (intensidad de moderada a pervasiva; biotita±cuarzo±magnetita±pirita) y/o reemplazo total de la roca caja (magnetita ± pirita>>cuarzo, en rocas volcánicas-porfídicas y sedimentarias cornificadas). Localmente, biotita y cuarzo se presentan como matriz de brechas hidrotermales, junto con clastos de rocas porfídicas con alteración pervasiva de biotita y de magnetita de grano fino.

### **iii) Asociación actinolita≥apatito≥magnetita>cuarzo>>pirita**

Compuesta por actinolita euhedral de grano medio a grueso (0.5mm-1cm), apatito anhedral a subhedral (<2cm), cuarzo anhedral microcristalino de 0.1 mm, pirita subhedral de grano fino (0.3-1 mm), y magnetita subhedral (0.5-1 mm).

Esta asociación ocurre principalmente como matriz de brecha hidrotermal compuesta por actinolita≥apatito≥magnetita>cuarzo>>pirita. Además, se presenta en vetas milimétricas a centimétricas rellenas con actinolita ± magnetita ± cuarzo; en vetas de apatito centimétricas; y en cúmulos diseminados de actinolita grano medio de intensidad débil a moderada. Esta asociación presenta contactos rectos entre actinolita y magnetita. Adicionalmente los cristales de magnetita se desarrollan a lo largo de clivajes de actinolita. De forma similar, contactos entre magnetita y de pirita son rectos, comúnmente con pirita incluida en granos de magnetita.

### **iv) Asociación cuarzo>>epidota=plagioclasa>>feldespato K>>magnetita**

Se caracteriza por una asociación de cuarzo anhedral (<0.25 mm), plagioclasa (¿albita?) subhedral (<0.3 mm), epidota grano fino (0,1 mm) subhedral a anhedral, feldespato-K grano fino, subhedral a anhedral, y magnetita subhedral de grano fino.

Esta asociación se presenta en vetas rellenas con feldespato-K±epidota± feldespato±magnetita (<3 cm de ancho), vetas de cuarzo±feldespato, vetas de cuarzo-feldespato-magnetita (<2 cm de espesor), bandas de cuarzo-epidota, y como relleno de amígdalas en rocas volcánicas. Los cristales de biotita pertenecientes a la asociación biotita≥magnetita>pirita>actinolita son reemplazados selectivamente por epidota, que también reemplaza débil a moderadamente a hornblendas, plagioclasas y actinolitas.

### **v) Asociación (anhidrita>allanita)>calcopirita>pirita≥magnetita**

Compuesta por anhidrita subhedral (<0.3mm), allanita subhedral a anhedral (0.5-1mm), calcopirita subhedral (<6mm), magnetita subhedral (<0.3 mm) con inclusiones de calcopirita, y pirita subhedral grano medio-grueso (<8mm). Los cristales de calcopirita presentan texturas de intercrecimiento con allanita.

Esta asociación ocurre como matriz de brecha hidrotermal compuesta por anhidrita >allanita>calcopirita>pirita≥magnetita, y en vetas milimétricas de pirita-calcopirita-anhidrita(?).

Dataciones isotópicas Re-Os en molibdenita asignadas a esta asociación, entregan edades de mineralización de 127±0.5 Ma.

### **vi) Asociación vermiculita+cuarzo±pirita≥calcopirita**

Compuesta cuarzo anhedral a subhedral, vermiculita euhedral de grano fino-medio (0.5 a 1 mm), cristales de pirita subhedral de grano medio-grueso (3-7 mm) y cristales de calcopirita anhedral a subhedral de grano fino-medio (0.3 a 1 mm).

Esta asociación ocurre en vetas de potencia milimétrica compuestas de cristales de cuarzo ± vermiculita ± pirita ± calcopirita, como matriz de brecha hidrotermal compuesta de cristales de vermiculita-pirita-calcopirita. Por su parte, vermiculita también se presenta como reemplazo de cristales de biotita grano medio.



**vii) Asociación calcita>cuarzo>especularita±óxidos de cobre>>>calcopirita**

Compuesta por cuarzo anhedral de 0.1 a 3 mm de tamaño, calcita subhedral a euhedral de 0.2 a 1 cm de tamaño, specularita subhedral a euhedral de 1 mm de tamaño, óxidos de cobre (principalmente crisocola) anhedral a subhedral.

Esta asociación ocurre principalmente como matriz de brecha hidrotermal compuesta de calcita-óxidos de cobre (crisocola>>copper wad)-almagre y trazas de calcopirita. La matriz de calcita de brecha hidrotermal presenta texturas rómbicas y en mosaico. Además, calcita ocurre en vetas-fallas como fibras minerales, y vetas con clastos angulosos milimétricos a centimétricos de calcita y/o cuarzo±calcita, las que presentan texturas syntaxiales, coloformes y/o reticulares. Adicionalmente, se presenta en vetas de espesores milimétricos a centimétricos, compuestas por cristales de calcita>cuarzo>especularita. También ocurre en vetas de hasta 1 cm de potencia, compuestas de specularita en los bordes y cuarzo syntaxial en el centro, en vetas milimétricas compuestas de cuarzo en los bordes y specularita en el centro, así como también en la matriz de brecha hidrotermal de cuarzo-especularita, y localmente en forma diseminada.

### 2.3.2 Geología Estructural

De acuerdo a Creixell (2009) y Vos (2012), el Sistema de Falla Atacama (SFA) estaría representado en el área de Dominga por los lineamientos “El Tofo” y “La Higuera” (**Figura 8 y Figura 10**). El lineamiento “La Higuera” correspondería a una franja milonítica con indicadores cinemáticos compatibles con movimientos sinestrales. El lineamiento “El Tofo” corresponde a una falla desarrollada en un ambiente frágil que presenta evidencias de movimientos sinestrales, además de una componente adicional inversa. Hacia el sur, el SFA terminaría en la denominada Falla Romeral (Creixell y Arévalo, 2009), localizada cerca de 40 km al sur del proyecto de Dominga.

Otros elementos estructurales que se reconocen corresponden a conjuntos de fallas ilustradas en la **Figura 10** con: (1) rumbo preferencial NE-ENE y cinemática dextral; (2) rumbo preferencial NW y cinemática sinistral; (3) rumbo preferencial NS-NNE y cinemática normal-sinistral (Cembrano, 2006; Vos, 2012). Además, estos elementos estructurales estarían espacial y genéticamente asociados a la actividad y evolución del SFA durante el Cretácico. En este periodo, los elementos estructurales habrían conformado un dúplex de cinemática sinistral, delimitado por los lineamientos El Tofo y La Higuera (Vos, 2012).

Según lo propuesto por Veloso et al. (2017), en el área de Dominga se definieron 4 sistemas estructurales discretos y homogéneos (**Figura 10**). Estos corresponden a: (1) un sistema estructural temprano, de cinemática dextral, conformado principalmente por milonita y ultracataclasita foliada, orientadas preferencialmente N50-70°E y N80-100°E; (2) un sistema de deformación compuesto por una serie de bandas de roca deformada, las cuales forman un dúplex con cinemática sinistral. Este sistema tiene orientación preferencial N20-40°E, y correspondería al denominado lineamiento El Tofo (Creixell y Arévalo, 2009); (3) un sistema intermedio conformado por elementos estructurales con indicadores cinemáticos frágiles, como por ejemplo, superficies estriadas de deslizamiento, brechas de falla, y salbanda. Todos estos elementos pertenecen a la población N30-60°W, y en menor medida, a la población N80-100°E, todos compatibles con una cinemática sinistral; (4) un sistema tardío conformado principalmente por brecha de falla, salbanda y superficies de deslizamiento, con indicadores cinemáticos de movimiento sinistral. Estos sistemas estructurales tienen asociadas familias de vetas, y se habrían desarrollado en niveles estructurales distintos: Desde un nivel profundo para los sistemas temprano y El Tofo, hasta un nivel estructural somero para los sistemas estructurales intermedio y tardío.

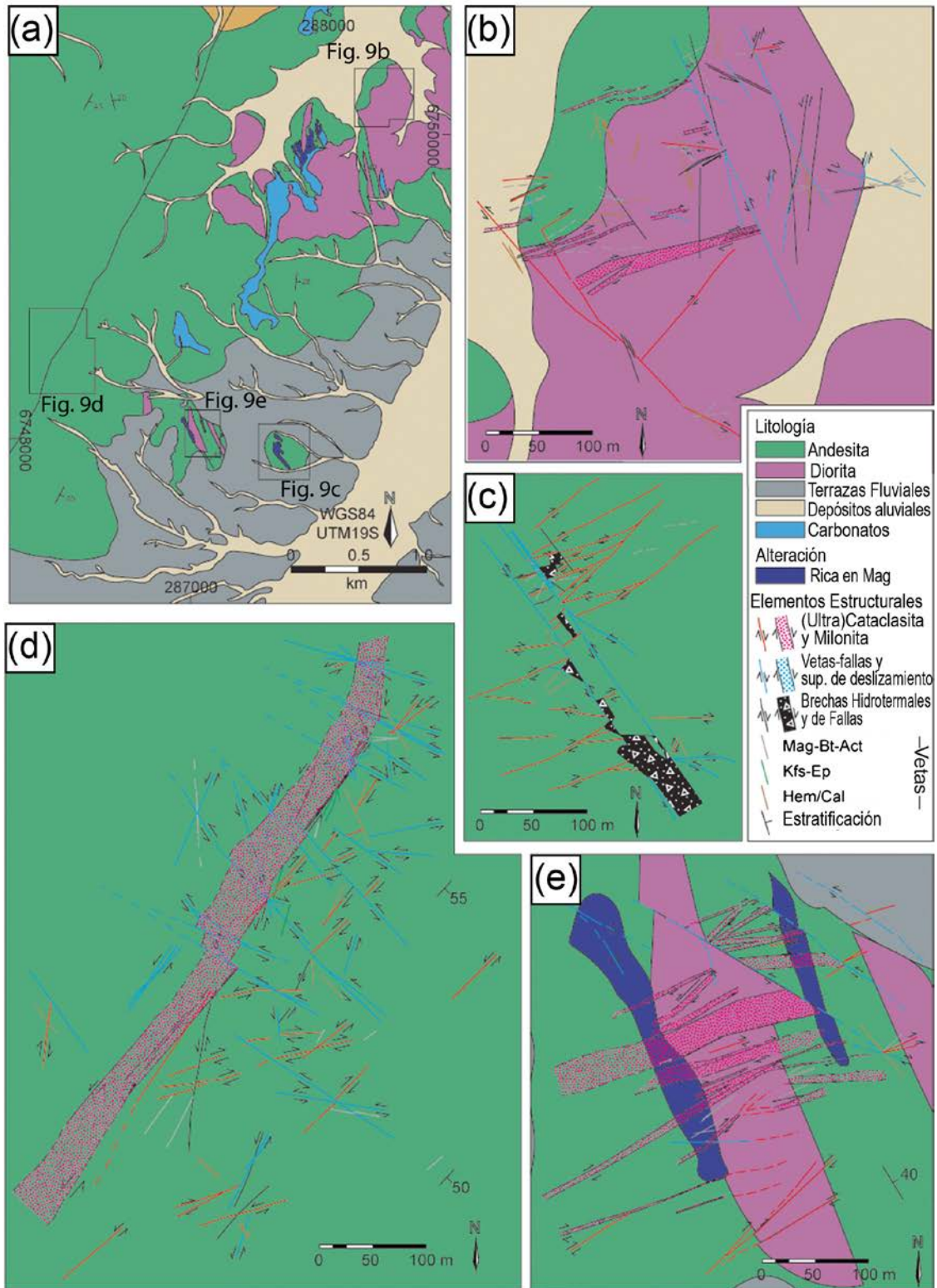


Figura 10: Mapa simplificado de la geología del distrito de Dominga. Se muestran las principales litologías junto a los distintos elementos que conforman los sistemas estructurales. Modificado de Veloso et al. (2017).

### **3. OBJETIVOS, HIPÓTESIS, UBICACIÓN Y METODOLOGÍAS**

#### **3.1 Objetivo general**

El objetivo general de este trabajo consiste en determinar la paragénesis, los patrones micro-texturales, y las señales químicas de las múltiples generaciones de magnetita que conforman la mena principal del depósito IOCG Dominga. Para ello, se complementan observaciones petro-calcográficas y datos micro-analíticos semi-cuantitativos, con el propósito de inferir la temperatura de los fluidos mineralizadores.

#### **3.2 Objetivos Específicos**

1. Describir y caracterizar las asociaciones mineralógicas paragenéticas que incluyan ocurrencia de magnetita por medio de muestras obtenidas en sondajes y en superficie.
2. Realizar una caracterización química semi-cuantitativa de los rangos de concentración de elementos mayores, menores y traza (Al, Mn, V, Ti) en distintas generaciones de magnetita.
3. Discutir los resultados obtenidos en un contexto de depósitos tipo IOCG Andinos, y determinar si los fluidos/mineralizadores poseen afinidades geoquímicas magmáticas, hidrotermales de alta/baja temperatura, y/o mixtas.

### 3.3 Ubicación y accesos

El depósito de Dominga está ubicado en la IV Región de Coquimbo, cercano al límite noroccidental con la III región de Atacama. Más específicamente, se encuentra en la provincia del Elqui, comuna de La Higuera. Para llegar desde la ciudad de Coquimbo, se debe tomar la ruta 5 hacia el norte y seguir por 60 km hasta la ruta D-110. El acceso al proyecto es por la carretera Panamericana y también, a través de caminos de tierra en buen estado, localizados aproximadamente en el kilómetro 542 de la Ruta 5 (**Figura 11**). Morfo-estructuralmente, se ubica entre el Farellón Costero y la Cordillera de la Costa.

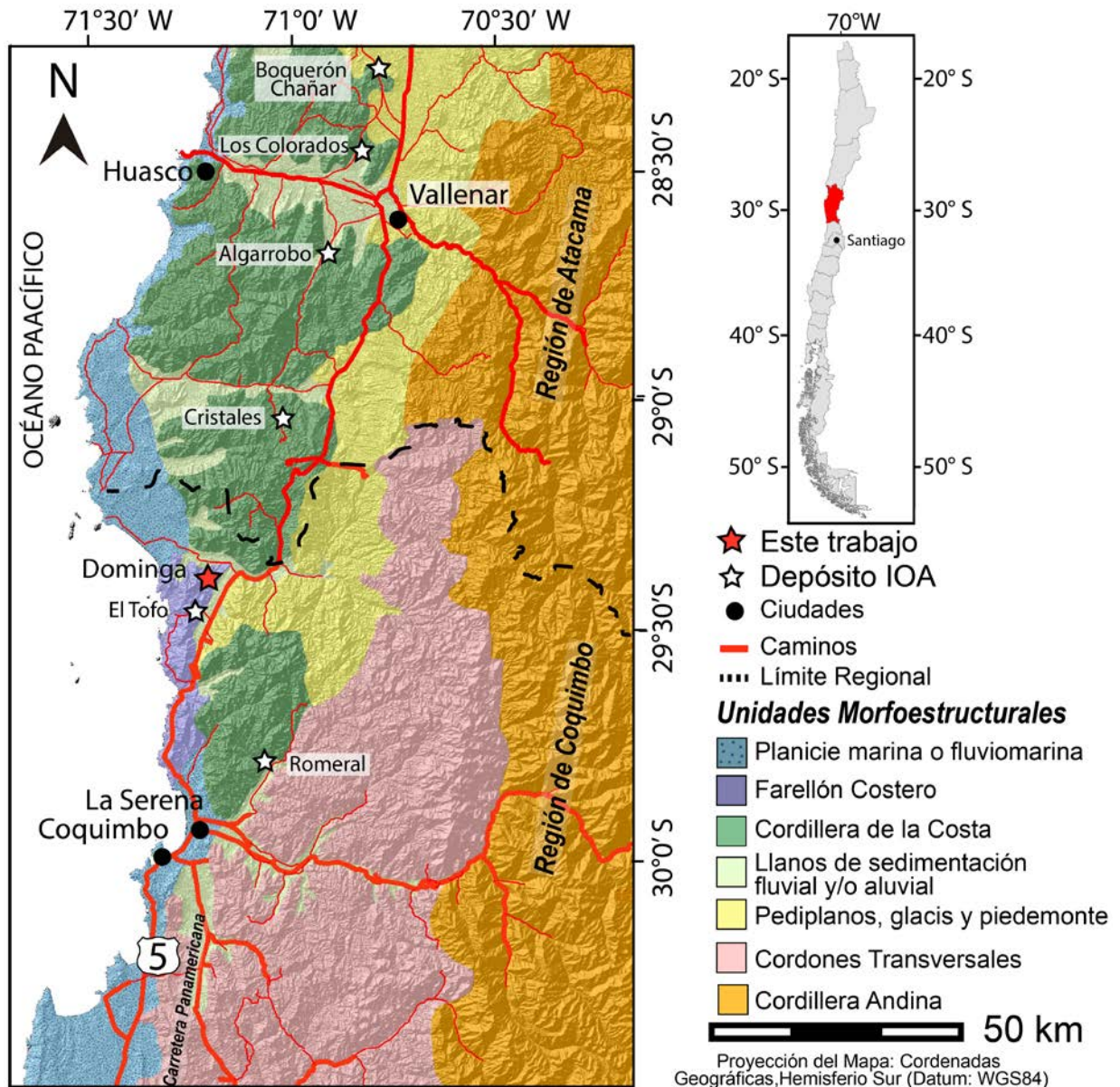


Figura 11: Mapa de ubicación del depósito de Dominga mostrando los dominios morfo-estructurales. Adicionalmente, se indican otros depósitos tipo IOA cercanos pertenecientes a la Franja Ferrífera Chilena Cretácica. Modificado de Albers (2012).

### **3.4 Hipótesis de trabajo**

Podrían existir rangos variables de concentraciones de elementos trazas (ej. Al, Ti, V, Mn) en las múltiples generaciones de magnetita del depósito en estudio, lo cual sería consistente con distintas temperaturas de formación para estos óxidos de hierro. En este contexto, la afinidad geoquímica de las magnetitas del depósito Dominga probablemente sea mixta, es decir, con componentes magmáticas e hidrotermales.



### 3.5 Métodos Analíticos

Se desarrollaron las siguientes actividades y técnicas analíticas para lograr los objetivos propuestos:

#### 3.5.1 Compilación bibliográfica

En la primera etapa de este trabajo se realizó una compilación de información bibliográfica disponible sobre los depósitos IOCG tanto en los Andes Chilenos como a nivel global. Ésta hizo especial énfasis en la química mineralógica de elementos menores y trazas en magnetitas. Complementariamente se estudiaron informes geológicos internos efectuados para el depósito Dominga, cuyo capítulo petrográfico fue realizado entre los años 2013 y 2014. Este informe contiene descripciones microscópicas y macroscópicas de algunas muestras del depósito, las cuales se utilizaron como apoyo para las interpretaciones y los modelos finales de este trabajo.

#### 3.5.2 Obtención y preparación de muestras

Para este trabajo se examinó un total de 30 cortes transparentes-pulidos, los cuales fueron obtenidos a partir de 11 sondajes y 10 muestras de superficie (**Tabla 1**). Estos fueron recolectados en distintas campañas de terreno entre los años 2011 y 2013, y procesadas por el Equipo Geológico Proyecto Dominga, Grupo Geociencias, DICTUC, Pontificia Universidad Católica de Chile. Las secciones delgadas examinadas representan dos cuerpos de mena ubicados en los sectores Norte y Sur del depósito. Estas fueron seleccionadas considerando una distribución espacial representativa y abundante presencia de mineralización de magnetita.

La **Figura 12** muestra el mapa de la geología distrital del depósito de Dominga. Además, incluye la ubicación y distribución espacial de las muestras de superficie (cuadrados con etiquetas DGXXXX), y collares de los sondajes (círculos con etiquetas DN o DS para Dominga norte y sur, respectivamente) a partir de las cuales fueron elaboradas las secciones delgadas examinadas.

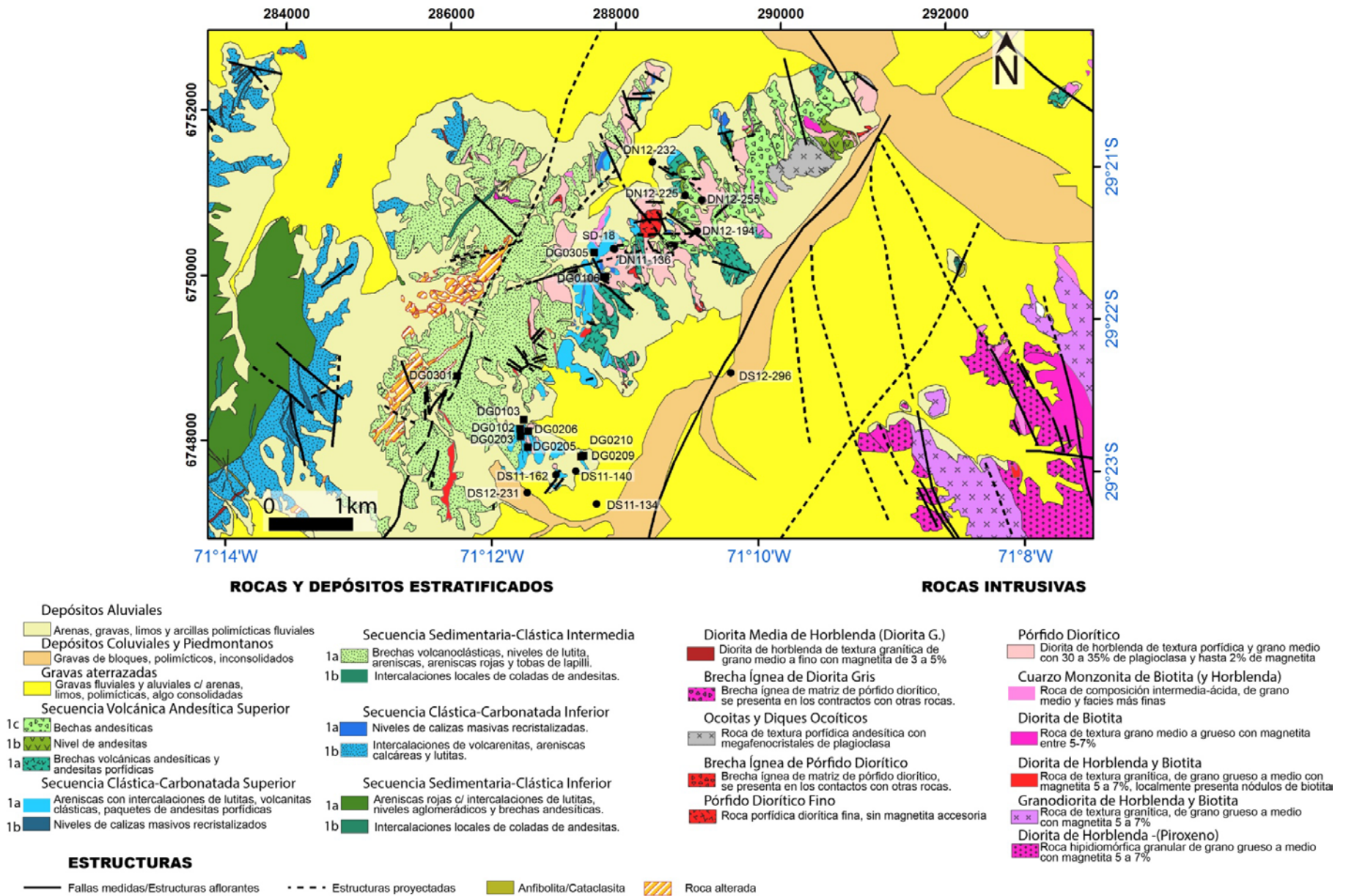


Figura 12: Mapa simplificado de la geología distrial del depósito de Dominga. Círculos indican la ubicación en superficie de los sondajes examinados. Cuadrados representan muestras de mano cuyas secciones delgadas fueron estudiadas. Tomado de equipo geológico Proyecto Dominga (2014).



Tabla 1: Código de sondajes, ubicación y profundidad de las muestras utilizadas en análisis petrográficos-calcográficos, y microscopía electrónica de barrido (SEM) en granos de magnetita. Las coordenadas corresponden a los collares.

Muestra	Sondaje	Sector	Prof. (m)	Coord. N	Coord. E	Petrografía	SEM
DG0102	-	Dominga Sur	SUPERFICIE	6.748.133	286.837	X	X
DG0103	-	Dominga Sur	SUPERFICIE	6.748.242	286.879	X	
DG0106	-	Dominga Sur	SUPERFICIE	6.749.975	287.873	X	X
DG0203	-	Dominga Sur	SUPERFICIE	6.748.040	286.842	X	X
DG0205	-	Dominga Sur	SUPERFICIE	6.747.912	286.930	X	
DG0206	-	Dominga Sur	SUPERFICIE	6.748.107	286.934	X	X
DG0209	-	Dominga Sur	SUPERFICIE	6.747.810	287.605	X	X
DG0210	-	Dominga Sur	SUPERFICIE	6.747.797	287.579	X	X
DG0301	-	Dominga Norte	SUPERFICIE	6.748.777	286.072	X	X
DG0305	-	Dominga Norte	SUPERFICIE	6.759.271	287.737	X	X
DN11-136	DN11-136	Dominga Norte	316.75	6.750.311	287.985	X	X
DN11-136(9)	DN11-136	Dominga Norte	301.34	6.750.311	287.985	X	X
DN11-136(11A)	DN11-136	Dominga Norte	308.70	6.750.311	287.985	X	
DN11-136(11B)	DN11-136	Dominga Norte	308.80	6.750.311	287.985	X	X
DN12-232	DN12-232	Dominga Norte	229.80	6.751.368	288.442	X	X
DN12-194	DN12-194	Dominga Norte	357.25	6.750.532	288.988	X	X
DN12-255	DN12-255	Dominga Norte	370	6.750.906	289.039	X	X
DN12-225	DN12-225	Dominga Sur	625.50	6.750.963	288.843	X	X
SD-18	SD-18	Dominga Sur	109.70	6.750.316	287.974	X	X
DS11-134	DS11-134	Dominga Sur	849.90	6.747.225	287.766	X	X
DS11-134(19)	DS11-134	Dominga Sur	853.44	6.747.225	287.766	X	X
DS11-134(21)	DS11-134	Dominga Sur	863.44	6.747.225	287.766	X	X
DS11-140	DS11-140	Dominga Sur	276.95	6.747.621	287.512	X	X
DS11-162	DS11-162	Dominga Sur	539	6.747.576	287.273	X	
DS12-231	DS12-231	Dominga Sur	251.70	6.747.359	286.923	X	X
DS12-231(10)	DS12-231	Dominga Sur	229.60	6.747.359	286.923	X	X
DS12-231(13)	DS12-231	Dominga Sur	232.27	6.747.359	286.923	X	X
DS12-231(17)	DS12-231	Dominga Sur	235.57	6.747.359	286.923	X	X
DS12-296(A)	DS12-296	Dominga Sur	217	6.748.813	289.395	X	X
DS12-296(B)	DS12-296	Dominga Sur	406	6.748.813	289.395	X	X

### **3.5.3 Microscopía Óptica**

Esta fase del estudio está enfocada en la caracterización petrográfica-calcográfica con especial énfasis en magnetita, la que corresponde al principal mineral de mena del depósito de Dominga. Se basa, además, en parámetros minerales como la mineralogía modal, texturas y asociaciones minerales, tamaños de granos, morfologías minerales y relaciones espaciales y temporales en la secuencia paragenética del depósito.

Las 30 muestras seleccionadas presentan ocurrencia significativa de magnetita, y corresponden a secciones delgadas transparentes-pulidas, las cuales fueron examinadas utilizando un microscopio óptico de polarización marca Olympus, modelo BX51, mediante luz transmitida y reflejada. Esto se llevó a cabo en el Laboratorio de Microtermometría e Inclusiones Fluidas y Vítreas del Centro de Excelencia en Geotermia Andina (CEGA), ubicado en el zócalo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Con el propósito de documentar las relaciones paragenéticas, mineralógicas y texturales, la caracterización mineral se realizó a través de descripciones petrográficas y calcográficas, con énfasis en la ocurrencia, tamaño, morfología y textura de las magnetitas. Estas descripciones incluyen fotomicrografías capturadas mediante un sistema digital y procesadas con el software MSHOT.

### **3.5.4 Microscopía Electrónica de Barrido**

Posterior a la observación mediante microscopía óptica, 15 secciones pulidas representativas de las tres primeras etapas de mineralización definidas por Veloso et al. (2017) fueron seleccionadas y metalizadas con carbono para su análisis mediante microscopía electrónica de barrido (SEM). Con el propósito de estudiar las morfologías y texturas de las magnetitas con mayor resolución, y realizar una caracterización química composicional semi-cuantitativa de éstas, se realizaron observaciones a través de un microscopio electrónico de barrido marca FEI, modelo QUANTA 250. Este instrumento analítico pertenece al Centro de Excelencia en Geotermia Andina (CEGA), y está ubicado en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El microscopio SEM está equipado con un espectrómetro de dispersión de energía de rayos-X (EDS), y un detector de electrones retro-dispersados (BSED). Las condiciones analíticas utilizadas en el SEM fueron las siguientes: alto vacío, voltaje de aceleración 20 kV, intensidad de corriente 80  $\mu$ A, tamaño del haz de electrones 5  $\mu$ m. Se realizaron análisis puntuales, lineales y mapas elementales mediante EDS. Estos datos fueron procesados a través del software Inca.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Asociaciones mineralógicas de mena, ganga y patrones texturales de magnetitas

Este capítulo presenta un resumen petro-calcográfico detallado de las descripciones microscópicas de rocas hospedantes y principales ocurrencias de menas. Las secciones delgadas fueron obtenidas a partir de sondajes y muestras de superficie consideradas relevantes para este trabajo (es decir, con mineralización de magnetita), y analizadas mediante microscopía de polarización para luz transmitida y reflejada, complementado con microscopía electrónica de barrido. Los cortes transparente-pulidos fueron descritos con especial énfasis en las variaciones paragenéticas y texturales de las distintas generaciones de magnetita. La descripción detallada de cada muestra estudiada se presenta en el Anexo B.

#### 4.1.1 Mineralogía de mena

En el depósito Dominga han sido identificados cuatro tipos de magnetita, las cuales se asociaron a las tres primeras etapas de alteración/mineralización definidas por Veloso et al. (2017) (sección 2.3.1): Una magnetita de grano fino (10-100  $\mu\text{m}$ ) de ocurrencia diseminada, subhedral a euhedral (magnetita I, **Figura 13A, C y E**) relacionada con la etapa I. Esta se encuentra reemplazada incipientemente por hematita a través de finas lamelas desarrolladas a lo largo de tres orientaciones cristalográficas preferenciales (**Figura 13B**). Con menor frecuencia, puede presentarse como un componente minoritario en forma de pequeñas inclusiones dentro de fenocristales de plagioclasa.



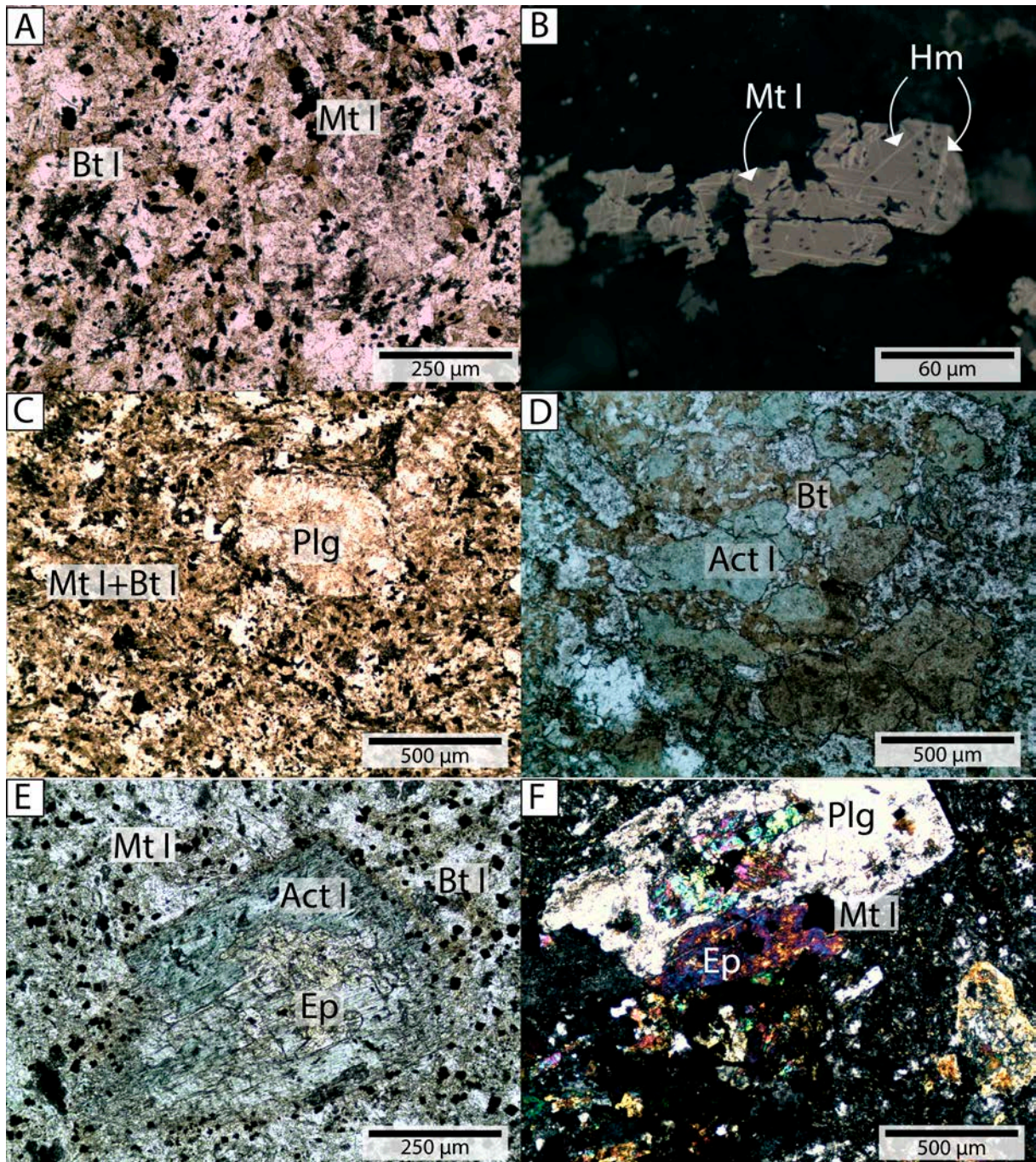


Figura 13: Fotomicrografías de secciones delgadas documentando las relaciones paragenéticas del primer evento de alteración/mineralización en el depósito de Dominga. Se muestran andesitas y dioritas porfídicas examinadas a luz transmitida y reflejada. **A y B** corresponden a fotomicrografías de la muestra DG0102 (superficie). **A)** Asociación magnetita I-biotita I subidiomorfas, de grano fino ( $\leq 10 \mu\text{m}$ ) diseminadas en masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasas. Luz transmitida, aumento 10x, nícoles paralelos. **B)** "Martita" desarrollada en cristal de magnetita a lo largo de planos cristalográficos preferenciales. Luz reflejada, aumento 40x, nícoles paralelos. **C)** Muestra DG0103 (superficie). Magnetita I asociada espacialmente con biotita I, ambas diseminadas y alterando intensamente la masa fundamental de andesita porfídica hospedante. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. **D)** Muestra DG0106 (superficie). Cristal de actinolita I atravesado y rodeado por biotita I de grano fino. Luz

*transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. E y F corresponden a fotomicrografías de muestra DG0203 (superficie). E) Reemplazo pseudomorfo de plagioclasa por actinolita que a su vez es sucedida por epidota anhedral desarrollándose en el centro de cristal. Notar los diminutos cristales cúbicos y equigranulares de magnetita que ocurren diseminados en la masa fundamental de la roca huésped. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. F) Fenocristal grueso de plagioclasa parcialmente reemplazado por asociación epidota-magnetita. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles cruzados. Abreviaciones minerales: Act=actinolita, Bt=biotita, Ep=epidota, Hm=hematita, Mt=magnetita, Plg= plagioclasa.*

Se reconoció un segundo tipo de magnetita (magnetita II) relacionada con la etapa principal de precipitación de hierro (IIa) la cual se presenta en superficie como rocas de hierro bandeado (**Figura 14**), compuestas por agregados cristalinos acumulados cortando fenocristales primarios de plagioclasa (**Figura 15A**). En Dominga sur a profundidades mayores a 200m, se observan como vetillas (**Figura 15B**) con finas lamelas de exsolución de ilmenita y rutilo (**Figura 15 C y Figura 16A, B**). Mientras que en Dominga norte a profundidades de 300m, estas fueron reconocidas como reemplazos semi masivos de la roca huésped por magnetita II atravesando cristales de pirita II (**Figura 15 E, F**) a su vez siendo cortados y reemplazados por calcopirita (**Figura 15 E**).

Estos dos tipos de magnetita (I y II) están asociados con biotita secundaria precipitada en las rocas andesíticas hospedantes pertenecientes a la Formación Punta del Cobre y al Complejo Hipabisal Diorítico. Adicionalmente, en la masa fundamental de las rocas andesíticas hospedantes, las relaciones de corte indican que la magnetita II y biotita II de grano grueso son posteriores a las fases minerales similares de grano fino. Vetas rellenas con la asociación mineral rica en magnetita II y biotita II cortan rocas con magnetita I y biotita I diseminadas.

Se identificó una tercera generación de magnetita (magnetita III) la cual está presente como cemento de brecha hidrotermal (**Figura 15G, H**), soportando cristales centimétricos de actinolita II y apatito ( $\pm$ escapolita) asociadas al evento IIb de alteración/mineralización. Este tipo de magnetita presenta inclusiones de óxidos (rutilo e ilmenita) (**Figura 15I**) e intercrecimientos vermiculares de rutilo e ilmenita (**Figura 16C**). De acuerdo a Veloso et al. (2017), observaciones de campo indican que las brechas hidrotermales con matriz rica en actinolita + magnetita + apatito cortan rocas alteradas por (y vetas rellenas con) la asociación mineral rica en magnetita + biotita de grano grueso.



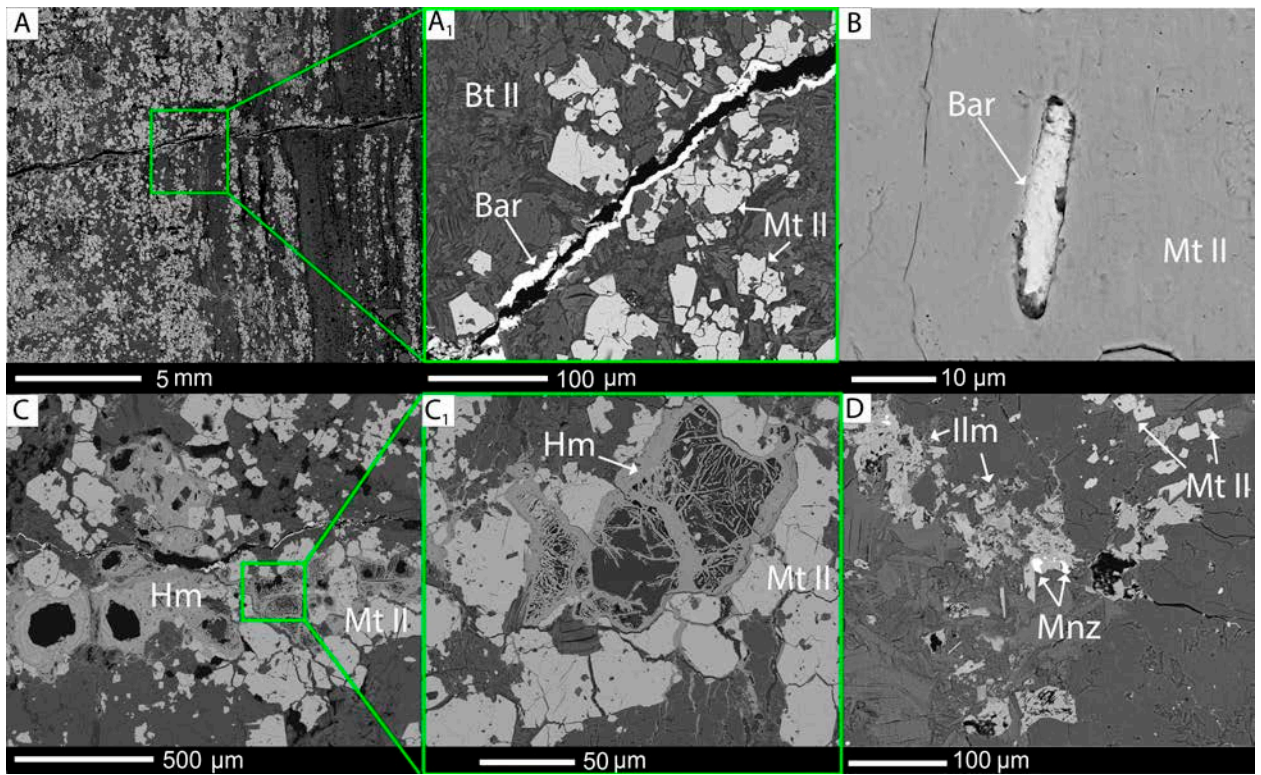


Figura 14: Imágenes SEM de electrones retro-dispersados (BSE) mostrando reemplazos y ocurrencias minerales indetectables mediante microscopía óptica en las muestras DG0205 y DG0206 **A)** Aspecto general de la sección delgada DG0205. Micro-fractura truncando finas laminaciones de magnetita y silicatos **A<sub>1</sub>)** Acercamiento de la foto anterior **B)** Pequeña inclusión alargada de baritina dentro de magnetita. **C)** Cristales de magnetita II corroídos y reemplazados por hematita fibrosa tardía. Además se observa biotita fracturando cristal de magnetita. **C<sub>1</sub>)** Acercamiento de la fotografía anterior. Granos de magnetita significativamente reemplazados por hematita con núcleos fibrosos **D)** Ilmenita anhedral con pequeñas inclusiones subhedrales de monazita.

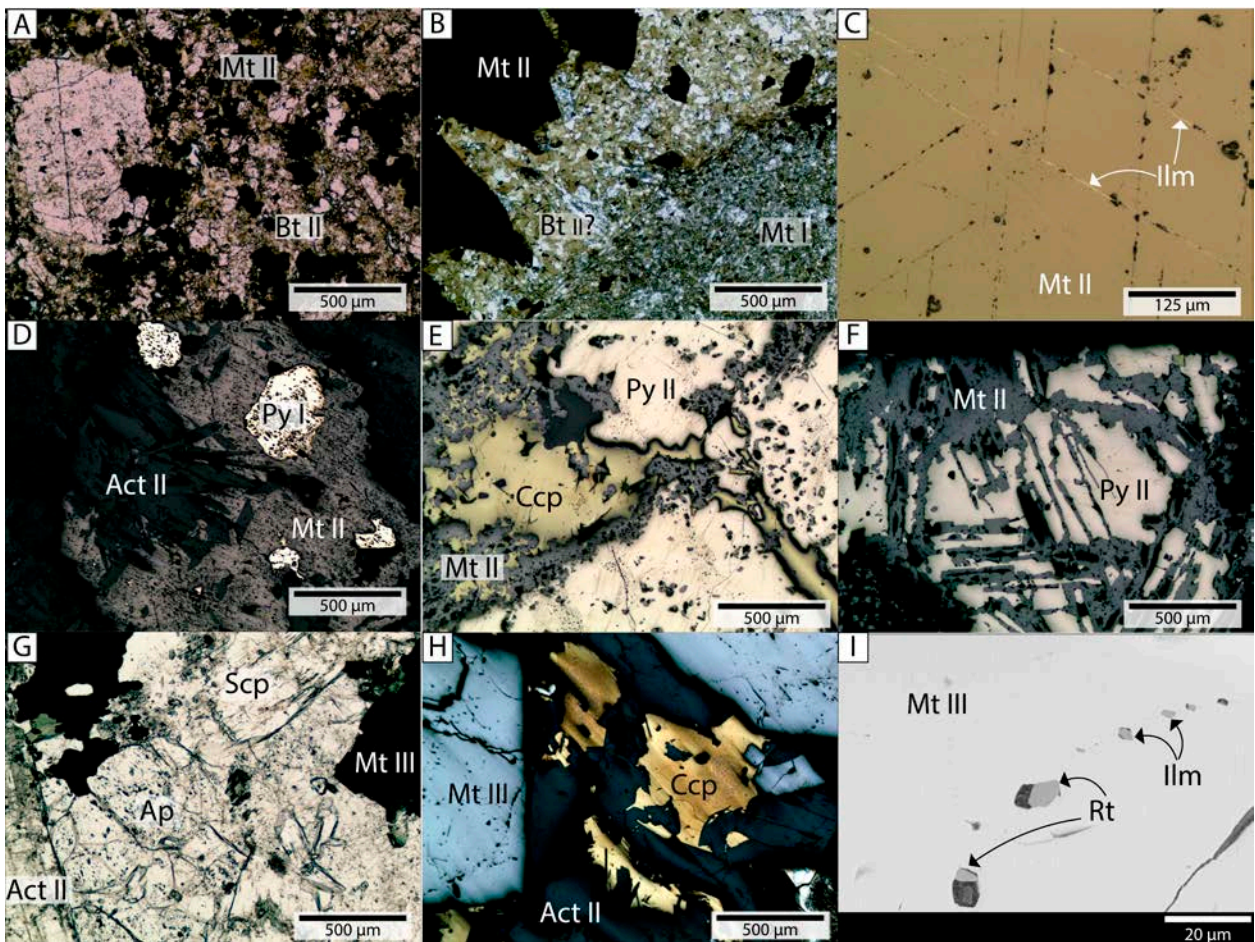


Figura 15: Fotomicrografías de secciones delgadas documentando las relaciones paragenéticas del segundo evento de alteración/mineralización en el depósito de Dominga. **A)** Muestra DG0206 (superficie). **B)** Muestra DS12-231(17) (235.57 m). Vetilla de magnetita II con halo de biotita II cortando masa fundamental de pórfido andesítico alterada por finos cristales de biotita I y magnetita I diseminadas. Luz transmitida, aumento 5x, nicoles paralelos. **C)** Muestra DS12-231(17) (235.57 m). Magnetita II rellenando vetilla que presenta exsoluciones lamelares de ilmenita en tres orientaciones preferenciales. Luz reflejada (polarizadores cruzados y desajustados 40°). **D)** Cristales subhedrales de pirita I englobados por magnetita II cortada por cúmulo tardío de actinolita II con hábito acicular. **E)** Muestra DN11-136 (11B) (308.8 m). Magnetita II y pirita II masivas reemplazadas y truncadas por vetilla tardía de calcopirita. Luz reflejada, aumento 5x, nicoles paralelos. **F)** Muestra DN11-136 (11A) (308,7 m). Fotomicrografía de cuerpos semi-masivos de hierro. Se muestra un reemplazo total de la roca huésped por pirita (Py) subsecuentemente cortada y englobada por magnetita maciza (Mt). Luz reflejada, aumento 5x, nicoles paralelos. **G)** Muestra DS11-140 (276.95 m) Asociación magnetita III-apatito-actinolita II-escapolita mostrando intercrecimiento de cristales gruesos. Luz transmitida, aumento 5x, nicoles paralelos. **H)** Muestra DS12-231 (251.7 m). Brecha de magnetita III+actinolita II+apatito±calcopirita. Se observan cristales gruesos de magnetita III soportando cristales de actinolita II, también se muestran cristales de calcopirita anhedral sobrepuesta a la actinolita, indicando que es el mineral más tardío. Luz reflejada, aumento 5x, nicoles paralelos. **I)** Muestra DS12-231 (251.7 m). Imagen de electrones retrodispersados (BSE). Inclusiones micrométricas de rutilo e ilmenita contenidas en magnetita III. Abreviaciones minerales: Act=actinolita, Ap= apatito, Bt= biotita Ccp=calcopirita, Ilm= ilmenita, Mt= magnetita, Py= pirita, Rt= rutilo, Scp= escapolita.



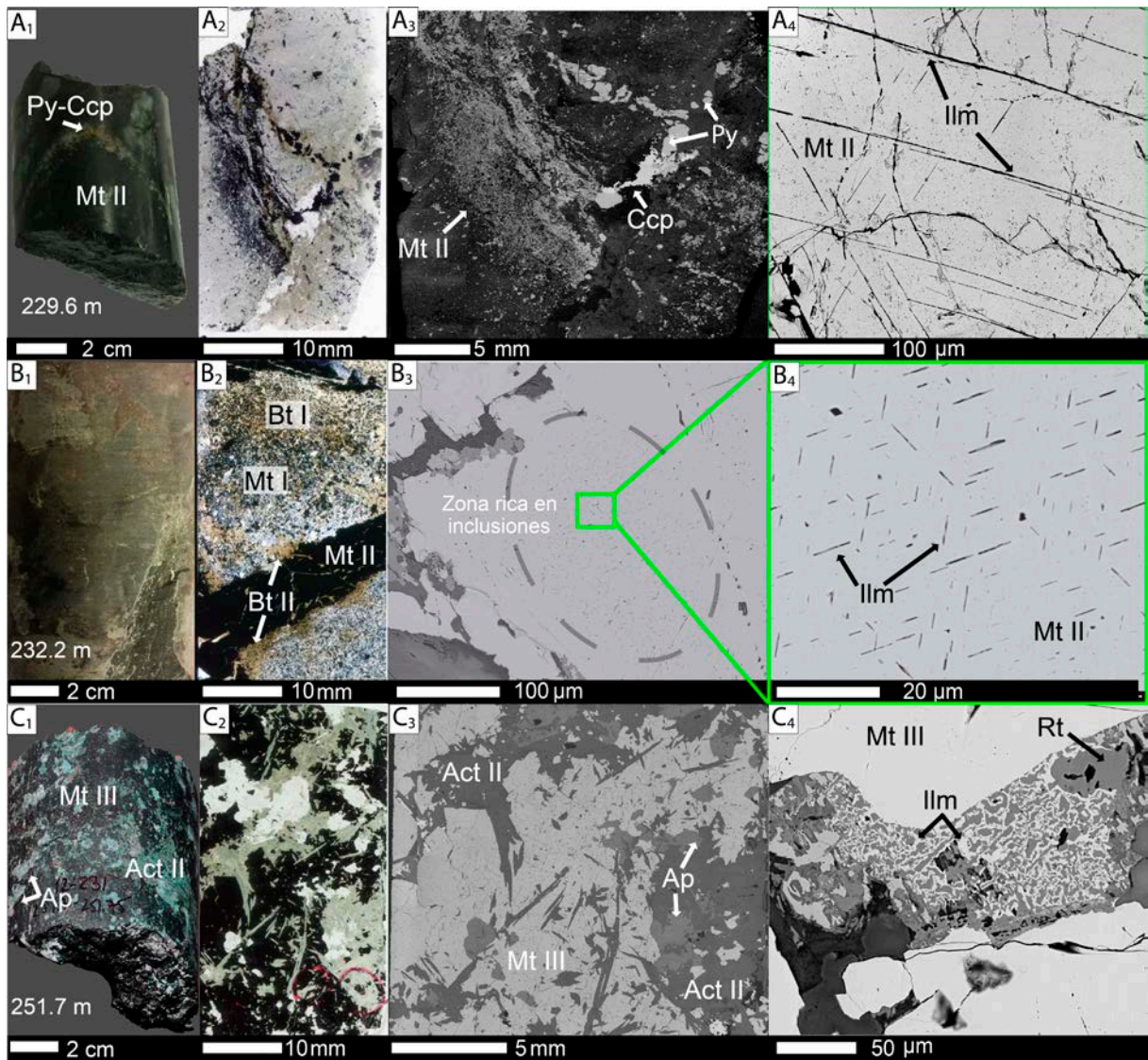


Figura 16: Variaciones texturales y mineralógicas en profundidad para el sondaje DS12-231 (230-250 m). **A<sub>1</sub>)** Reemplazo pervasivo de roca volcánica alterada por magnetita II cortada por vetilla tardía rellena con pirita y calcopirita. **A<sub>2</sub>)** Vista general de la sección delgada. Vetilla rellena por magnetita II con halo de biotita II. **A<sub>3</sub>)** Vetilla de magnetita II en contacto con vetilla de pirita-calcopirita, ambas cortando masa fundamental. **A<sub>4</sub>)** Vetilla rellena con magnetita II. Notar la textura reticular de las exsoluciones lamelares de ilmenitas muy finas en la magnetita II. **B<sub>1</sub>)** Aspecto macroscópico del tramo 232.2 m del sondaje **B<sub>2</sub>)** Detalle de vetilla rellena con magnetita maciza penetrada por biotita y reemplazada en sus bordes por rutilo-ilmenita-titanita. **B<sub>3</sub>)** Circunferencia mostrando zona rica en inclusiones de ilmenita. **B<sub>4</sub>)** Detalle de zona rica en finas inclusiones aciculares de ilmenita orientadas en 3 direcciones preferenciales. **C<sub>1</sub>)** Gruesos cristales de actinolita intercrecidos y soportados por magnetita masiva. **C<sub>2</sub>)** Aspecto general de la sección delgada. **C<sub>3</sub>)** Actinolita masiva intercrecida con cristales subhedrales de clorapatito soportadas/cementadas por magnetita gruesa masiva. **C<sub>4</sub>)** Textura de intercrecimiento vermicular entre rutilo e ilmenita desarrollado en hospedado en magnetita maciza. imagen de electrones retro-dispersados (BSE) de diferentes granos de magnetita y sus asociaciones minerales. Abreviaciones minerales: Ap=apatito, Bt=biotita, Ccp=calcopirita, Ilm=ilmenita, Mt=magnetita, Py=pirita, Rt= rutilo.



Finalmente, un cuarto tipo de magnetita (magnetita IV) fue identificada como cristales individuales reemplazados por calcopirita (**Figura 17A**), y en ocasiones en forma de cristales subhedrales de hasta 0.6 mm con contactos simples de borde recto con pirita III (**Figura 17B**). Adicionalmente, fue reconocida rellenando delgadas vetillas con inclusiones de pirita III + calcopirita (**Figura 17C**) y en amígdalas junto con cuarzo-epidota-albita (**Figura 17F**). Este último tipo de magnetita se ha asociado indistintamente con las sub-etapas de alteración/mineralización IIIa y IIIb

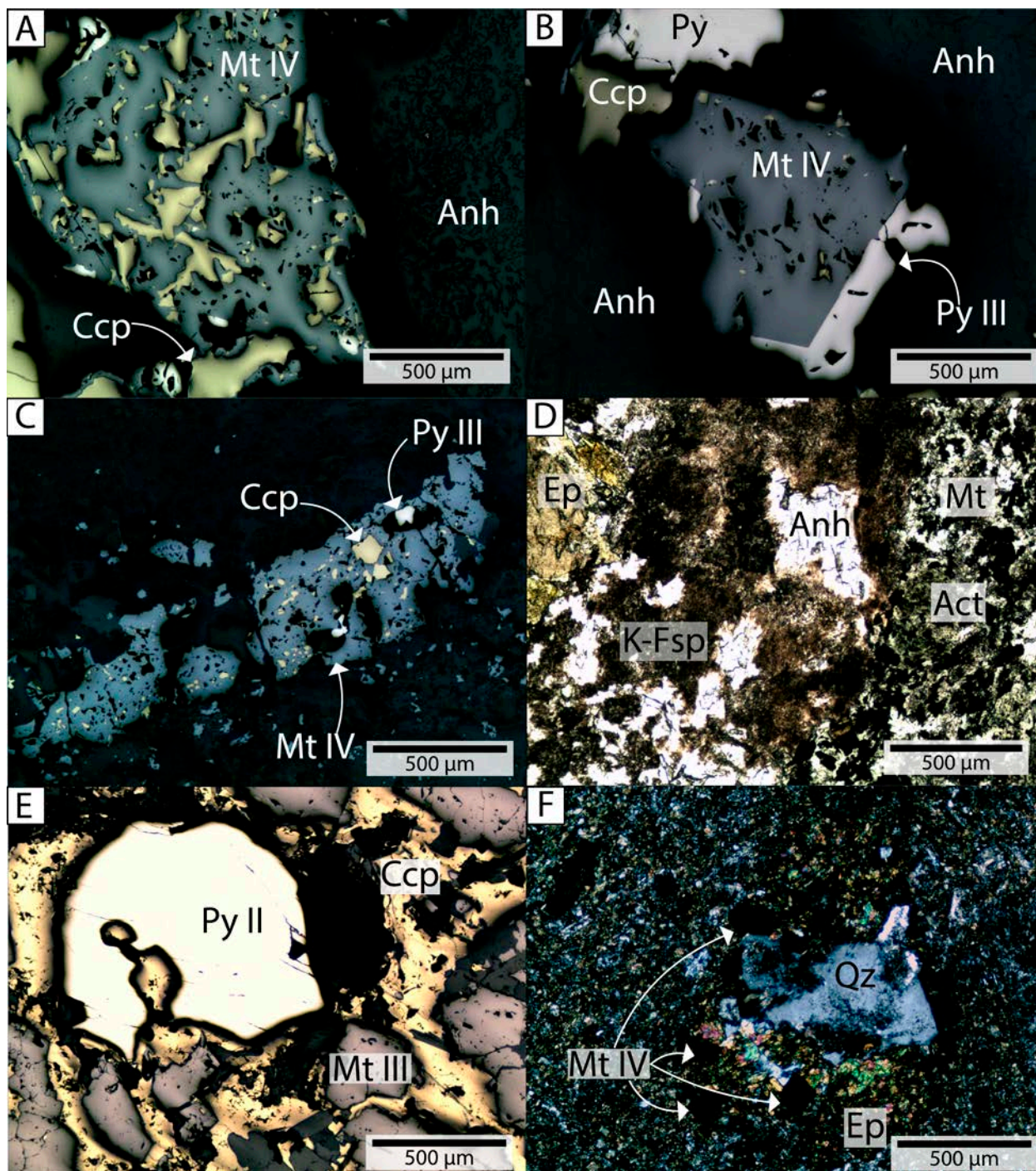


Figura 17: Fotomicrografías de secciones delgadas documentando las relaciones paragenéticas del tercer evento de alteración/mineralización en el depósito de Dominga. **A**, **B** y **C** corresponden a

fotomicrográficas de la muestra DS11-134 (19) (853.44 m). **A)** Calcopirita tardía reemplazando cristal de magnetita III contenido en vetilla de anhidrita. Adicionalmente, se observa menor pirita reemplazando los bordes del mismo cristal. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **B)** Magnetita IV en contacto con pirita III mediante borde recto simple, indicando co-precipitación. Además presenta inclusiones diminutas de calcopirita, todos contenidos en vetilla de anhidrita. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **C)** Vetilla de magnetita IV con pequeñas inclusiones de pirita III y calcopirita, indicando precipitación sincrónica. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **D)** Muestra DS11-134 (21) (863.64 m). Feldespato potásico junto con epidota y anhidrita relleno de vetilla que trunca la asociación magnetita-actinolita. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **E)** Muestra SD-18 (109.7 m). Magnetita III y pirita II soportadas por calcopirita tardía intersticial. Luz reflejada, aumento 5x, nícoles paralelos. **F)** Muestra DN12-194 (357.25 m). Amígdala rellena por asociación cuarzo-epidota-magnetita IV. Luz transmitida, aumento 5x, nícoles paralelos. Abreviaciones minerales: Act=actinolita, Anh=anhidrita, Aln=allanita, Bt=biotita, Ccp=calcopirita, Ep=epidota, K-fsp=feldespato potásico Mt=magnetita, Py=pirita, Qz=cuarzo

#### 4.1.2 Mineralogía de ganga

Los productos de alteración predominantes en Dominga incluyen principalmente abundante biotita y actinolita. Han sido reconocidas dos tipos de biotita, pequeños cristales de biotita diseminada (biotita I) asociados a magnetita I pre-mineralización (**Figura 13A**), y usualmente observadas en niveles someros. El segundo tipo corresponde a una cristalización de biotita de mayor tamaño (biotita II) más tardía y sincrónica con la mena (magnetita II), alterando las secuencias andesíticas de la Formación Punta del Cobre (**Figura 15A**), pórfidos dioríticos y también como halo de vetillas de magnetita (**Figura 15B y 15A, B**). Por su parte, la actinolita es observada como reemplazo selectivo de fenocristales primarios de plagioclasa (actinolita I) cortados por biotita I y/o epidota (**Figura 13D, E**). Un evento tardío de actinolita que sucede las alteraciones previamente descritas, está presente como cristales centimétricos aciculares a prismáticos (actinolita II) cortando cristales de magnetita II (**Figura 15D**) o intercrecidos con cristales de apatito ± escapolita soportados por magnetita III en cuerpos de brecha (**Figura 15 G, H y Figura 16C**). Los cristales de escapolita fueron analizados químicamente mediante espectroscopía dispersiva de energía de rayos X (EDS) donde se reconoció una solución sólida entre escapolita Na y Ca, con predominancia de Na sobre el Ca.

Finalmente, se observó feldespato potásico relleno de vetillas en asociación con cristales de epidota, magnetita IV y calcopirita las cuales cortan rocas hospedantes previamente alteradas por la asociación magnetita-actinolita (**Figura 17D**). Las relaciones de corte entre minerales indican que el feldespato potásico, epidota, y cristales de grano medio a grueso de magnetita IV suceden la etapa II de alteración/mineralización. Relaciones espaciales entre minerales sugieren que el crecimiento de anhidrita-allanita ocurrió tardíamente durante esta etapa, probablemente contemporáneas o pene-contemporáneas con la cristalización de calcopirita-pirita III. No obstante, relaciones de corte entre las asociaciones paragenéticas feldespato K-epidota y anhidrita-allanita- son opuestas en ciertos lugares, aunque ambas son posteriores a la precipitación de actinolita II. Vetas rellenas con feldespato-K ± epidota ± magnetita IV cortan comúnmente las brechas hidrotermales con matriz de actinolita II + magnetita III + apatito.

En la **Tabla 2** se muestra un resumen de las principales asociaciones mineralógicas de mena reconocidas en cada sección delgada inspeccionada, además del tipo de alteración hidrotermal que acompaña la mineralización.

**Tabla 2:** Principales asociaciones mineralógicas y tipos de alteración para el Depósito de Dominga.

Muestra	Profundidad (m)	Mineralización asociada	Asociación mineral de alteración	Tipo de alteración
DG0102	SUPERFICIE	Mt ± (Hm)	Bt (±Chl ± Ttn ± Ep)	K(-Ca)
DG0103	SUPERFICIE	Mt (±Py ± Hm)	Bt ± Feld-K ± Qz ± Ep (±Act ± Bar)	K(-Ca)
DG0106	SUPERFICIE	(Mt)	Bt + Act (Feld-K ± Chl ± Ttn ± Ab ± Escap)	K(-Ca-Na)
DG0203	SUPERFICIE	Mt (±Hm)	Act + Ep + Qz ± Bt (±Lim)	Ca (-K)
DG0205	SUPERFICIE	Mt ± Hm (±Py ± Ccp ± Rt ± Ilm)	Bt + Qz + Lim (Chl ± Mz)	K
DG0206	SUPERFICIE	Mt ± Hm ± Ilm	Bt + Qz + Lim ± Bar	K
DG0209	SUPERFICIE	Mt (±Ilm ± Ccp)	Feld-K ± Act	K(-Ca)
DG0210	SUPERFICIE	Mt	Act + Ap + Qz (±Bt ± Chl ± Ser ± Ar)	Ca(-K)
DG0301	SUPERFICIE	Ti-Mt	Cpx + Ab + Bt + Escap ± F-Ap	Na-Ca-K
DG0305	SUPERFICIE	Mt ± Rt	Feld-K (±Ab ± Qz ± Al?)	K(-Na)
SD-18	109.70	Mt + Py ± Ccp	Qz + Ep-Czo-All + Bt ± Chl	Ca-K
DN12-232	229.80	Mt + Py	Bt + Qz + Kfs	K-
DN11-136(9)	301.34	Mt + Py ± Ccp	Bt + Act + Qz + Ep ± Chl	Ca-K
DN11-136(11A)	308.70	Mt + Py + Ccp	Bt + Qz ± Ap (±Act ± Chl)	K(-Ca)
DN11-136(11B)	308.80	Mt + Py + Ccp	Bt + Qz (±Ep)	K(-Ca)
DN11-136	316.75	Mt ± Py ± Ccp	Act + Ap + Qz	Ca
DN12-194	357.25	Mt (±Py ± Ccp)	Bt + Ep + Act + Ab ± Ttn ± Chl	Na-Ca-K
DN12-255	370	Mt + Py (±Ccp)	Act + Bt ± Yes	Ca-K
DN12-225	625.50	Mt + Py ± Ccp	Feld-K + Qz + Chl ± Bt ± Ser (±Carb ± Ep)	K(-Ca)
DS12-296(A)	217	Mt (± Py ± Ccp)	Act + Bt ± Chl (±Carb ± Ser ± Th)	Ca-K
DS12-296(B)	406	Mt + Py (±Ccp)	Bt + Act + Qz (±Carb)	Ca-K
DS12-231(10)	229.60	Mt ± Py ± Ccp	Bt + Act + Qz ± Chl	K(-Ca)
DS12-231(13)	232.27	Mt (±Ilm ± Rt ± Py ± Ccp)	Bt + Feld-K ± Qz (±Chl ± Mz)	K
DS12-231(17)	235.57	Mt ± Py ± Ccp	Bt + Feld-K + Qz (±Act ± Chl)	K
DS12-231	251.70	Mt + Mt (±Ilm ± Rt ± Py ± Ccp)	Act + Ap + Qz ± Bt (±Chl)	Ca(-K)
DS11-140	276.95	Mt ± Ccp	Escap + Act + Bt ± Ap ± Qz (± Ep ± Ar)	Na-Ca-K
DS11-162	539	Mt + Py ± Ccp (±Spec)	Act + Feld-K + Qz ± Chl (±Ep)	Ca-K
DS11-134	849.90	Mt + Py + Ccp (± Cc(?) ± Ilm)	Ep+ Escap + Bt + Feld-K ± Anh (±Ttn)	Na-Ca-K
DS11-134(19)	853.44	Mt + Ccp ± Py	Anh + Ep-All + Act ± Chl ± Bt	Ca(-K)
DS11-134(21)	863.44	Mt (±Py ± Ccp)	Feld-K + Act + Ep-All + Chl + Qz + Ar ± Anh	K(-Ca)

*Nota: Minerales y tipos de alteraciones entre paréntesis tienen menor abundancia relativa. Abreviaciones: Ab= Albita, Act= Actinolita, Anh= Anhidrita, Bt= Biotita, Bar= Baritina, Carb= Carbonato, Chl= Clorita, Cpx= Clinopiroxeno, Ep= Epidota, Scp= Escapolita, Feld-K= Feldespato Potásico, Qz= Cuarzo,*

## 4.2 Química mineral semi-cuantitativa de las magnetitas

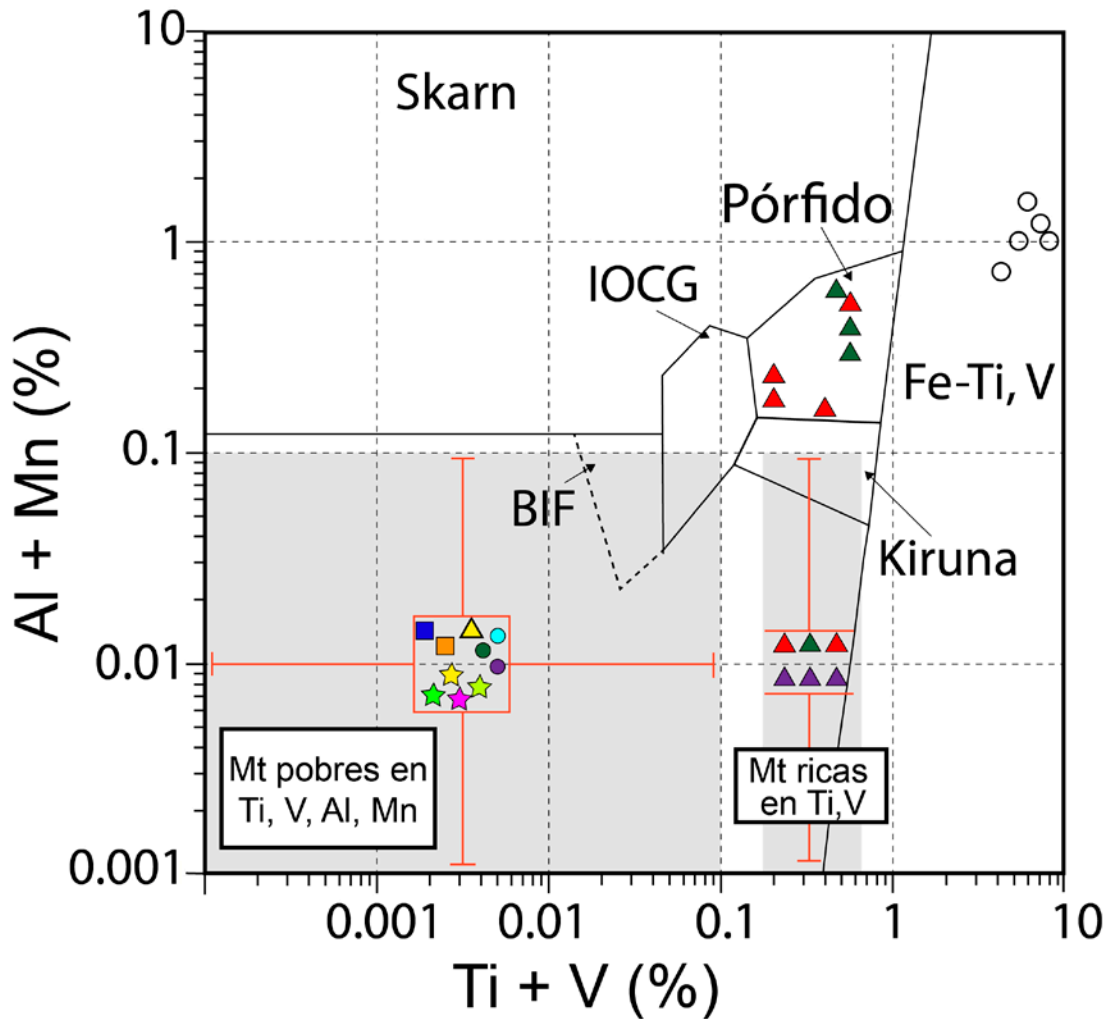
Los principales elementos detectados en el microscopio electrónico de barrido mediante espectroscopia dispersiva de rayos-X (EDS), a parte de los componentes mayoritarios Fe y O, corresponden a V, Ti, Al y Mn. Los datos obtenidos se graficaron en el diagrama discriminante de temperaturas y ambientes de formación para magnetitas (Dupuis y Beaudoin 2011; Nadoll et al., 2014), tanto ígneas como hidrotermales. Este diagrama muestra las concentraciones de aluminio (Al) más manganeso (Mn) versus titanio (Ti) más vanadio (V) de las magnetitas analizadas.

Se muestra a continuación en la **Figura 18** dicho diagrama. El campo correspondiente a nelsonitas (depósitos de Fe-Ti, V) indica magnetitas formadas en ambientes con temperaturas magmáticas. Mientras que el campo de pórfidos representa magnetitas precipitadas en ambientes hidrotermales de alta temperatura (<650°C). Finalmente, los campos de yacimientos tipo Kiruna (IOA) e IOCG corresponden a magnetitas formadas en ambientes hidrotermales de menor temperatura, de acuerdo a Dupuis y Beaudoin 2011 y Nadoll et al. (2014). Cabe destacar que los valores graficados son referenciales, e indican principalmente presencia o ausencia (elemento detectado o no detectado) de dichos elementos. El método analítico utilizado en este estudio (SEM-EDS) es semi-cuantitativo, debido a la carencia de un estándar interno. Sin embargo, al ser aplicado en magnetitas se pueden obtener rangos aproximados de concentraciones de elementos menores y trazas presentes, con límite de detección de alrededor de 0.1% (~1000 ppm).

No se identificaron variaciones sistemáticas marcadas de elementos menores y/o trazas en los granos individuales de magnetita analizados. No obstante, se observa una tendencia decreciente de sur a norte a nivel del depósito en estudio. Las muestras con mayores concentraciones de V, Ti, Al y Mn se encuentran ubicadas en la porción sur del depósito en estudio (**Figura 12**). La muestra de superficie DG0301 cae en el campo de magnetita con afinidad magmática, presentando valores de Ti+V entre 5-8% aproximadamente y de Al+Mn 0.8-1.4%. Estos granos de magnetita ocurren como abundantes diseminaciones finas asociadas a un pórfido diorítico de clinopiroxeno. La magnetita correspondiente al sondaje DS12-231 se concentra generalmente en el campo de pórfidos, con rangos aproximados de Ti+V entre 0.2-0.5% y Al+Mn 0.2-0.4%. En este sondaje el estilo de mineralización y su asociación mineral de alteración relacionada varía en profundidad. En los 251.7 m presenta una brecha cementada por magnetita masiva soportando intercrecimientos de actinolita gruesa, masiva, y prismática, con cristales de clorapatito. Hacia niveles más someros existe una transición hacia magnetita maciza relleno vetillas asociada a abundante biotita grano fino a medio. En ambas ocurrencias se detectaron rangos similares de concentraciones para los elementos de interés. Por otro lado, las muestras ubicadas en el sector norte de Dominga no presentan contenidos detectables de los elementos discriminantes. Esto implica que las concentraciones de estos elementos son menores al límite de detección, el cual es bastante elevado (~0.1%) para este tipo de análisis. Sin embargo, este diagrama es aplicado como una primera aproximación de carácter semi-cuantitativa.



Los resultados obtenidos en los análisis realizados mediante SEM en granos de magnetita de las muestras analizadas se presentan en el Anexo C.



<b>Norte</b>		<b>Sur</b>	
● <b>DG0106</b>	Etapa I ( <i>Mt I</i> )	○ <b>DG0301</b>	Pórfido diorítico de Cpx
● <b>DG0305</b>		● <b>DG0102</b>	Etapa I ( <i>Mt I</i> )
★ <b>DN11-136(9)</b>	Etapa IIa ( <i>Mt II</i> )	★ <b>DG0205</b>	Etapa IIa ( <i>Mt II</i> )
★ <b>DN11-136(11A)</b>		★ <b>DG0206</b>	
▲ <b>DN11-136</b>	Etapa IIb ( <i>Mt III</i> )	▲ <b>DG0210</b>	Etapa IIb ( <i>Mt III</i> )
■ <b>DN12-194</b>	Etapa IIIa ( <i>Mt IV</i> )	▲ <b>DS12-231(17)</b>	
		▲ <b>DS12-231</b>	
		■ <b>DS11-134(19)</b>	Etapa IIIb ( <i>Mt IV</i> )

Figura 18: Diagrama discriminante Ti+V vs. Al+Mn en el cual se grafican las concentraciones obtenidas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) en diferentes cristales de magnetitas del depósito Dominga. Los campos de referencia están tomados de Dupuis y Beaudoin (2011). El área sombreada representa muestras con contenidos de Al+Mn y Ti+V bajo el límite de detección.

### 4.3 Mapas elementales mediante espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDS)

En esta sección se presentan mapas de rayos X obtenidos mediante espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDS) la distribución de los elementos menores y traza de interés (Ti, V, Al, Mn) detectados en las magnetitas mediante SEM. Para eso, se analizaron varios granos de magnetitas relacionados con la asociación que presenta la mayor proporción modal de hierro.

En el sondaje DS12-231 se identificaron microtexturas de intercrecimientos correspondientes a exsoluciones lamelares de ilmenita (de hasta unos cuantos micrómetros de ancho) con patrón reticular, hospedadas en magnetitas masivas que parecen ser composicionalmente homogéneas. Mediante mapas EDS se detectó una concentración preferencial del Ti asociada a este producto de exsolución, y con menor claridad también para el V. Se aprecia un comportamiento similar para los intercrecimientos vermiculares observados en el mismo sondaje (**Figura 19A**). El V y Ti se concentran en las fases minerales con textura simplectítica. Estos elementos parecieran estar desacoplados en cierta medida con el hierro.



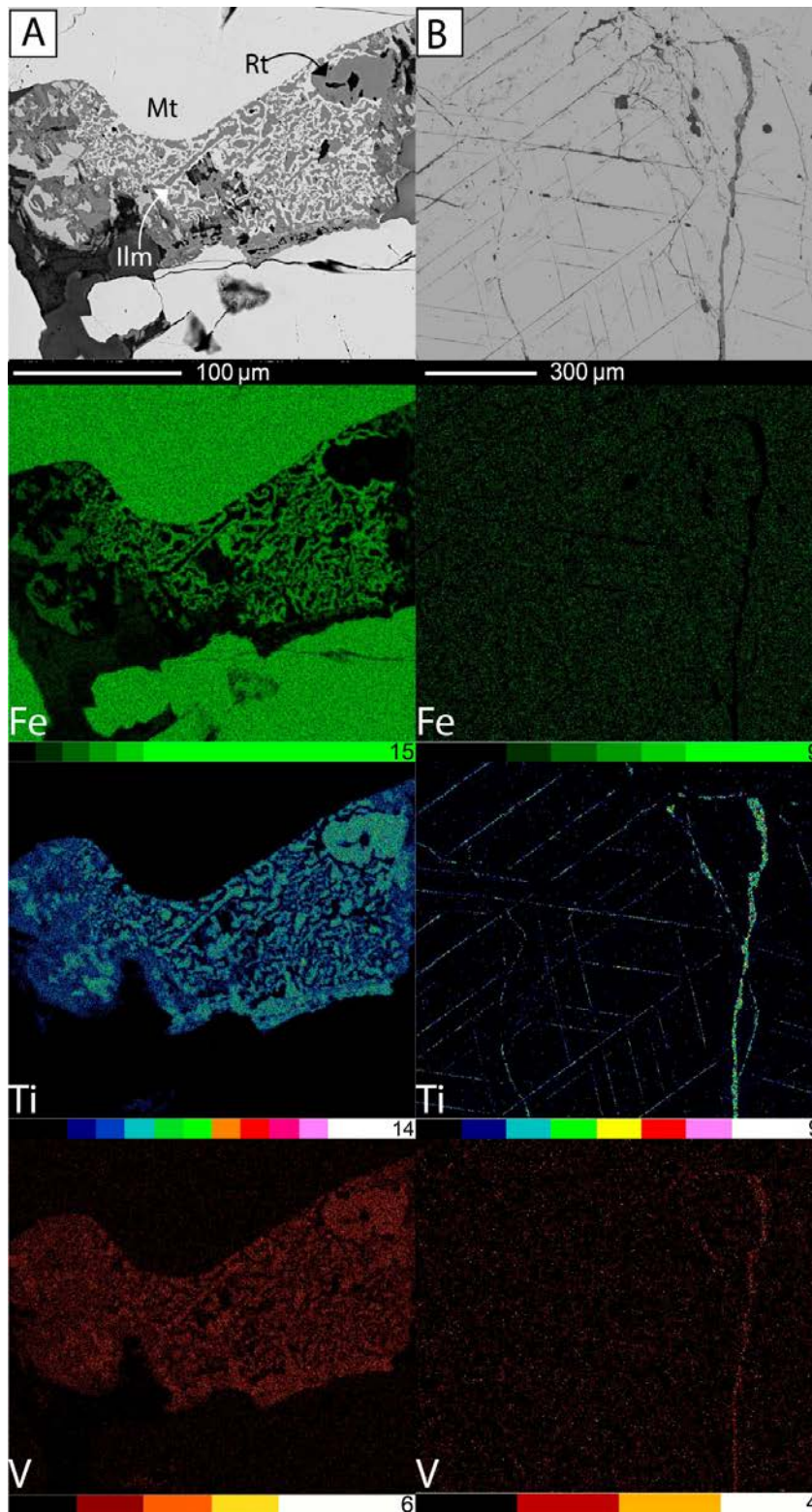


Figura 19: Imágenes de electrones retrodispersados (BSE) y mapas elementales EDS de diferentes texturas de exsolución/re-equilibrio observadas en magnetitas masivas del sondaje DS12-231. **(A)** Crecimientos vermiculares entre ilmenita y rutilo. **(B)** Exsoluciones lamelares orientadas en tres direcciones preferenciales. Abreviaciones minerales: Mt = magnetita, Ilm = ilmenita, Rt = Rutilo.

## 5. DISCUSIÓN

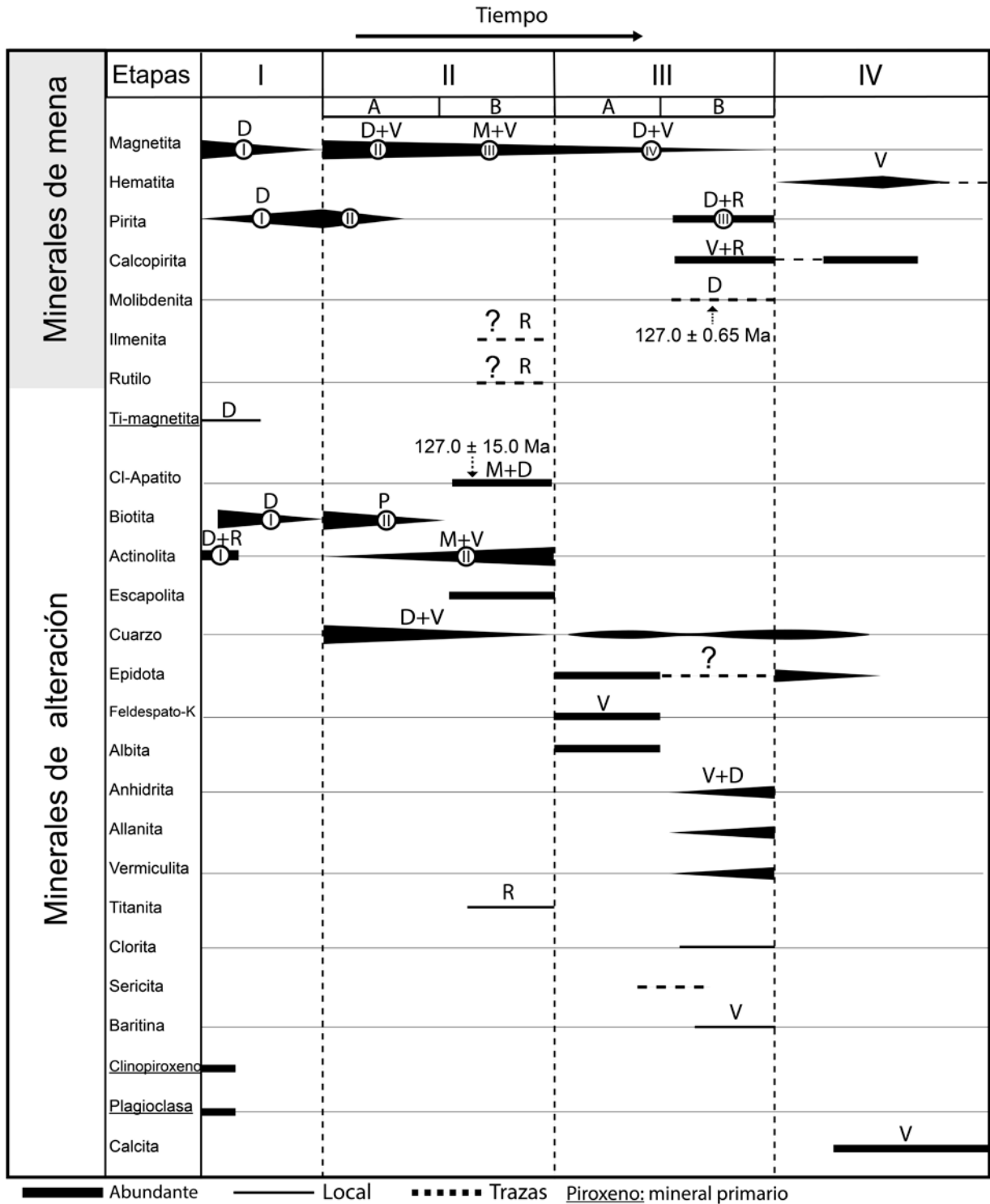
### 5.1 Secuencia paragenética

La secuencia paragenética fue construida en base a las relaciones de corte entre los minerales de alteración observados con microscopio petrográfico y SEM. Los óxidos de hierro observados muestran un amplio espectro de estilos de mineralización. Estos corresponden a disseminaciones, cuerpos de brecha, reemplazos semi-masivos, vetas y vetillas.

Los depósitos están hospedados en rocas volcánicas y volcano-sedimentarias alteradas por una extensa alteración alcalina-cálcica. Se muestran a continuación (**Tabla 3**) las relaciones paragenéticas junto con la secuencia de asociaciones minerales de mena y alteración. Dichas relaciones se establecieron sobre la secuencia paragenética propuesta por Veloso et al. (2017) (ver sección 2). Sin embargo, la relación de edades exacta entre las múltiples asociaciones de alteración-mineralización es incierta. Los minerales dominantes son magnetita, actinolita, biotita, escapolita, epidota y apatito en distintas proporciones. Aunque el principal óxido de hierro es magnetita, se observó la presencia de reemplazos e intercrecimientos locales con hematita, ilmenita, titanita, y rutilo.

El principal metasomatismo de hierro resultó en el reemplazo de las rocas hospedantes por magnetita masiva, cuerpos de hierro bandeado y en menor proporción, la formación de cuerpos de brecha durante una etapa temprana de mineralización. Se reconoció un subsecuente reemplazo de magnetita por hematita en forma de exsoluciones lamelares, registrando un cambio hacia condiciones más oxidantes y/o menores temperaturas (**Figura 13B y Tabla 3**), limitado en gran medida a las muestras de superficie. Varias de las rocas volcano-sedimentarias hospedantes han sido alteradas, y la mineralogía original de ellas está intensamente modificada por sobreimpresiones de alteraciones sódica, potásica y cálcica. La principal mineralización de cobre sucede la mineralización temprana de hierro, donde calcopirita y pirita cortan magnetita y/o la sobrecrecen intersticialmente (**Figura 17A, E**). No obstante la ocurrencia de estas fases sulfuradas es escasa y se encuentran asociadas con minerales de ganga tardíos (principalmente epidota, allanita, anhidrita, clorita).

Tabla 3: Secuencia paragenética preliminar de mineralización y principales eventos de alteración en el depósito de Dominga. El grosor de la línea representa aproximadamente la abundancia relativa del mineral en particular pero no tiene implicancias cuantitativas sobre otras especies minerales. Abreviaciones: D=diseminaciones, Loc = local, M = masiva, P = alteración pervasiva, R = reemplazo, V = vetillas, ? = incierto. Modificado de Veloso et al. (2017).



## 5.2 Caracterización de los fluidos en el depósito de Dominga

### 5.2.1 Evento I

La característica más notable del primer evento de alteración es la moderada a fuerte alteración potásica, marcada por la presencia de biotita y magnetita, ambas de grano fino y diseminadas. Ocurrencias similares de cristales finos de magnetita y biotita, como los descritos para la etapa I de mineralización/alteración observada en Dominga, han sido reportados en otros yacimientos del norte de Chile, por ejemplo Candelaria (Arévalo, 2006), El Romeral (Bookstrom, 1977), Mantoverde (Benavides, 2007; Rieger et al., 2010) y Punta del Cobre (Marschik y Fontboté, 2001). Esta etapa de alteración ha sido atribuida a un metasomatismo regional asociado a la intrusión de cuerpos plutónicos durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (ej. Arévalo, 2006; Creixell y Arévalo, 2009; Veloso et al., 2017).

La biotita es estable en ambientes geológicos con condiciones de pH relativamente alcalinas (Corbett y Leach, 1997; Sillitoe, 2010). Este mineral de alteración precipita alrededor de un pH mayor o igual a 5,5. Por otro lado, la presencia de pirita y magnetita sugieren fugacidades de oxígeno moderadas. Lo anterior indicaría que el fluido asociado al primer evento probablemente sea de origen magmático-hidrotermal, es decir, exsuelto desde un magma en enfriamiento, con pH alcalino a neutro, mayor a 5,5, y un estado de oxidación moderado.

Veloso et al. (2017) documentan la presencia de texturas de exsolución de ilmenita en cristales de magnetita para la etapa I de alteración/mineralización. En base a evidencias petrográficas, estos autores indican que dichas texturas podrían sugerir enfriamiento desde altas temperaturas. A través de EDS se constató que estas texturas corresponden a las texturas de oxi-exsolución a hematita definidas por Lindsley (1978). Por consiguiente, se descarta que correspondan a lamelas de exsolución de ilmenita, más bien consisten en martita desarrollada a lo largo de planos cristalográficos preferenciales de las magnetitas, probablemente como resultado de la oxidación supérgena tardía.

### 5.2.2 Evento II

La segunda etapa de mineralización se caracteriza por un metasomatismo Na-Ca-K, representado por la mineralogía de alteración de biotita-actinolita-apatito±escapolita junto con la principal mineralización de hierro, representada por magnetita y menor pirita. Los estilos de mineralización predominantes corresponden a brechas, vetillas y reemplazos semi-masivos de óxidos y sulfuros de hierro. Marschik y Fontboté (2001) argumentan en base a estudios de inclusiones fluidas, que en el distrito de Candelaria-Punta del Cobre la temperatura de los fluidos mineralizadores/de alteración sería entre 500° y 600°C. Esto concuerda con las texturas masivas e intercrecimientos (exsoluciones lamelares) con ilmenita-rutilo observados en magnetitas de grano grueso asociadas al segundo evento de alteración/mineralización de Dominga.

Esta asociación representa el segundo evento de mineralización/alteración, y se caracteriza por un episodio de deformación frágil-dúctil que provoca la brechización y fractura de las rocas de caja. Esto podría haber generado brechas y stockworks hidrotermales de magnetita con pirita soportando clastos andesíticos de la brecha o como relleno de fracturas.

Webster y Picolli (2015) indican que los apatitos ricos en Cl (clorapatito), detectados para esta asociación en Dominga, son raros en sistemas plutónicos y casi inexistentes en ambientes volcánicos. Estos autores señalan que el clorapatito es más comúnmente originado a partir de fluidos hidrotermales, lo que sugiere el clorapatito de Dominga se habría originado a partir de fluidos hidrotermales asociado al Evento II.

### 5.2.3 Evento III

El tercer evento hidrotermal de alteración/mineralización está caracterizado por la predominancia de fases minerales con menores temperaturas de precipitación. La asociación mineralógica de alteración predominante corresponde a anhidrita-allanita-calcopirita, mineralogía que indicaría condiciones de  $fS_2$  moderadas y menores temperaturas (440°-330°C) para el fluido hidrotermal.

Este episodio es el responsable de la mineralización principal de sulfuros de cobre. La mineralogía de mena predominante corresponde a calcopirita anhedral, además de magnetita y pirita subordinadas.

De acuerdo a Barton (2014), la presencia de sulfatos (anhidrita, baritina) en algunos depósitos indica contenidos moderados de sulfato acuoso o, más comúnmente, mezcla con un fluido secundario portador de sulfato. Sin embargo, y en base a lo descrito en este estudio, no es posible establecer una contribución de fluidos sedimentarios significativa para Dominga.

#### **5.2.4 Evento IV**

El rasgo más notable del cuarto evento es el desarrollo de una alteración cálcica tardía, principalmente con fases minerales de alteración correspondientes a calcita, epidota y cuarzo asociadas a especularita presente como relleno de vetas. La temperatura de precipitación de la asociación hematita-calcita ha sido estimada alrededor de 250°C en depósitos como Mantoverde (Rieger et al., 2010, 2011) y Candelaria (Marshick y Fonboté, 2001), por lo que probablemente la temperatura del fluido asociado al cuarto evento podría tener una temperatura cercana a la señalada.

### 5.3 Síntesis e interpretaciones

Se reconocieron múltiples eventos de alteración y mineralización sobreimpuestos. Fueron identificados al menos tres eventos de mineralización/alteración hidrotermal asociados a la precipitación de distintas generaciones de magnetitas. Estas presentan diferentes morfologías, texturas, tamaños de grano, estilos e intensidad de mineralización.

Los estilos de mineralización asociados con la mayor abundancia modal de óxidos de hierro corresponde a cementos de brechas hidrotermales de magnetita-actinolita-apatito (DS12-231, **Figura 16C**) y reemplazos casi totales de la roca caja alterada, cuyos productos son cuerpos semi-masivos de hierro conformados por la asociación magnetita-pirita (muestra DN11-136, **Figura 15F**). Es probable que la permeabilidad de las rocas huéspedes en conjunto con las estructuras locales y regionales presentes en el área, hayan jugado un rol importante como conductos en la canalización y ascenso de las soluciones hidrotermales de alta temperatura que generaron las brechas de magnetita-actinolita-apatito o actinolita-apatito.

La porción sur de Dominga presenta una mayor abundancia modal de alteración actinolítica(-apatito-escapolita). Esta fase de alteración ocurre como matriz de brecha, y además, junto a la mayor cantidad de cristales de magnetita donde se detectó contenido de V y Ti mediante SEM. Esto podría indicar que el gradiente de temperaturas es consistente con un descenso desde el sur hacia el norte de Dominga. Por lo tanto, basado en la mineralogía y la señal química semi cuantitativa de elementos traza, se infiere una trayectoria de fluidos mineralizadores de temperaturas más elevadas proviniendo desde el sur del depósito. Adicionalmente, se infiere que en la porción sur de Dominga, la asociación mineralógica presente, se formó a elevadas temperaturas de formación. Estas fases minerales representan una alteración de alta temperatura, predominante como alteración profunda y temprana reportada en otros depósitos tipo IOCG, por ejemplo, Ojancos Viejos en Copiapó (>400°C) (Kreiner y Barton, 2009).

Con respecto a las rocas de hierro bandeado, se propone que su génesis y características morfológicas podrían atribuirse a la circulación de un fluido rico en hierro a través de niveles heterogéneos de la Formación Punta del Cobre, correspondientes a horizontes tobáceos estratificados de mayor permeabilidad. Sin embargo, la determinación de la naturaleza de esta laminación de escala fina está fuera del alcance de este estudio, por lo que indudablemente se requieren más estudios para constreñir su origen y significado.

El punto de miscibilidad para el solvus de las series  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4$  es aproximadamente 600°C (Vincent et al., 1957; Buddington y Lindsley 1964; Tan et al., 2016) (**Figura 20**). Las composiciones a lo largo de esta solución sólida son sensibles a las condiciones de  $T^\circ$  y  $f\text{O}_2$ . Bajo condiciones de enfriamiento lento, para miembros dentro de la región inmiscible de baja temperatura, la desmezcla o exsolución de fases en miembros de la solución sólida ricos en ülvoespinela y ricos en magnetita son formados cuando el solvus es intersectado. Esto resulta en la exsolución y la nucleación



de planos de exsolución paralelos a los planos {100} de la magnetita. La exsolución produce dos constituyentes, uno más enriquecido en  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ , y por lo tanto  $\text{Fe}^{2+}$ , y una segunda fase más enriquecida en  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , y por lo tanto en  $\text{Fe}^{3+}$ . El producto de esta desmezcla es una solución sólida enriquecida en magnetita con una pequeña cantidad de lamelas de ilmenitas "exsueitas" paralelas a {100}. Esta reacción puede expresarse como sigue:



En consecuencia, la presencia de exsoluciones lamelares de ilmenita dentro de los cristales de magnetita (**Figura 16A<sub>4</sub>, B<sub>4</sub> y Figura 19B**) podría sugerir que la temperatura de cristalización fue mayor a  $600^\circ\text{C}$ , lo cual es consistente con condiciones de formación magmáticas-hidrotermales para el Evento II en Dominga. Esto también concuerda con la química mineral semi-cuantitativa obtenida, donde las magnetitas asociadas a este tipo de textura caen en el campo de depósitos porfídicos formados en ambientes magmático-hidrotermales de elevadas temperaturas ( $>500^\circ\text{C}$ ).

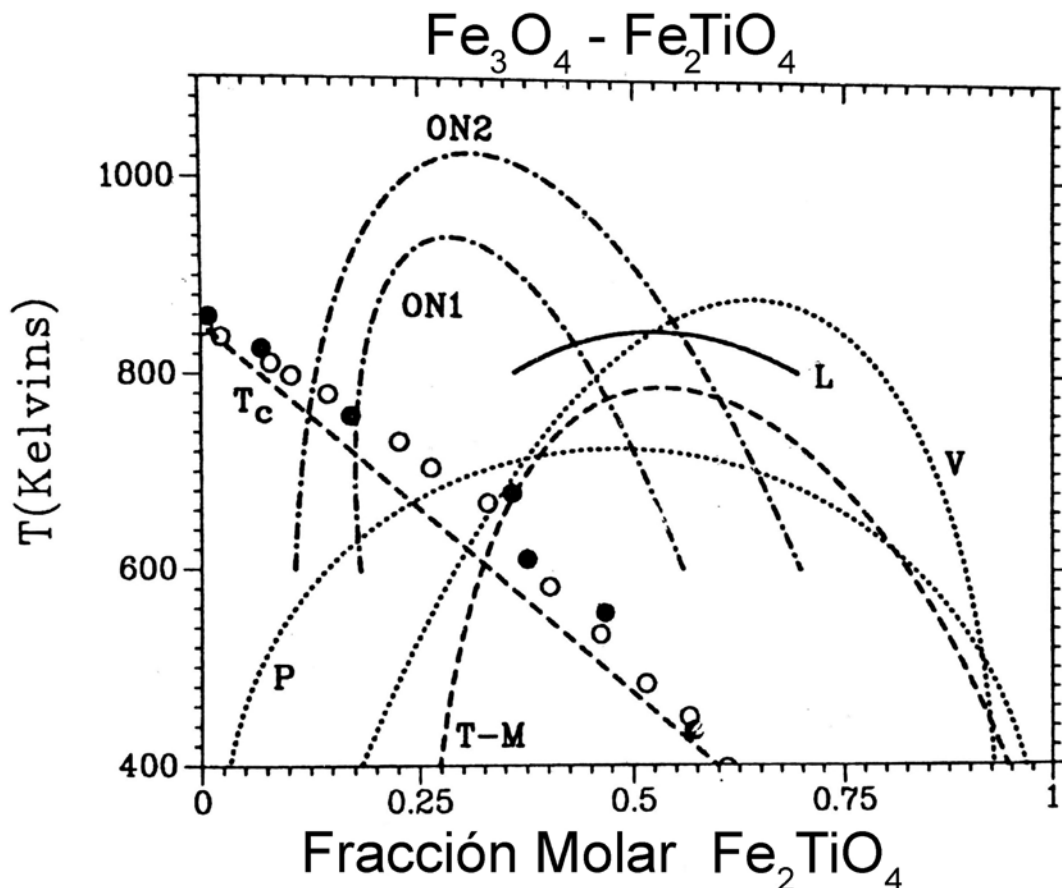


Figura 20: Varios gaps de miscibilidad para el sistema magnetita-ilvoespinela ( $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$ ): V= Vincent et al. (1957); P= Price (1981); L= Lindsley (1981); T-M= Trestman-Matts et al. (1983); ON1, ON2= curvas (1) y (2) en Figura 13 de O'Neil y Navrotsky (1984). La línea recta discontinua conecta  $T_c(\text{Fe}_3\text{O}_4)$  con  $T_c(\text{Fe}_2\text{TiO}_4)$ . Círculos sólidos son datos de  $T_c(X)$  de Akimoto y Katsura (1959), y los círculos abiertos son datos de Yama-ai et al. (1961; en Nagata, 1962). De estos, solo V y L están basados en experimentos de equilibrios de fase. V utilizó muestras naturales y L sintéticas.

Nadoll et al. (2014) sostiene que los mismos factores controladores de las concentraciones de elementos traza en magnetitas en condiciones ígneas (composición fundido/fluido, temperatura, presión, tasa de enfriamiento,  $fO_2$ ,  $fS_2$ ,  $aSiO_2$ ) deberían aplicar de igual forma a magnetitas de condiciones hidrotermales de baja  $T^\circ$  ( $<500^\circ C$ ), con el parámetro adicional de interacción fluido-roca huésped. De acuerdo a Dupuis et al. (2011), en algunos sistemas hidrotermales de alta temperatura, procesos de exsolución sub-solidus y oxidación pueden modificar la composición química de la magnetita. Ti, V y Al son enriquecidos en la exsolución lamelar de ilmenita, mientras que el mineral huésped es empobrecido en estos elementos. Estos rasgos texturales identificados en Dominga probablemente alteran la composición original de estos óxidos de hierro, por lo que es posible que las concentraciones de los elementos de interés sean mayores a las reportadas.

En los análisis SEM-EDS realizados no se detectaron incrementos o disminuciones sistemáticas en la concentración de los elementos trazas entre centros y bordes de cristales de magnetita. Esto podría reflejar que las magnetitas estudiadas en este trabajo representan los sectores más distales del sistema magmático-hidrotermal, marcado por un empobrecimiento en Ti, V, Al, Mn respecto a las magnetitas ígneas primarias presentes en depósitos de origen magmático. No obstante, se observa que a nivel de depósito, las señales químicas de estos óxidos de hierro gradan desde campos puramente magmáticos hacia campos magmáticos-hidrotermales de alta temperatura (tipo pórfido). Las muestras pertenecientes a estos campos están ubicadas en el sector sur del depósito. En contraste, las muestras analizadas de la zona norte no registran contenidos detectables de estos elementos, por lo que se infieren menores temperaturas de formación ( $<500^\circ C$ ). A pesar de ello, no se descarta la posible existencia de zonaciones finas e indetectables para la resolución analítica del SEM.

De manera general, la carencia o baja abundancia de vanadio y titanio detectado mediante EDS en los granos de magnetita de Dominga es consistente con la baja actividad de estos elementos en fluidos de fuentes magmáticas, ya que el Ti y V son relativamente inmóviles y comúnmente escasos en sistemas hidrotermales (Dupuis y Beaudoin, 2011; Ray y Webster, 2007). Observaciones similares fueron realizadas también en otros depósitos y Williams et al. (2005) y Groves et al. (2010) sostienen que los depósitos tipo IOCG están marcados por magnetita pobre en Ti, distintivamente diferente respecto a los depósitos magmáticos de óxidos V-Ti (nelsonitas).

Las relaciones entre magnetita y actinolita son complejas. En general, mediante relaciones de corte entre minerales se deduce que la magnetita cristaliza primero que la actinolita. No obstante, en la mayoría de las muestras, la presencia de pequeños cristales anhedrales de óxidos dentro de redes de anfíbolos exponen evidencia de co-cristalización. En la principal etapa de precipitación de hierro se observó que tanto macroscópica como microscópicamente, los cristales de actinolita y magnetita presentan texturas de intercrecimiento, lo cual sugiere que estos crecieron simultáneamente (Bilenker et al., 2016).

Fueron reconocidas cuatro asociaciones mineralógicas principales en el depósito de Dominga, correspondientes a tres tipos de alteración (**Tabla 2**). Las categorías corresponden a Na-Ca-Fe,  $\text{Fe}^{2+}$ -K y  $\text{Fe}^{3+}$ -Ca- $\text{CO}_2$ . Estas últimas son equivalentes en términos generales a los tipos de alteración sódica-cálcica y potásica y cálcica, respectivamente, descritas globalmente en otras provincias IOCG (ej., Barton y Johnson, 1996; Hitzman, 2000; Williams et al., 2005; Skirrow et al., 2010).

En la **Figura 21** se muestran los modelos de zonación vertical para depósitos tipo IOCG e IOA propuestos por Barra et al. (2017) y Chen et al. (2013). En el depósito de Dominga la zonación vertical de la mineralogía de mena y alteración, el estilo de ocurrencia junto con su temporalidad relativa, son congruentes con una deposición en niveles profundos a moderados. Estas asociaciones mineralógicas indican rangos de temperaturas variables ( $>600^\circ\text{-}200^\circ\text{C}$ ). La asociación magnetita-actinolita-apatito-escapolita, predominante en el sector sur del depósito, se asocia con temperaturas magmáticas-hidrotermales ( $>500^\circ\text{C}$ ). En contraste, la asociación especularita-calcita, desarrollada exclusivamente en niveles superficiales de la porción norte de Dominga, reflejaría participación de fluidos hidrotermales de menor temperatura ( $<300^\circ\text{C}$ ). Por consiguiente, Dominga norte presenta rasgos indicativos de menores temperaturas de formación y mayores  $f\text{O}_2$ . Evidencia de esto es la presencia de mineralización tardía dominada por hematita especular desarrollada principalmente en la porción norte del depósito. Adicionalmente, esto concuerda con los análisis realizados mediante EDS en las magnetitas del sector norte de Dominga, donde no se encontraron contenidos detectables de Ti, V, Al y Mn, indicativos de condiciones de mayor temperatura de formación.

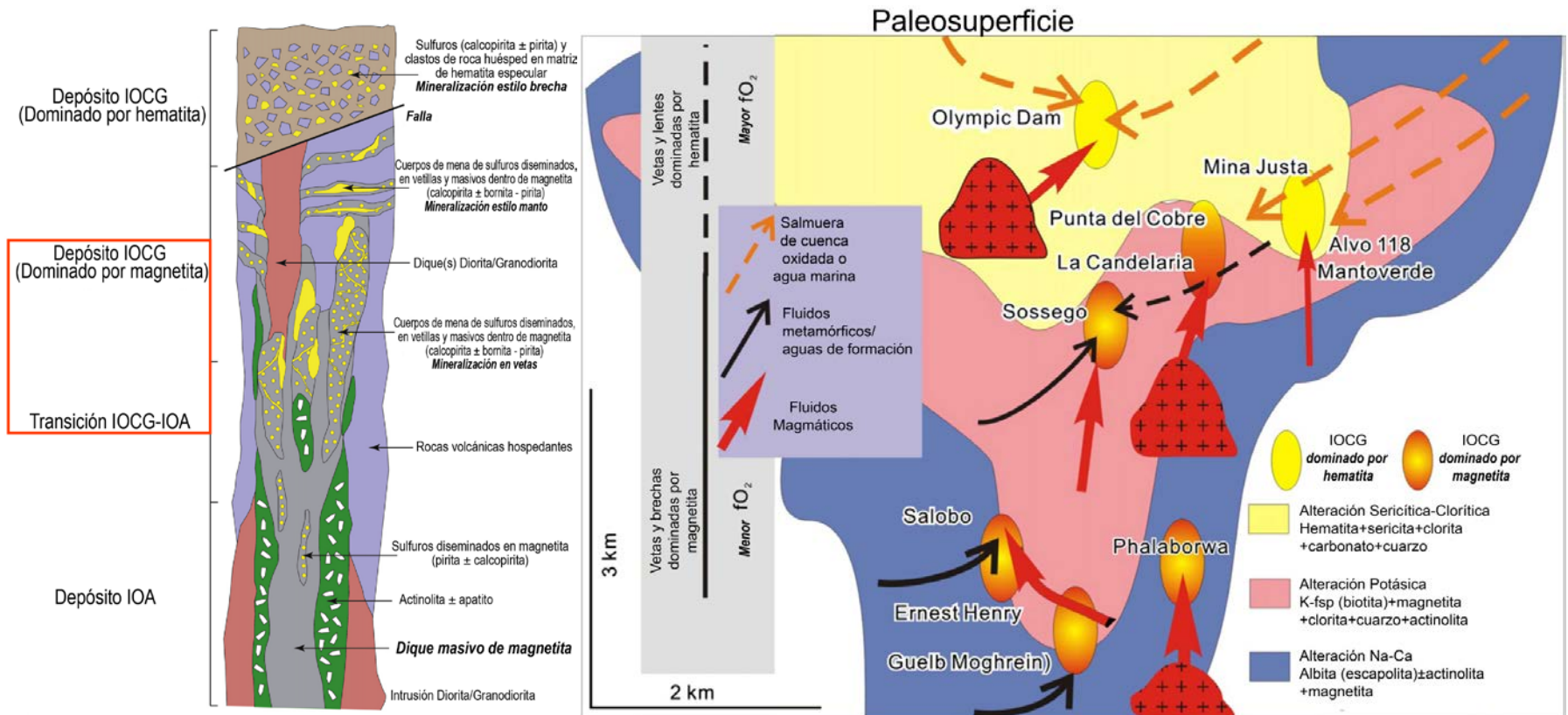


Figura 21. **Izquierda:** Modelo de zonación vertical para depósitos tipo IOCG propuesto por Barra et al. (2017). El recuadro rojo refleja el estilo de mineralización dominante en el depósito de Dominga, además de las asociaciones de alteración y mineralización predominantes. **Derecha:** Ilustración de las posibles configuraciones de depósitos tipo IOCG. Zonación de alteraciones en depósitos IOCG son resumidas de Williams et al., 2005. Alteración regional Na-Ca comúnmente precede la mineralización, mientras que alteraciones potásica e hidrolítica (sericita-clorita) usualmente están relacionadas a la mineralización. 1) Metasomatismo-Ca domina en el distrito Candelaria-Punta del Cobre. 2) Extensa alteración Na-Ca en el distrito de Cloncurry, mientras que alteración-Na domina en los IOCG Andinos Centrales. NB. Bajo condiciones de elevados gradientes termales, el eje Y se comprimirá. Los grosos de las flechas indican las contribuciones relativas de diferentes fuentes de fluidos. Salmueras de cuenca o agua marina probablemente están más oxidadas que los fluidos magmáticos y metamórficos. Modificado de Chen et al., 2013.

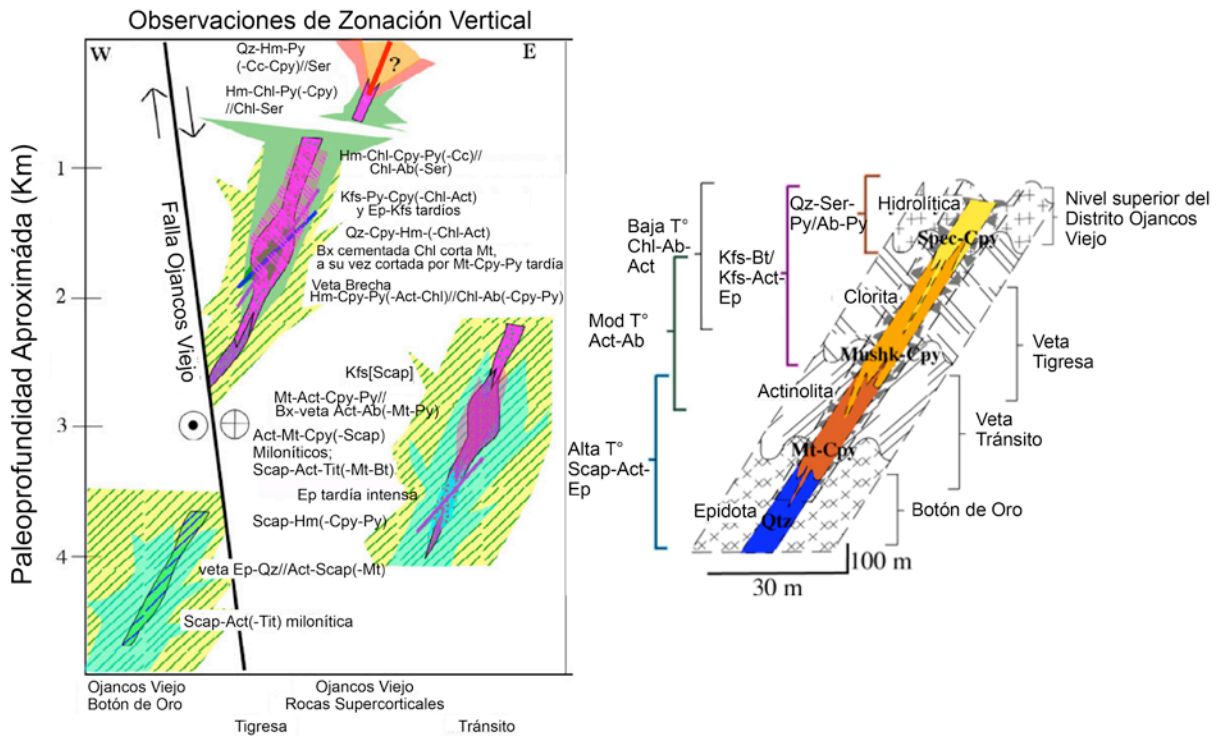


Figura 22: Bosquejo esquemático idealizado de las zonaciones verticales y laterales de los sistemas de vetas IOCG. Se muestran las características principales: a la izquierda tipos de alteración, nivel de exposición a la derecha, envoltura (patrón), mineralización (sólidos) y brechas (triángulos). Modificado de Kreiner y Barton (2009).

En la **Figura 23** se muestra un perfil esquemático que representa la transición desde un sistema magmático-hidrotermal tipo IOCG dominado por magnetita en la parte sur de Dominga hasta un depósito tipo IOCG dominado por hematita, sugiriendo una posible disminución en el tiempo de las temperaturas de los fluidos mineralizadores hacia el norte.

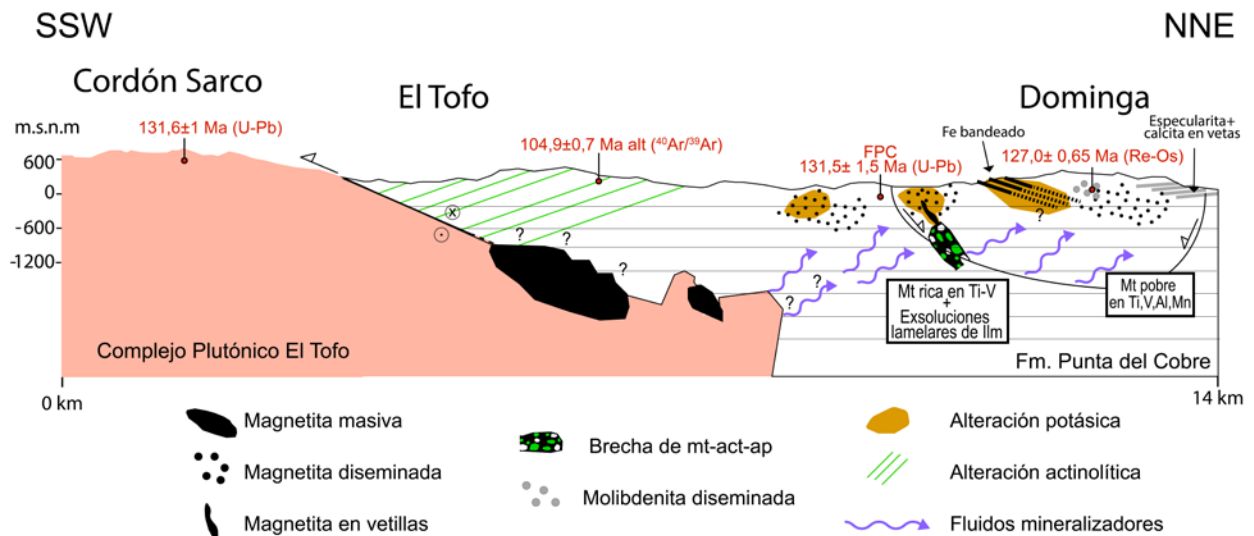


Figura 23: Perfil esquemático mostrando la transición de estilos de mineralización y alteración desde el Complejo Plutónico El Tofo hasta el extremo norte del depósito de Dominga.

## 6. CONCLUSIONES

Dominga corresponde a un depósito tipo IOCG dominado por magnetita, localizado en la zona sur de la Franja Ferrífera Chilena del Cretácico. La mineralización de hierro se emplaza en rocas volcano-sedimentarias de la Formación Punta del Cobre depositadas en la cuenca de tras-arco de Chile Central durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano, y en pórfidos dioríticos, andesíticos y microdioritas. Las rocas volcánicas fueron intruidas por múltiples complejos plutónicos de composiciones principalmente dioríticas y, en menor medida, cuarzo-monzoníticas a granodioríticas. Gran parte de las rocas del área de estudio han sido afectadas, moderada a fuertemente, por eventos de alteración hidrotermal. Estos episodios metasomáticos están evidenciados por distintos minerales de alteración. Las fases minerales predominantes corresponden principalmente a biotita, actinolita, feldespato-K, epidota, y en menor proporción, clorita, escapolita, y cuarzo.

Los análisis petrográficos-calcográficos y composicionales semi-cuantitativos realizados en las diferentes generaciones de magnetitas del depósito de Dominga han llevado a las siguientes conclusiones:

La principal mena de hierro en el depósito de Dominga es magnetita. Su mayor ocurrencia modal está asociada a rocas de hierro bandeado y reemplazos pervasivos de la roca hospedante. La zonación vertical observada para la mineralogía de mena y alteración es similar a la descrita anteriormente para otros depósitos Andinos tipo IOCG dominados por magnetita, como por ejemplo Candelaria (Marschik y Fontboté, 2001), Marcona-Mina Justa (Chen et al., 2012) y el Distrito Ojancos Viejos (**Figura 22**) (Kreiner y Barton, 2009).

Los óxidos de hierro predominantes en el depósito de Dominga muestran una tendencia temporal desde magnetita temprana en profundidad y superficie asociada con alteración cálcica(-sódica) y potásica, hasta hematita asociada con una alteración cálcica de menor temperatura. Esta última prevalece en etapas tardías de la secuencia paragenética, y está desarrollada predominantemente en niveles someros del sector norte del depósito de Dominga. Este cambio en la mineralogía podría reflejar un decrecimiento sistemático en la temperatura de los fluidos hidrotermales a través del tiempo y/o un incremento progresivo del estado de oxidación debido a una mezcla de éstos con fluidos más superficiales y oxidados, por ejemplo, aguas meteóricas y/o marinas, o salmueras de cuenca. En base a estos argumentos, se infiere un gradiente marcado por temperaturas elevadas (magmático-hidrotermales  $>500^{\circ}\text{C}$ ) en la parte sur del depósito durante la principal etapa (II) de mineralización de magnetita, hasta condiciones caracterizadas por menores temperaturas (hidrotermales  $<300^{\circ}\text{C}$ ) hacia el norte y en etapas posteriores de mineralización (III y IV). Lo anterior se propone en base a las variaciones en la mineralogía, en los estilos de alteración-mineralización, patrones micro-texturales y en las señales químicas de las magnetitas.



Este trabajo aporta la incorporación de nuevas fases minerales de alteración en la secuencia paragenética del depósito de Dominga, previamente establecida por Veloso et al. (2017). La más significativa en términos de abundancia corresponde a cristales gruesos de escapolita euhedral intercrecidos con magnetita, actinolita, y apatito. Este mineral es típico de la alteración sódica reconocida en una gran variedad de depósitos tipo IOA e IOCG, y ha sido asociada por otros autores a una alteración temprana, profunda y de alta temperatura (Kreiner y Barton, 2009). Adicionalmente, se identificaron mineralogías de reemplazo y exsolución con abundancias locales a trazas, todas asociadas a magnetitas. Estas fases comprenden titanomagnetita, rutilo e ilmenita.

La paragénesis, eventos de mineralización/alteración, micro-análisis semi-cuantitativos y micro-texturales de las distintas generaciones de magnetitas identificadas, sugieren lo siguiente: Este depósito podría representar la zona medianamente profunda de depósitos tipo IOCG dominados por magnetita, de acuerdo a los modelos de Barra et al. (2017) y Chen et al. (2013).

Este estudio destaca la importancia de la caracterización textural utilizando varias técnicas de obtención de imágenes antes del análisis químico *in situ* de la magnetita. Por ejemplo, no se detectó una disminución sistemática en los contenidos de elementos traza de centro a borde en los granos de magnetitas analizados para el depósito de Dominga. Probablemente, esto se debe al elevado límite de detección del método analítico empleado, por lo que estas zonaciones no se descartan para rangos menores a 0.1%. Alternativamente, las magnetitas podrían ser composicionalmente homogéneas y empobrecidas respecto a la concentración de estos elementos. Así, estas últimas podrían correlacionarse con las magnetitas "tipo 3" del estudio realizado por Knipping et al. (2015a, b), las cuales son formadas a temperaturas <500°C.

Considerando que gran parte de las investigaciones previas se asocian a depósitos tipo IOCG e IOA pertenecientes a la Franja Ferrífera Chilena (ej. Candelaria, Marschick y Fontboté, 2001; Mantoverde, Benavides et al., 2007, Rieger et al., 2010, 2011; Los Colorados, Knipping et al., 2015a y b; El Tofo, Rojo, 1991; Algarrobo, Menard, 1995), el presente estudio proporciona nuevos antecedentes sobre los contenidos de elementos menores y traza en magnetitas como indicador petrogenético, extendiendo el estudio de la génesis de magnetita hacia la zona sur de esta importante franja metalogénica Cretácica.

Existen rangos variables de concentraciones de elementos trazas (ej. Al, Ti, V, Mn) en las múltiples generaciones de magnetita del depósito en estudio, lo cual es consistente con distintas temperaturas de formación para estos óxidos de hierro. Si bien, la tendencia química desde centros hasta bordes de los cristales de magnetita reportada por Knipping et al. (2015a, b) en el yacimiento Los Colorados no fue identificada en granos individuales de magnetita del depósito de Dominga, sí se observa una transición de las señales químicas de estos óxidos entre las porciones norte y sur del depósito en estudio. Estas evidencias sugieren un cambio desde condiciones de precipitación magmáticas-hidrotermales (>500°C) en el sector sur del

depósito durante el principal evento de mineralización de Fe (magnetita tipo II y III) hacia hidrotermales de menor temperatura (<300°C) en el norte.

## 7. CONSIDERACIONES FINALES Y RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar estudios composicionales de magnetitas y piritas del depósito mediante microsonda electrónica (EPMA) y/o ablación láser (LA-ICP-MS). Estos análisis pueden ser realizados para constreñir cuantitativamente los rangos de concentraciones de elementos menores y trazas en estas fases minerales. Posteriormente, graficar estos datos en diagramas multi-elementos discriminantes. Así, se podría respaldar de manera más robusta la hipótesis planteada con técnicas analíticas de mayor resolución.
- Se sugiere considerar las exsoluciones lamelares reportadas en este estudio para futuros análisis cuantitativos mediante LA-ICP-MS o EMPA, y así, homogenizar los productos de exsolución dentro de los cristales de magnetita. De este modo, dichas mediciones podrían representar la composición original del óxido de Fe-Ti antes que ocurrieran los procesos sub-solidus de separación de fases minerales. Esto probablemente implicaría mayores concentraciones de Ti y V en la espinela "parental".
- Se propone efectuar análisis de isótopos estables  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  y  $\delta^{56}\text{Fe}$  en actinolita-magnetita, sulfuros, y magnetita, respectivamente, y utilizar estos datos en geotermometría isotópica. Esto podría ser una herramienta útil que ayude a dilucidar el origen de los fluidos mineralizadores, sus temperaturas de formación, y su relación con este u otros depósitos magnetita-apatito adyacentes.
- Se recomienda realizar investigaciones en inclusiones fluidas, complementando temperaturas de homogenización con estudios de microtermometría de isótopos de oxígeno. La información obtenida podría aportar valiosos antecedentes con respecto a la naturaleza, temperatura, salinidad y composición de los fluidos mineralizadores.

## 8.BIBLIOGRAFÍA

- Albers, C. (2012). Coberturas SIG para la enseñanza de la Geografía en Chile. <http://www.rulamahue.cl/mapoteca>. Universidad de La Frontera. Temuco.
- Arévalo, C., Creixell, C. (2009). The Atacama Fault System and its role on the migration and deposition of Iron Oxide Copper Gold and Magnetite-Apatite ores: an evaluation from the Los Choros and Huasco valleys. 21th Colloquium on Latin American Geosciences. Alemania, pp. 23-25.
- Barra, F., Reich, M., Selby, D., Rojas, P., Simon, A., Salazar, E., Palma, G. (2017). Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotope approach. *Ore Geology Reviews* 81, pp. 62-78.
- Barton M. D., Johnson D. A. (1996). Evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide (REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology* 24, pp. 259-262.
- Barton, M.D., Johnson, D.A. (2004). Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. SEG 2004: Predictive Mineral Discovery under Cover. Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia, Spec. Pub. 33. pp. 112-116.
- Barton M.D., Johnson, D.A., Kreiner, D.C., Jensen, E.P. (2013). Vertical zoning and continuity in Fe oxide(-Cu-Au-Ag-Co-U-P-REE) (or IOCG) systems: Cordilleran insights. 12th SGA Biennial Meeting. Proceedings, vol. 3.
- Barton M.D. (2014). Iron Oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. In *Treatise of Geochemistry* eds. H. Holland and K.Turekian) vol. 13, pp. 515-536.
- Barton M.D. (2015). Arc-scale hydrothermal alteration, and the distribution and origin of Cordilleran Fe-oxide(-Cu-Au-P-REE) systems. XIV Congreso Geológico Chileno.
- Battles, D.A., Barton, M.D. (1995). Arc-related sodic hydrothermal alteration in the western United States. *Geology*, vol. 23, pp. 913-916.
- Bilenker, L., Simon, A., Reich, M., Lundstrom, C., Gajos, N., Bindeman, I., Barra, F., Munizaga, R. (2016). Fe-O stable isotope pairs elucidate a high-temperature origin of Chilean iron oxide-apatite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 177, pp. 94-104.
- Bookstrom, A. (1977). The magnetite deposits of El Romeral, Chile. *Economic Geology* 72, pp. 1101-1130.
- Boutroy, E., Dare, S., Beaudoin, G., Barnes, S., Lightfoot, P. (2014). Magnetite composition in Ni-Cu-PGE deposits worldwide and its application to mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*.

- Cembrano, J., González, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., Herrera, V. (2005). Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. *Tectonophysics* 400, pp. 105-125.
- Chen, H., Cooke, D.R., Baker, M.J. (2013). Mesozoic Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup. *Economic Geology*, v. 108, pp. 37-44.
- Chen, W.T., Zhou, M., Gao, J., Hu, R., (2015). Geochemistry of magnetite from Proterozoic Fe-Cu deposits in the Kangdian metallogenic province, China. *Miner. Deposita* 50, pp.795–809.
- Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., De Haller, A. (2006). Origin of fluids in iron oxide–copper–gold deposits: constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , and Cl/Br. *Miner. Deposita* 41, 565–573.
- Corbett, G., Leach, T. (1997) Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, Alteration and Mineralization. 5/97 Edn.
- Creixell, C., Fuentes, J., Bierma, H., Salazar, E. Tectónica regional y metalogénesis asociada al emplazamiento de la franja de pórfidos cupríferos cretácicos del norte de Chile (28°-30° S).
- Creixell, C., Arévalo. C., Fanning, M. (2009). Geochronology of the cretaceous magmatism from the Coastal Cordillera of north-central Chile (29°15' to 29°30S): metallogenic implications. XII Congreso Geológico Chileno.
- Creixell, C.; Ortiz, M.; Arévalo, C. (2012). Geología del área Carrizalillo-El Tofo, regiones de Atacama y Coquimbo. *Carta Geológica de Chile*, n°133-134, 82 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Dare, S., Barnes, S., Beaudoin, G. (2012). Variation trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geoch. et Cosmoch. Acta* 88. 27-50.
- Dare, S., Barnes, S., Néron, A., Beaudoin, G., Boutroy, E. (2013). The use of trace elements in Fe-oxides as provenance and petrogenetic indicators in magmatic and hydrothermal environments. MINERAL DEPOSIT RESEARCH FOR A HIGH-TECH WORLD. 12th SGA Biennial Meeting. Proceedings, Volume 1.
- Dare, S., Barnes S., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E., Potvin-Doucet, C. (2014). Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Miner. Deposita* 49, 785-796.
- Dare, S., Barnes S., Beaudoin, G. (2015). Did the massive magnetite “lava flows” of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS. *Miner. Deposita* 50, 607–617.

- Dupuis, C., Beaudoin, G. (2011). Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Miner. Deposita* 46, 319-335.
- Espinoza, S. (1990). The Atacama-Coquimbo Ferriferous Belt, Northern Chile. *Stratabound ore deposits in the Andes*. Springer Berlin Heidelberg: 353-364.
- Espinoza, S., Véliz, H., Esquivel, J., Arias, J., Moraga, A. (1996). The cupriferous province of the Coastal Range, northern Chile. En: Camus F., Sillitoe R.H., Petersen R. (eds) *Andean copper deposits: New discoveries, mineralization styles and metallogeny*. Society of Economic Geologist, Special Publication 5: 19–32.
- Geijer, P. (1931) The iron ores of the Kiruna type. *Sveriges Geologiska Undersökning* C367, 39p.
- Gelcich, S., Davis, D., Spooner, T. (2005). Testing the apatite-magnetite geochronometer: U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of plutonic rocks, massive magnetite-apatite tabular bodies, and IOCG mineralization in Northern Chile. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 69(13): 3367-3384.
- Gow, P.A., Wall, V.J., Oliver, N.H.S., Valenta, R.K., 1994. Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: Further evidence of hydrothermal origins. *Geology*, vol. 22, p. 633-636.
- Hitzman, M., Oreskes, N., Einaudi M. T. (1992). Geological characteristics and tectonic settling of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposit. *Precambrian Res.* 58, 241-287.
- Hitzman, H.D. (2000) Iron oxide Cu-Au deposits: What, where, when, and why?, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, Volume 1: Adelaide, Australian Mineral Foundation. 201–218.
- Jorquera, R. (2005). Yacimientos metalíferos del área La Serena-La Higuera, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería- E.B.H. Geología y Minería Ltda-. 1 mapa escala 1:100.000.
- Knipping, J. L., Bilenker L. D., Simon A. C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Lundstrom, C., Bindeman, I., Munizaga, R. (2015a) Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geology* 43, 655–656.
- Knipping, J. L., Bilenker L. D., Simon, A. C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Walle, M., Heinrich, C. A., Holtz, F., Munizaga, R. (2015b). Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 171, 15–38.
- Kreiner D. C., Barton M. D. (2009). Hydrothermal Alteration and Mineralization Zoning in Iron Oxide (-Cu-Au) Vein Deposits, near Copiapó, Chile. *Proceedings of the Tenth Biennial SGA Meeting*, Townsville.



Memoria anual 2014, Compañía Minera del Pacífico, empresa CAP.

Menard, J. (1995) Relationship between altered pyroxene diorite and the magnetite mineralization in the Chilean Iron Belt, with emphasis on the El Algarrobo iron deposits (Atacama region, Chile). *Mineral. Deposita* 30, 268-274.

Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, L., French, D., Walshe, J. (2014). The Chemistry of hydrothermal magnetite: A review, *Ore Geology Reviews*.

Nadoll, P., Mauk, J. L., Hayes, T. S, Koenig, A., Box, S. E. (2012). Geochemistry of Magnetite from Hydrothermal Ore Deposits and Host Rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States, *Economic Geology*, v. 107, pp. 1275–1292.

Nyström J. O., Henríquez F. (1994). Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. *Econ. Geol.* 89, 820–839.

Pollard, P.J. (2000). Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu–Au mineralisation. In: Porter TM (ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, vol. 1, pp. 27-46. Adelaide: Australian Mineral Foundation.

Pollard, P.J. (2001). Sodic (calcic) alteration in Fe-oxide–Cu–Au districts: An origin via unmixing of magmatic H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl–CaCl<sub>2</sub>–KCl fluids. *Miner. Deposita*. 36: 93–100.

Pollard, P. J. (2006) An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces. *Miner. Deposita* 41, 179–187.

Rhodes A. L., Oreskes N. (1995). Magnetite deposition at El Laco, Chile: implications for Fe-oxide formation in magmatic-hydrothermal systems. In *Giant Ore Deposits II: Controls on the Scale of Orogenic Magmatic-Hydrothermal Mineralization* (ed. A. H. Clark), *Proceedings of the second giant ore deposits workshop*, Kingston, Ontario. pp. 582–622.

Rhodes A. L., Oreskes N. (1999). Oxygen isotope composition of magnetite deposits at El Laco, Chile: evidence of formation from isotopically heavy fluids. In *Geology and ore deposits of the Central Andes*, *Society of Economic Geologists* (ed. B. J. Skinner), *Special Publication 7*. pp. 333–351.

Rotherham, J.F., Blake, K.L., Cartwright, I., Williams, P.J. (1998). Stable isotope evidence for the origin of Meso-proterozoic Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district, NW Queensland. *Economic Geology*, vol. 93, pp. 1435-1449.

Richards, J., López, G., Zhu, J., Creaser, R., Locock, J., Mumin, A. (2016). Contrasting Tectonic Settings and Sulfur Contents of Magmas Associated with Cretaceous

Porphyry Cu ± Mo ± Au and Intrusion-Related Iron Oxide Cu-Au Deposits in Northern Chile. *Economic Geology*, vol. 112, pp. 295–318.

Rieger, A., Marschik, R., Díaz, M., Holzl, S., Chiaradia, M., Burç, A., Spangenberg, J. (2010). The Hypogene Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Mantoverde District, Northern Chile. *Economic Geology*, v. 105, pp. 1271-1299.

Rojo, M. (1991). Geología y recursos del yacimiento de hierro El Tofo, Región de Coquimbo, Chile. VI Congreso Geológico Chileno.

Ruiz, C., et al. (1968). Genesis of the Chilean iron ore deposits of Mesozoic age. Rep XXIII International Geological Congress, pp. 323-338.

Rusk, B., Oliver, N., Cleverley, J., Blenkinsop, T., Zhang, D., Williams, P., Habermann, P. (2010). Physical and chemical characteristics of the Ernest Henry iron oxide copper gold deposit, Australia; implications for IOGC genesis. *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold y Related Deposits: A Global Perspective*, 3. PGC Publishing, Adelaide, pp. 187-204

Sellés, D., Muzzio, G. Castillo, B. (2015). Magmatismo cretácico inferior de la Franja Ferrífera de Atacama-Coquimbo: Geoquímica ígnea. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.

Sellés, D., Muzzio, G., Castillo, B. (2015). Metasomatismo cálcico en el origen de la mineralización de Fe de la Franja Ferrífera de Atacama-Coquimbo. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.

Sibson, R.H. (1987) Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15, pp. 701-704.

Sillitoe, R. H., Burrows D. R. (2002). New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile. *Econ. Geol.* 97, pp. 1101–1109.

Sillitoe, R. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Miner. Deposita*, 38, pp. 787-812.

Sillitoe, R. (2010). Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, vol. 105, pp. 3-41.

Simon, A., Pettke, T., Candela, P., Piccoli, P., Heinrich, C. (2004). Magnetite solubility and iron transport in magmatic-hydrothermal environments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol 68, No. 23, pp 4905-4914.

Tan, W., Liu, P., He, H., Y.Wang, C., Liang, X. (2016). Mineralogy and origin of exsolution in Ti-rich magnetite from different magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusion. *The Canadian Mineralogist*. Vol. 54, pp. 536-553.

Tornos, F., Wiedenbeck, M., Velasco, F. (2011). The boron isotope geochemistry of tourmaline-rich alteration in the IOCG systems of northern Chile: implications for a magmatic-hydrothermal origin. *Miner. Deposita*.

- Tornos, F., Velasco, F., Hanchar John. (2016). Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile. GSA.
- Ulrich, T., Clark, A. (1999). The Candelaria copper-gold deposit, Region III, Chile: Paragenesis, geochronology and fluid composition. In: Stanley, C.J. et al., editors, Mineral Deposits: Processes to processing, Balkema, Rotterdam, pp. 201-114.
- Veloso, E., Cembrano, J., Arancibia, G., Neira, S., Siña, A., Vermeesch, P., Selby, D., Heuser, G., Garrido, I. (2017). Tectono-Metallogenic Evolution of the Fe-Cu deposit of Dominga, northern Chile.
- Veloso, E., Cembrano, J., Arancibia, G., Neira, S., Siña, A., Vermeesch, P., Selby, D., Heuser, G., Garrido, I. (2015a). Etapas de alteración/mineralización en el Depósito de Dominga (Fe-Cu), Región de Coquimbo. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.
- Vivallo, W., Henríquez, F., 1997. Relación genética entre los yacimientos estratoligados de Cu ("Tipo Manto"), de Cu-Fe±Au y de hierro del Tipo Kiruna. Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, pp. 1189-1193.
- Williams, P.J. (2010). Classifying IOCG deposits. Geol. Assoc. Can. Short Course Notes 20,13-21.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., De Hallar, A., Geordie, M., Oliver, N.H.S., Marschik, R. (2005). Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. Econ. Geol. 100th Anniv. vol. pp. 371-405.