



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento de Ciencias de la Tierra



**“CARACTERIZACIÓN DE LOS FLUIDOS QUE
ACOMPAÑARON LA MINERALIZACIÓN FE-CU-AU EN EL
DEPÓSITO IOCG DEL DISTRITO “EL ESPINO” Y LA
COMPLEMENTACIÓN DEL MODELO GEOLÓGICO DEL
DEPÓSITO “EL ESPINO”.**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Matías Alonso Valencia Sandoval

Profesor Patrocinante: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo
Profesores Comisión: Msc. Abraham Elías González Martínez
Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

Concepción, 2019

INDICE

RESUMEN

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVOS.....	1
1.1.1. Objetivo General.....	1
1.1.2. Objetivos Específicos.....	1
1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	2
1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	2
1.3.1. Etapa de gabinete 1: Estudio Bibliográfico.....	3
1.3.2. Etapa de Terreno.....	3
1.3.3. Etapa de gabinete 2: Preparación de Muestras y Análisis.....	4
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	5
2.1. GENERALIDADES.....	5
2.2. CONTEXTO GEOTECTÓNICO.....	5
2.3. ROCAS ESTRATIFICADAS.....	6
2.3.1. Formación Arqueros.....	6
2.3.2. Formación Quebrada Marquesa.....	7
2.3.2.1. Miembro El Espino.....	7
2.3.2.2. Miembro Quelén.....	8
2.4. ROCAS INTRUSIVAS.....	8
2.4.1. Superunidad Illapel.....	8
2.4.1.1. Unidad Chalinga.....	8
2.4.1.2. Unidad Limahuida.....	9
2.4.2. Unidad San Lorenzo.....	9

2.5. ALTERACIÓN HIDROTERMAL.....	10
2.5.1. Alteración Sódica.....	10
2.5.2. Alteración Sódico-cálcica.....	10
2.5.3. Alteración Potásica.....	10
2.5.4. Alteración Cálcica.....	11
2.5.5. Alteración Hidrolítica.....	11
2.5.6. Alteración Argílica.....	12
2.6. DEPÓSITOS TIPO IOCG.....	12
2.6.1. Depósitos IOCG Andinos.....	15
2.6.2. Depósitos Estratoligados.....	17
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO DISTRITAL.....	18
3.1. GENERALIDADES.....	18
3.2. LITOLOGÍA.....	18
3.2.1. Depósitos IOCG Andinos.....	18
3.2.1.1. Secuencia Calcárea-Siliciclástica.....	18
3.2.1.2. Secuencia Volcanosedimentaria.....	19
3.2.1.3. Secuencia Volcánica.....	20
3.2.2. Rocas Intrusivas e Hipabisales.....	22
3.2.3. Depósitos Cuaternarios.....	23
3.2.2.1. Depósitos Aluviales y Coluviales.....	23
3.3. ALTERACIONES.....	23
3.3.1. Alteración Potásica.....	23
3.3.2. Alteración Sódico-Cálcica.....	24
3.3.3. Alteración Sódica.....	25

3.3.4. Alteración Cálctica.....	25
3.3.5. Alteración Hidrolítica.....	26
3.3.6. Alteración Argílica.....	27
3.4. ESTRUCTURAS.....	28
CAPÍTULO 4. MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS.....	29
4.1. GENERALIDADES.....	29
4.2. INCLUSIONES FLUIDAS.....	30
4.2.1. Clasificación.....	31
4.2.1.1. Clasificación según paragénesis.....	31
4.2.1.2. Clasificación según número de fases.....	33
4.3. PARÁMETROS MICROTERMOMÉTRICOS.....	33
4.3.1. Temperatura de homogenización (T_H).....	33
4.3.2. Temperatura eutéctica (T_E).....	35
4.3.3. Temperatura de fusión de hielo (T_M).....	35
4.3.4. Determinación de salinidad.....	35
4.3.5. Ebullición y presión.....	46
4.4. UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS.....	38
4.4.1. Cuerpos de vetas simples y brechas hidrotermales	38
4.5. DESCRIPCIÓN DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS.....	38
4.5.1. Inclusiones fluidas bifásicas ricas en líquido, tipo II-A.....	41
4.5.2. Inclusiones fluidas bifásicas ricas en vapor, tipo II-B.....	42
4.6. RESULTADOS MICROTERMOMÉTRICOS.....	43
4.6.1. Temperaturas de homogenización.....	44
4.6.1.1. Evento de alta temperatura.....	44

4.6.1.2. Evento de baja temperatura.....	45
4.6.2. Composición salina.....	46
4.6.2.1. Evento de salinidad media.....	47
4.6.2.2. Evento de salinidad alta.....	48
4.6.3. Temperatura de homogenización versus salinidad.....	48
4.6.4. Presión y profundidad de formación.....	49
CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN.....	51
5.1. GEOOGÍA DE LOS YACIMIENTOS EN EL ÁREA DE EL ESPINO	51
5.2. CARACTERISTICAS DE LOS FLUIDOS DE ALTERACIÓN.....	51
CAPÍTULO 6. CONCLUSIÓN.....	54
CAPÍTULO 7. REFERENCIAS.....	55



INDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1. 1	Mapa de acceso para la zona de estudio.....	2
2. 1	Distribución temporal de los mayores depósitos IOCG.....	14
2. 2	Diagrama esquemático que muestra las configuraciones tectónicas y litosféricas de los depósitos IOCG.....	15
2. 3	Comparación de las edades radiométricas para los minerales de depósitos IOCG.....	16
3. 1	Mapa Geológico para el área de estudio a una escala 1:30.000.	19
3. 2	Afloramiento de estratos calcáreos con niveles de shert.....	20
3. 3	Secuencia composicional de tobas vítreas y cristalinas.....	21
3. 4	Contacto concordante entre andesitas y brecha andesítica.....	21
3. 5	Muestra de andesita.....	22
3. 6	Afloramiento de diorita.....	23
3. 7	Afloramiento de monzodiorita.....	23
3. 8	Alteración potásica en diorita.....	24
3. 9	Muestra de roca volcánica con alteración cálcico-sódica.....	25
3. 10	Muestra de roca intrusiva.....	26
3. 11	Brech hidrotermal con alteración hidrolítica.....	27
3. 12	Estructura rellena con materiales arcillosos.....	28

4. 1	Esquema simplificado de la distribución de inclusiones.....	32
4. 2	Clasificación de inclusiones según el número de fases.....	34
4. 3	Diagrama de fases para el sistema NaCl – H ₂ O.....	36
4. 4	Proyección de temperatura y presión para las isopletas.....	37
4. 5	Tabla de datos simplificados.....	38
4. 6	Fotografías de muestras de mano analizadas.....	39
4. 7	Microfotografía muestra PM1V1.....	40
4. 8	Microfotografía de una inclusión fluida bifásica.....	41
4. 9	Microfotografía de una inclusión fluida de morfología irregular.....	42
4. 10	Microfotografía de una inclusión fluida del tipo II-A.....	42
4. 11	Microfotografía de una inclusión fluida del tipo II-B.....	43
4. 12	Tabla resumen para las temperaturas de homogenización corregidas.....	44
4. 13	Histograma de frecuencia para las temperaturas de homogenización.....	45
4. 14	Diagrama de caja para la temperatura de homogenización.....	46
4. 15	Tabla de salinidades.....	47
4. 16	Histograma de frecuencia para la salinidad.....	48
4. 17	Diagrama de caja para la salinidad.....	49
4. 18	Diagrama de temperatura de homogenización vs salinidad.....	50

5. 1	Mapa de alteración zona de estudio.....	52
5. 2	Modelo esquemático yacimiento de veta “El Espino”.....	53



Resumen

Los depósitos tipo IOCG andinos son mundialmente conocidos por su relativa baja edad y su alto nivel de conservación en comparación al resto de depósitos de este tipo en el mundo. Esto teniendo en cuenta que el grupo IOCG relativamente más cercano temporalmente se ubica en la provincia de Rajasthan, República de la India y tiene una edad de aproximadamente 850Ma (más de 700Ma que la franja IOCG andina). En base a esto, el distrito minero “El Espino” el cual contiene al depósito IOCG más joven descubierto hasta ahora de la franja andina, con aproximadamente 88Ma de antigüedad es el objetivo idóneo para estudiar la génesis de este tipo de formaciones.

Ubicado en la provincia de Choapa, región de Coquimbo el distrito minero “El Espino” se hospeda tanto en la Unidad Volcánica (Formación Arqueros), en la Unidad Volcano sedimentaria (formación Quebrada Marqueza) y en la Unidad de intrusivos y hipabisales (Unidad Diorítica San Lorenzo). En las cercanías al distrito minero también se encuentra la unidad sedimentaria calco siliciclástica (Formación Arqueros). Afectando a estas unidades, se aprecian 6 distintivas alteraciones; la alteración potásica, representada por la asociación mineral de feldespato potásico y hematita. La alteración sódica, representada por la asociación de albita y clorita. La alteración sódico-cálcica, representada por albita, epidota y actinolita. La alteración cálcica, representada por clorita, epidota y calcita. La alteración hidrolítica, representada por cuarzo, hematita y sulfuros de cobre y hierro, y por último la alteración argílica, definida por la asociación de cuarzo, arcillas y sericita. En cuanto a la mineralización, ocurre asociada a estructuras de carácter secundario NNE en forma de cuerpos vetiformes planares y brechas asociadas a estas. Siendo la mineralización económica expresada en calcopirita mayoritariamente como sulfuro primario y oro nativo. La hematita especular está asociada como mineral de ganga a la mineralización.

Las mediciones microtermométricas en inclusiones fluidas alojadas tanto en cuarzo como en calcita, presentan un predominio en inclusiones bifásicas ricas en líquido, con nulo indicio de ebullición en las muestras analizadas. Los resultados obtenidos indican dos eventos hidrotermales marcados, siendo el principal de alta temperatura y salinidad media con un rango de temperatura de homogenización que varía en promedio entre 330 y 350°C y una salinidad en rango de 22 a 24% NaCl eq. Este evento, se asocia a la fase principal de mineralización, en conjunto a la alteración hidrolítica. El segundo evento hidrotermal con influencia de fluidos meteóricos y el peor descrito presenta un rango que varía entre 190 a 210°C en promedio y una salinidad variable de 30 a 36% NaCl eq. Asociado a la alteración argílica en base a los bajos rangos de temperatura y la locación de las muestras.

Por la totalidad de sus características, tanto geológicas como de datación microtermométrica se puede definir que la principal fuente de fluidos formadores del depósito es hidrotermal, y que el origen de estos es similar en características físicas a los fluidos formadores de depósitos IOCG con estilo de mineralización en manto o estratoligados de la franja andina

1. INTRODUCCIÓN

El distrito minero “El Espino” alberga al depósito homónimo de fierro, cobre y oro tipo IOCG (Iron Oxide, and Gold por sus siglas en inglés), el cual consta de varios cuerpos mineralizados con un recurso geológico estimado de 123 Mt con 0,66% ley de cobre y 0,24 g/t de oro. Dentro del distrito minero hay otros cuerpos menores, de similar origen y características que el yacimiento principal, los cuales varían desde veta simple, stockworks y brechas hasta depósitos tipo manto. Esta memoria se centra en el estudio, principalmente microtermométrico de las vetas simples y brechas de dichos cuerpos menores, las que son explotadas por la pequeña minería debido a su acotada área mineralizada y alta ley presente.

Esta memoria de título surge de la necesidad de aportar datos genéticos de los depósitos del distrito minero “El Espino” con el fin de incrementar el conocimiento de los depósitos del tipo IOCG andinos, siendo este específicamente, el depósito ubicado más al sur y el más joven conocido hasta la fecha (López y otros, 2013).

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo General

Caracterizar física y químicamente los fluidos hidrotermales que acompañaron a la mineralización de Fe-Cu-Au del depósito de brechas y veta simple ubicado en el distrito minero “El Espino” para complementar el modelo geológico del depósito, y así, reconocer diferencias sustanciales con otros depósitos tipo manto o estratificados de la franja ferrífera de Chile.

1.1.2. Objetivos Específicos

- 1: Caracterizar petrográficamente la litología, alteraciones y estructuras del distrito minero “El Espino”
- 2: Determinar las condiciones de presión y temperatura, así como la composición de los fluidos que generaron la alteración hidrotermal de los cuerpos mineralizados en estudio.

3: Comparar los datos sobre las condiciones de formación y fluidos asociados del depósito “El Espino” con otros yacimientos IOCG de los Andes Centrales para inferir su origen.

1.2 UBICACIÓN Y ACCESOS

La memoria se llevó a cabo en el distrito minero “El Espino” ubicado en la Provincia de Choapa, Región de Coquimbo, Chile, a 35 km al Norte de la ciudad de Illapel, entre las coordenadas $31^{\circ}21'49,736''$ a $31^{\circ}24'58,086''$ latitud sur y $71^{\circ}6'3,019''$ a $71^{\circ}1'47,143''$ longitud oeste (figura 1.1).

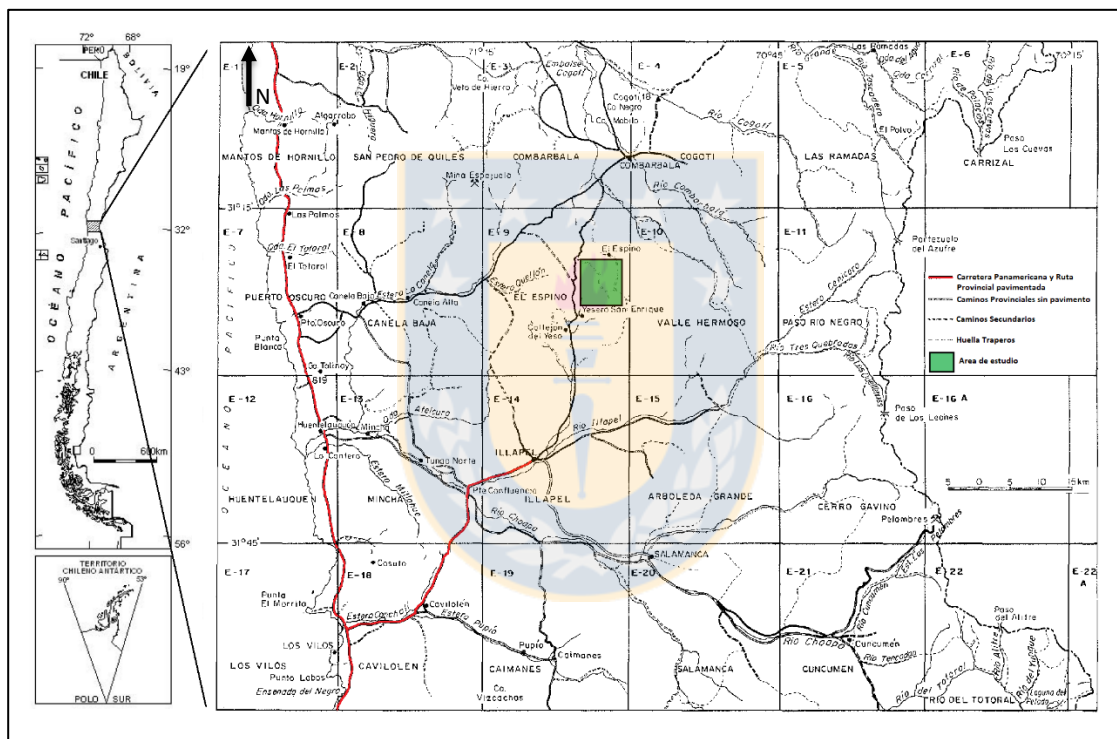


Figura 1.1: Mapa de acceso para la zona de estudio, en la región de Coquimbo, Chile. Modificado de Rivano y Sepúlveda, 1991

1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología utilizada en este trabajo se dividió en dos etapas de gabinete y una etapa intermedia de terreno, las cuales se describen a continuación.

1.3.1 Etapa de gabinete 1: Estudio Bibliográfico

Transcurrió desde marzo del 2018 hasta el inicio de la fase de terreno, su función fue establecer las bases teóricas en que se desarrollaría el terreno y la fase posterior a este, por lo que la recopilación bibliográfica se centró principalmente en artículos relevantes a depósitos del tipo IOCG tanto chilenos como extranjeros, estudios termométricos en inclusiones fluidas pertenecientes a vetas hidrotermales y la geología regional presente en la zona de Illapel, conforme el avance de los meses la recopilación continuó en búsqueda de resolver las dudas y complicaciones presentes durante la segunda fase de gabinete.

1.3.2. Etapa de terreno

Desde el 5 de mayo hasta el 11 del mismo mes se recorrió el sector de la yesera en Illapel donde se ubica el distrito minero “El Espino” homónimo al depósito IOCG en el que se encuentra, en la zona se apreciaron distintas faenas de pequeña minería las que explotaban tanto vetas y brechas hidrotermales siguiendo el rumbo NS-NE/SW preferencial de estas mismas. El terreno se llevó a cabo en conjunto el curso de 6to año de la carrera de Geología, donde estudiantes de este mismo curso se sumaron en las campañas diarias de exploración de la zona en búsqueda de estructuras y cuerpos planares tanto en la superficie como dentro de las faenas ya existentes. Se muestrearon con herramientas manuales vetas y brechas de tamaño de decimétrico de cuarzo-hematita-calcita y brechas hidrotermales de diámetros decimétricos con niveles de alteración variables en los rangos moderados a alto, específicamente altos en vetas donde predominaba la calcita. Se priorizó tomar muestras de cuarzo o calcita masiva a favor de maximizar la presencia de inclusiones fluidas en estas y evitar de la mayor forma posible la presencia de minerales de alteración posteriores a la generación de las vetas. Aparte de la recolección de muestras para su análisis termométrico, se hicieron dataciones estructurales de orientación y dinámica de bloques presentes en la mayor parte donde afloraban las vetas con el fin de entender la presencia de más de una cristalización y por ende, de atrapamiento de fases fluidas en los cristales.

1.3.3 Etapa de gabinete 2: Preparación de Muestras y Análisis

Una vez de vuelta en Concepción, las muestras recogidas en la fase de terrero fueron descritas, para luego ser preparadas en conjunto con el técnico encargado del laboratorio de cortes de la universidad, dando como resultado pulidos transparentes y “obleas” de roca para su análisis micro termométrico. Una vez terminada la preparación de muestras, se procedió en primer lugar a la descripción microscópica de los pulidos transparentes, para posteriormente comenzar el análisis micro termométrico.

El análisis de las inclusiones fluidas se realizó en el laboratorio de microtermometría del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, él cuenta con una platina Linkam THMSG 600 y su respectivo controlador, esta platina, puede alcanzar temperaturas desde -180°C (con sistema de enfriamiento en base a nitrógeno líquido) hasta 600°C ideal para trabajos con inclusiones fluidas provenientes de depósitos hidrotermales, rocas metamórficas de bajo medio/bajo grado y depósitos con influencias magmáticas y cualquier otro proceso de cristalización en un rango de temperatura menor a los 600°C . En conjunto a la platina dedicada a estas mediciones, se necesitaron objetivos de foco lejano para poder observar las muestras que fueron analizadas al interior de esta, contando con objetivos de X20, X50 y X100.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.

2.1. GENERALIDADES

La zona de estudio se conforma en su totalidad por unidades de edad Jurásico - Cretácicas, siendo la formación más antigua la Formación Arqueros (Berriasiano – Barremiano) y la más actual la Unidad San Lorenzo, del Cretácico Superior. El distrito minero se conforma por una sucesión marino continental, que es parte de las cuencas extensionales formadas durante el Jurásico Superior- Cretácico, contando con un depósito del tipo IOCG homónimo a él y una serie de intrusiones de composiciones dioríticas a granodioríticas (Del Real y Arriagada, 2015).

2.2. CONTEXTO GEOTECTÓNICO

El Cretácico Inferior, en Chile central, es caracterizado por el desarrollo de un sistema extensional con magmatismo asociado (Ramos, 2009; Morata, 2003) Este evento se evidencia a través de elongadas franjas de secuencias estratificadas N-S, que afloran a lo largo del área de Illapel y toda la zona central de Chile, como en la sierra de Puquios, cerca de Copiapó (Mpodozis y Allmendinger, 1992), este proceso de extensión es característico del basamento del Cretácico temprano a lo largo de todo el margen del pacífico, observado desde Colombia hasta el sur de Chile (Ramos y Aleman, 2000).

El Arco interior desarrollado en conjunto a la cordillera de la costa en Chile central, generó una columna de aproximadamente 15 km de espesor, conformado por roca volcánica de composición ácida y básica, esta última en mayor proporción, los que se encuentran alternados con depósitos marinos y continentales durante el Jurásico y el Cretácico temprano (Vergara y otros, 1995). La extensión y subsidencia dieron como resultado una topografía de bajo relieve cercano al nivel del mar, en contraste con el volcanismo andino convergente de hoy en día a la misma latitud (Ramos, 2009).

La sedimentación varía desde una depositación dominante marina en el basamento del intra arco a marino/continental en el tras arco, junto a la subsidencia, son controladas por fallas extensionales (Ramos 1988; Legarreta y Uliana 1991; Mpodozis y Ramos 2008; Tunik y Álvarez 2008).

En el límite superior del Cretácico Inferior se limita el inicio de un periodo compresivo en la zona acotadas por unidades intrusivas adyacentes al depósito (Arancibia, 2004, Parada et al., 2005), esta transición a un régimen compresivo y la inversión de fallas normales podrían haber facilitado la circulación de fluidos hidrotermales (Del Rey y Arriagada 2015).

2.3. ROCAS ESTRATIFICADAS

2.3.1. Formación Arqueros

Definida originalmente por Aguirre y Eguert (1992; 1965) (Rivano y Sepúlveda, 1991) se distribuye entre el puente Confluencia, por el sur, y el estero San Pedro de Quiles por el norte, rodeada en gran parte por la Superunidad Illapel. En su base, la formación está compuesta por 200-300m de brechas que corresponden a volcarruditas polimícticas finas a medias con clastos de andesitas, y fragmentos de cristales de feldespatos y cuarzo, sobre las brechas se desarrolla una secuencia de volcanitas con intercalaciones sedimentarias, siendo andesitas porfídicas y microcristalinas, mientras que los niveles sedimentarios, se presentan en bancos de hasta 20 m de espesor formados por calizas y niveles de volcanitas y volcarruditas.

Otras litologías corresponden a brechas y conglomerados sedimentarios (andesitorruditas), cuyos componentes clásticos son solo volcánicos y que aparecen en forma esporádica y lenticular con espesores de hasta 100 m y longitudes de algunos cientos de metros. El espesor estimado para esta unidad es de unos 3.500 – 4.000 m.

Su edad, Cretácico Inferior se desprende de su equivalente litoestratigráfico en las formaciones Lo Prado y Veta Negra (Thomas, 1958; Piracés y MaksaeV, 1977), a su vez, la formación Arqueros se encuentra intruida por la Superunidad Illapel (134-85 Ma) limitando su edad mínima al Neocomiano.

2.3.2. Formación Quebrada Marquesa

Definida originalmente por Aguirre y Eguert (1962) (Rivano y Sepúlveda, 1991) como una secuencia continental, con una intercalación delgada de areniscas marinas en su base (Aguirre y Eguert, 1962). En la formación se distingue un nivel inferior volcánico, andesítico con intercalaciones de brechas y conglomerados, y un nivel superior compuesto por areniscas de grano fino, lutitas, calizas lagunares y mantos de manganeso y yeso. En la hoja de Illapel se presenta como una secuencia volcánico-sedimentaria, marino-transicional a continental, concordante sobre la Formación Arqueros y cubierta, en discordancia angular, por la formación Salamanca. Su base ha sido definida por un cambio litológico visible en el terreno con la formación Arqueros, la cual presenta un complejo volcánico sedimentario macizo de color gris-verdoso a pardo-verdoso, con estratificación gruesa mal desarrollada, mientras que la formación Quebrada Marquesa se muestra como una unidad de colorido variado, desde tonalidades claras (blanco-amarillentas) a rojo-parduscas, con un desarrollo claro de la estratificación y aspecto más clástico (Rivano y Sepúlveda, 1991).

En su localidad tipo, los autores Aguirre y Thomas (1964) y Aguirre y Eguert (1965) le atribuyeron una edad que comprendería desde el Neocomiano Superior hasta el Albiano Superior, sobre la base fósil recolectada en la parte basal de la unidad y su contacto discordante con la Formación Viñita, (Thomas, 1967). Una determinación radiométrica K-Ar en anfíbola efectuada en el Stock Loma Blanca (Rosales, 1988), que instruye a la formación en el límite norte del área, indicó un valor de $65,3 \pm 3,1$ Ma.

2.3.2.1. Miembro El Espino

Ubicado en las cercanías de la localidad de la Yesera, afloran areniscas, conglomerados, margas, lutitas, calizas estromatolíticas y yeso estratificado (Rivano y Sepúlveda, 1991) el miembro El Espino correspondería a una depositación en un ambiente transicional-continental en régimen regresivo, con variaciones eustáticas, bajo un clima subtropical árido.

2.3.2.2. Miembro Quelén

Este miembro corresponde al 95% de los afloramientos asignados a la Formación Quebrada Marquesa. Conformado por una alternancia de andesitas, brechas piroclásticas, volcarenitas y conglomerados (Rivano y Sepúlveda, 1991).

Las características litológicas del Miembro Quelén revelan condiciones de depositación en ambiente continental, dominado por una intensa actividad volcánica. La alternancia de estratos volcánicos y sedimentarios sugiere períodos con gran desarrollo de volcanismo y otros de intensa erosión, el material clástico depositado, dado su carácter principalmente andesítico tendrían su origen en una paleocordillera volcánica de ubicación imprecisa por el momento. Por otra parte, la existencia de escasos niveles lenticulares de calizas sugiere ocasionales y localizados episodios lacustres (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.4. ROCAS INTRUSIVAS

2.4.1. Superunidad Illapel

Definida por Rivano y otros en 1985, compuesto por tres plutones principales: Plutón Illapel-Caimanes, Plutón Llahuin y Plutón Quilitapia-El Durazno, ocupando una superficie superior a los 3200 km². Asociados a estos plutones mayores, existe una serie de cuerpos menores, generalmente de la misma composición, pero de texturas de grano fino a porfíricas (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.4.1.1. Unidad Chalinga

Corresponde a la mayor parte de la Superunidad Illapel, constituyendo 95% de esta, la Unidad Chalinga incluye desde dioritas de anfíbola y piroxeno, hasta sienogranitos de anfíbola y hornblenda pasando por tonalitas, granodioritas y monzodioritas (Rivano y Sepúlveda, 1991). La textura predominante es hipidiomórfica equigranular de grano fino a medio (0,5-2 mm) en parte grueso (hasta 6 mm), también existen facies con textura porfírica, que se ubican normalmente hacia la periferia de los plutones.

De acuerdo con la distribución de las muestras, se puede sugerir que hacia el norte de Illapel predominan las composiciones tonalítico-granodiorita hasta sienogranito con un predominio de las

monzodioritas y monzodioritas cuarcíferas, al este de Salamanca, en los alrededores de la Falla Manquegua, predominan facies monzograníticas y sienograníticas (Rivano y Sepúlveda, 1991).

La Unidad Chalinga intruye a las formaciones Arqueros (Neocomiano) y Quebrada Marquesa (Barremiano-Albiano) y posiblemente pero solo en parte, al miembro inferior de la Formación Salamanca. Esta unidad se habría emplazado cerca de la superficie, como lo sugieren sus contactos nítidos y escaso desarrollo en sus aureolas.

Para esta unidad se cuenta con varias dataciones K-Ar, las que han dado valores de 130-134 Ma para el borde occidental, 96-113 Ma, para la parte central y de 85 Ma para el borde oriental de la unidad. La totalidad de edades que se ubican en un intervalo de 50 Ma, permite suponer que la Unidad Chalinga incluye quizás, varios eventos de intrusión separados en el tiempo (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.4.1.2. Unidad Limahuida

Esta unidad plutónica aflora sólo en el Plutón Illapel, formando una franja continua, al norte y sur de Illapel, desde las nacientes del Estero El Espino hasta la localidad Caimanes, respectivamente y en una posición central dentro de la Unidad Chalinga. Esta unidad está conformada por granodioritas hololeucocráticas, con textura hipidiomórfica equigranular de grano medio (1,0-2,0 mm), en la que predominan el cuarzo y el feldespato, con ferromagnesianos muy escasos y siempre alterados a clorita y epidota, las que aparecen en vetillas y guías (Rivano y Sepúlveda, 1991).

Se estima que debe ser contemporánea con la etapa de consolidación magmática de la Unidad Chalinga, es decir, Cretácico Inferior medio a Cretácico Superior (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.4.2. Unidad San Lorenzo

Descrita por Rivano y otros (1985) corresponde a un conjunto de cuerpos dioríticos y andesíticos con dimensiones variadas (desde 200-300 m² hasta 80 km²). La unidad San Lorenzo está formada por intrusivos de color gris-verdoso a verde oscuro que conforman relieves positivos en el paisaje. La textura es holocristalina porfídica que a veces pasa a ser glomeroporfídica. Los fenocristales más comunes son plagioclasa, anfíbola y piroxeno (augita).

Las alteraciones más frecuentes son clorita, montmorillonita, epidota, calcita y anhidrita (Rivano y Sepúlveda, 1991).

En cuanto a su edad, intruye a la Formación Salamanca (Cretácico Superior), se dispone sólo una datación K-Ar en roca total, de $65,3 \pm 3,1$ Ma (Rosales, 1988) efectuada en el Plutón Cogotí, por lo anterior se sitúa en un intervalo entre el Cretácico Superior terminal al Terciario más bajo (Rivano y Sepúlveda, 1991).

2.5. ALTERACIÓN HIDROTERMAL

2.5.1. Alteración Sódica

La alteración sódica afecta a una larga fracción del distrito “El Espino”, el estilo de mineralización correspondiente a esta alteración varía según el tipo de roca, pero generalmente resulta en la formación de albita. En las rocas ígneas, esta alteración se presenta generalmente a un nivel pervasivo, con el completo reemplazo de los minerales de plagioclasa por albita y comúnmente la completa destrucción de los minerales máficos por clorita (Lopez y otros, 2013).

2.5.2. Alteración Sódico-cálcica

La alteración sódico-cálcica se establece por la asociación mineral de albita, epidota, actinolita, titanita, escapolita y en menor grado apatito. Esta alteración se sobrepone a la anteriormente nombrada alteración sódica, pero ocurre en un área más restringida que la que es afectada por la alteración sódica.

En roca volcánica, la alteración sódico-cálcica aparece en forma de amígdalas, rellenas de epidota que varían a albita al exterior. En brechas y conglomerados se genera reemplazo en base a intercrecimiento de epidota y albita en los clastos, o un borde de albita en los mismos (Lopez y otros, 2013).

2.5.3. Alteración Potásica

La asociación mineral que da lugar a la alteración potásica se presenta débilmente desarrollada y/o altamente afectada por las alteraciones que la proceden (cálcica e hidrolítica), siendo la biotita de

la alteración potásica alterada a clorita, y los feldespatos potásicos generalmente reemplazados por sericita, arcillas y clorita.

A diferencia de otros IOCG andinos, donde la asociación de biotita secundaria ocurre comúnmente con magnetita. En el distrito “El Espino” la asociación común en esta alteración contiene feldespato potásico con hematita (López y otros, 2013).

2.5.4. Alteración Cálctica

La asociación mineral de esta alteración contiene epidota, actinolita y clorita y en menor grado calcita, titanita, apatito y cuarzo, en rocas sedimentarias calcáreas hay presencia de granate del tipo andracita. Presentándose en combinaciones más comunes como epidota-actinolita y epidota-clorita.

Los primeros alcances de esta alteración se caracterizan por un reemplazo parcial en rocas volcánicas, y un reemplazo pervasivo en rocas sedimentarias obliterando su textura original.

Mientras que una segunda etapa de la alteración cálcica se caracteriza por presentarse en forma de vetillas con un diámetro que varía entre 1 a 10mm, conformadas por óxido de hierro, sulfuros y limitadas en sus márgenes por actinolita. Estas vetillas cortan a las anteriores asociaciones cálcica, sódico-cálcica y sódica (López y otros, 2013).

2.5.5. Alteración Hidrolítica

Ocurre en zonas de brecha hidrotermal, tanto alrededor de los cuerpos mineralizados de tipo manto como en las vetas simples hidrotermales. Esta alteración contiene cantidades variables de cuarzo, calcita, sericita, clorita, óxidos de hierro (principalmente hematita especular) y sulfuros. La alteración hidrolítica es la que contiene la mayor parte de los sulfuros en el distrito “El Espino”. Se pueden reconocer hasta 3 etapas para la alteración hidrolítica, reconocibles a través de la relación de corte entre las vetas, consignando como las más jóvenes las que contienen cuarzo y sulfuros, seguidas por aquellas que contienen hematita especular y sulfuros con niveles variables de cuarzo y por último, las vetas compuestas por cuarzo, calcita, sulfuros y en menor grado óxidos de hierro (López y otros, 2013).

2.5.6. Alteración Argílica

Corresponde a la etapa final de alteración y mineralización hipógena en el distrito “El espino” formando vetas de calcita, cuarzo, baritina, las que pueden contener calcopirita, pirita y/o galena. El contacto entre estas vetas y la roca caja suele incluir minerales como clorita, cuarzo, calcita, illita, entre otras arcillas (López y otros, 2013).

2.6. DEPÓSITOS TIPO IOCG

El grupo de depósitos IOCG, fue definido así primeramente por el descubrimiento del gigantesco depósito de Cu-U-Au de Olympic Dam en Australia, este grupo de depósitos creció de forma significativa cuando depósitos asociados y potenciales miembros finales o análogos a estos fueron incluidos (Groves y otros, 2010). El grupo más amplio de lo que se puede reconocer como un IOCG incluye depósitos de óxido de hierro bajos en Ti, asociados a yacimientos que incluyen óxido de hierro rico en P, óxido de hierro rico en F y REE, Skarn de Fe o Cu-Au, Cu ± Au alojado en Fe de alto grado, Cu-, REE- y F alojado en carbonatitas y depósitos IOCG “sensu stricto”. El problema que ocurre al considerar a un grupo de depósitos tan amplio es que oculta las características específicas de los IOCG “sensu stricto”, como lo son su distribución temporal y ambiente tectónico, lo que conlleva dificultades para desarrollar un modelo de exploración robusto.

Un depósito IOCG “sensu stricto” posee un origen magmático hidrotermal, contiene grados económicos de Cu y Au, presenta un control estructural dominante, contiene volúmenes significativos de brecha, y se asocia con las alteraciones sódica o calco-sódica (Groves y otros, 2010). Tanto la alteración como las zonas de brecha afectan a gran escala, comúnmente a escala regional en relación a la mineralización económica. Tienen abundante óxido y/o silicatos de hierro con bajos niveles de Ti asociados a estos, generalmente poseen sulfuros de Cu y Fe paragenéticamente más antiguos que los óxidos. Tienen enriquecimiento en LREE y sulfuros pobres en S. carecen de vetas de cuarzo o silicificación generalizadas, muestran una relación temporal clara, pero no una relación espacial con las principales intrusiones magmáticas regionales, estas intrusiones son comúnmente alcalinas a subalcalinas, mezclas máficas (incluso ultra máficas) hasta composiciones félsicas, con evidencia de la derivación del manto en al menos los miembros máficos finales de la suite. El gran tamaño de muchos de estos depósitos, las grandes zonas de

alteración circundantes (regionales), fluidos minerales altamente salinos, los datos de isótopos estables y radiogénicos disponibles indican la liberación de fluidos magmáticos profundos ricos en volátiles, debido a la desvolatilización de magmas derivados del manto y la mezcla gradual de estos fluidos magmáticos con otros fluidos corticales a lo largo del trayecto de ascenso de estos magmas (Groves y otros, 2010).

Los principales depósitos de este grupo (los de mayor tamaño, siendo entre ellos dominantes los depósitos “sensu stricto” y los de óxido de hierro ricos en P) tienen edades de formación casi completamente precámbricas, con una periodicidad marcada entre ellos de aproximada entre 500 - 700 Ma (figura 3.1), consistente con los episodios de ensamble y dispersión de los súper continentes precámbricos Kernoland, Columbia y Rodinia. Las provincias IOCG conocidas como mayor Carajas, Gawler y Rajasthan se formaron después del ensamble súpercontinental, en entornos intracratónicos o en entornos de tras arco de tierras lejanas, dependiendo del modelo tectónico aceptado (Skirrow, 2008).

Los depósitos IOCG Fanerozoicos se formaron durante periodos de dispersión y formación de súper-continentes en ambientes de arco activo -a diferencia de los depósitos precámbricos, los cuales se formaron en entornos intracratónicos o de entornos de trasarco de tierras lejanas, pese a esta diferencia genética, la periodicidad temporal entre el último gran grupo de depósitos precámbricos (el grupo Rajasthan) y aquellos pertenecientes al grupo andino (Candelaria y Manto Verde, entre otros) es mayor a 700 Ma, esto, junto a los altos niveles de componentes máficos derivados del manto presentes en los cuerpos intrusivos que acompañan a este tipo de depósito, sugeriría condiciones tectónicas especiales para la formación de estos depósitos andinos. (Goldfarb y otros, 2001; Franklin y otros, 2005; Groves y otros, 2005c; Kerrich y otros, 2005).

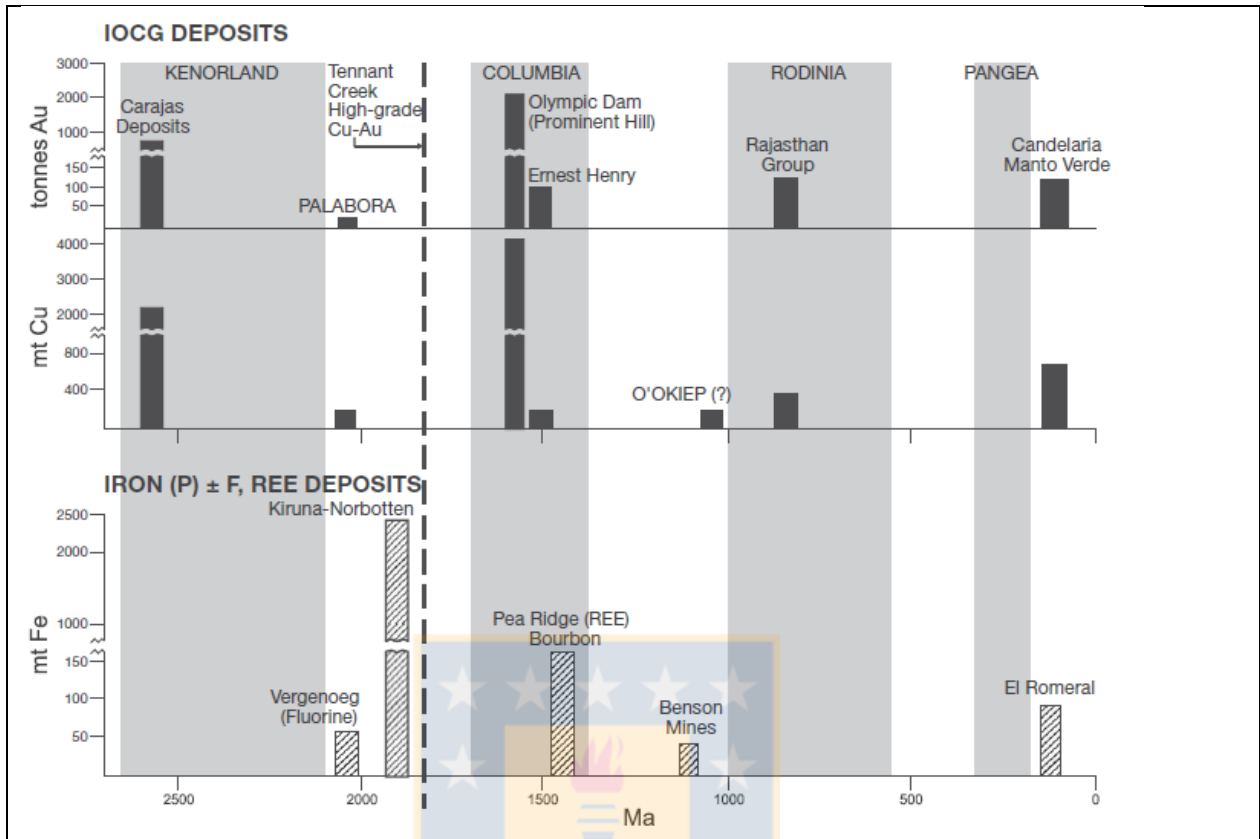


Figura 2.1: Distribución temporal de los grandes depósitos (sobre 100 t de recurso) IOCG sensu stricto (panel superior) y de óxido de hierro (P, F, REE) (panel inferior) en términos del ciclo de súper-continentes. Los datos de recursos presentados provienen de Williams et al. (2005). Los eventos, tanto de márgenes convergentes como divergentes pueden ser diacrónicos y los límites son indicativos en lugar de definitivos para cualquier terrane en particular. Hay que notar la clara separación temporal entre estos dos tipos de depósitos en el precámbrico versus la ocurrencia en el mismo periodo de tiempo y mismas franjas en el Fanerozoico (IOCG andinos). Figura tomada de Groves y otros (2010).

Este hecho junto a la altamente anómala composición de máficos derivados del manto en la *suite* de intrusivos, sugiere condiciones tectónicas especiales, un ejemplo de estas condiciones serían fragmentos precámbricos mantélicos litosféricos subcontinentales (SCLM) debajo los segmentos extensionales en el arco donde es requerido para formar y preservar estos depósitos en márgenes convergentes.

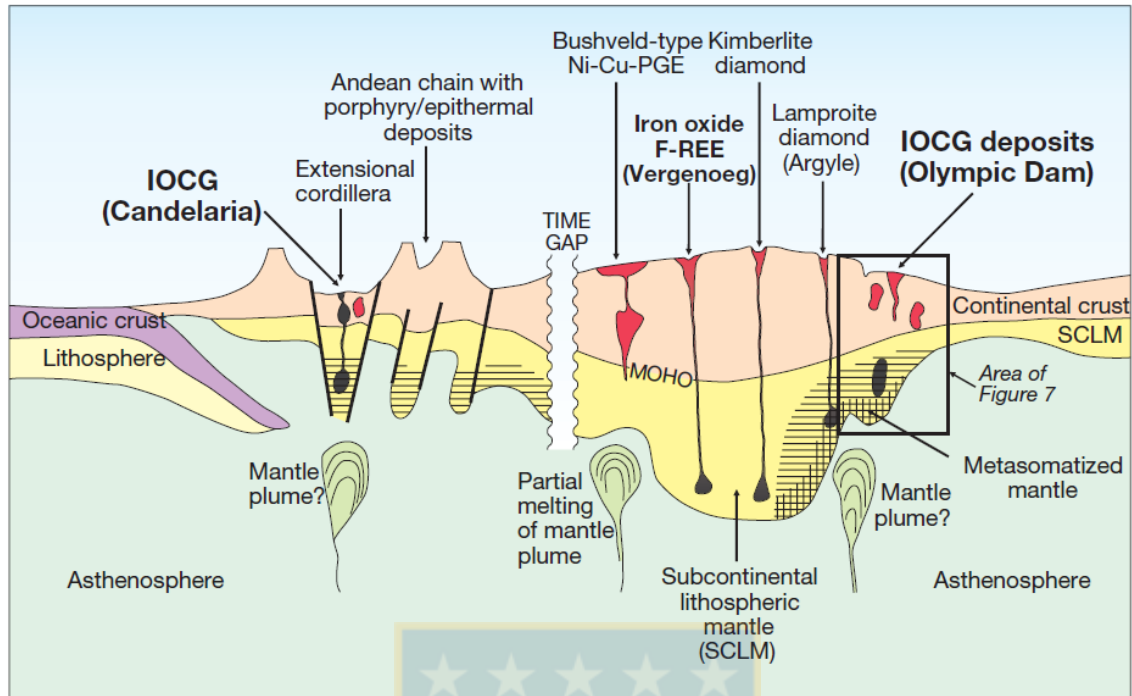


Figura 2.2: Diagrama esquemático que muestra las configuraciones tectónicas y litosféricas de los depósitos IOCG, tanto en los depósitos precámbricos en cratones, como los depósitos fanerozoicos en arco extensivo. El grosor de la corteza se encuentra exagerado en comparación a la litósfera para acomodar el detalle. Tomada de Groves y otros (2010).

2.6.1. Depósitos IOCG Andinos

El cinturón IOCG andino se localiza en la cordillera de la costa, desde el sur del Perú hasta el norte de Chile, donde es parte del arco volcánico-plutónico de edad Jurásica hasta el Cretácico temprano. Este arco es caracterizado por complejos plutónicos toleíticos a calco alcalinos, compuestos por gabros hasta granodioritas (Sillitoe, 2003).

Los depósitos de mayor tamaño fueron generados durante extensión o transtensión regional, localizados en fallas dúctiles a frágiles de variado rumbo. Al menos, los depósitos del jurásico tardío formados entre las latitudes 22 y 27°30'S, están en asociación con sistemas de fallas normales, esencialmente, todos los depósitos formados durante el cretácico temprano fueron localizados por medio de estructuras transtensionales sinestrales estando o no, relacionadas con los sistemas de fallas de Atacama y Chivato (Grocott y Wilson, 1997; Scheuber y Gonzalez, 1999; Grocott y Taylor, 2002).

En común con muchos depósitos IOCG a nivel mundial, un número de ejemplos andinos sufren de una clara falta de relación genética hacia algún intrusivo, salvo el hecho de encontrarse en proximidad a alguno (menos de 2 km). Manto verde y Candelaria son ejemplos típicos de depósitos donde la mineralización asociada a un IOCG y un complejo plutónico cercano no están en contacto, sin embargo, dataciones radiométricas muestran que la actividad del intrusivo y los episodios de alteración/mineralización se superponen temporalmente (figura 2.3). Se ha demostrado que varios de los depósitos IOCG tipo veta y sus intrusivos hospedantes poseen edades similares (Sillitoe, 2003); tal es el caso del depósito El Espino (Sillitoe, 2003). Independientemente de si las rocas hospedantes corresponden a plutones dioríticos o más félsicos, o a unidades volcano-sedimentarias, las vetas IOCG normalmente comparten las fallas de locación con diques de composición máfica hasta intermedia, los que han sido variadamente descritos como andesita, basalto, dolerita, diabasa, diorita, gabro o simplemente composición máfica y son típicamente anteriores o contemporáneos a la mineralización (Ruiz y otros, 1965; Boric y otros, 1990; Espinoza y otros, 1996).

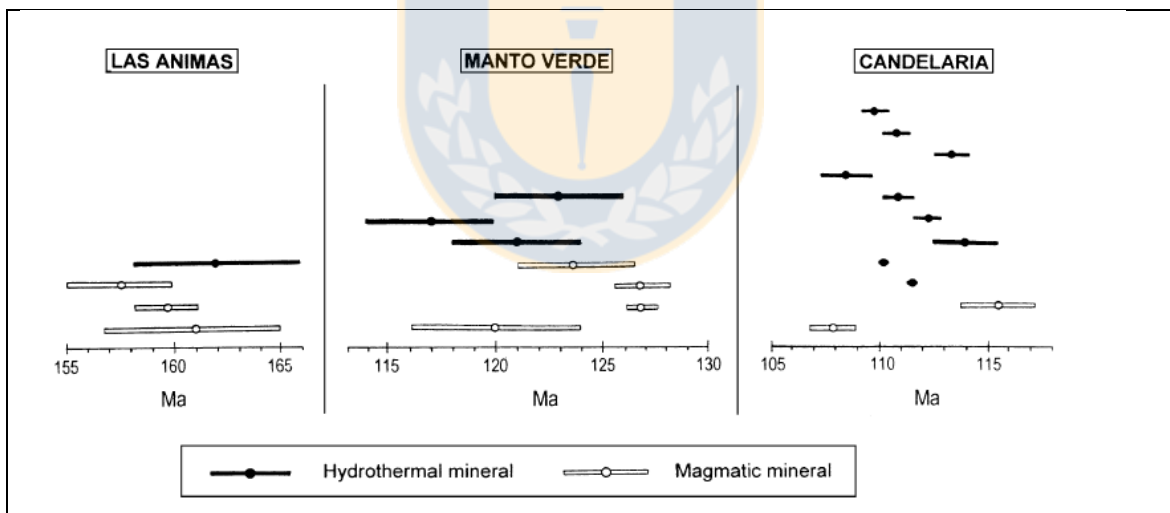


Figura 2.3: Comparación de edades radiométricas para minerales hidrotermales de depósitos IOCG y minerales magmáticos del complejo plutónico hospedante (Plutón Las Ánimas) o contiguos (Mantoverde y Candelaria). Notar la coincidencia temporal de los eventos hidrotermales y magmáticos tomando en cuenta el límite de error de los métodos empleados (U-Pb, Ar-Ar, K-Ar, Re-Os). Datos compilados de Gelcich et al. (1998), Espinoza y otros (1999), Ullrich y Clark (1999), Orrego y otros (2000), Marschik y Fontboté (2001b), Ullrich y otros (2001) y Mathur y otros (2002).

2.6.2. Depósitos Estratoligados

Estos depósitos se conforman por cuerpos diseminados asociados a estratos, brechas hidrotermales alrededor de intrusivos estériles, cuerpos alargados de gabro a diorita asociados a vetas, principalmente en secuencias volcánicas basálticas a andesíticas.

Los depósitos estratoligados de más alto grado son típicamente controlados por la permeabilidad producida por fallas, brechas hidrotermales, contactos con diques y vesículas de flujo. Son caracterizados por calcosina hipógena y bornita, la que varía a calcopirita y concentraciones distales menores de pirita (Sillitoe, 2003).

Este tipo de depósitos corresponde a una distintiva clase de mineralización de cobre, muy poco común fuera de la cordillera de la costa en el norte y centro de Chile (Sillitoe, 1992; Kirkham, 1996). A pesar que muchos depósitos estratoligados contienen albita, calcita y en menor grado hematita como alteración, y algunos están espacialmente relacionados con cuerpos dioríticos o gabros (cualidades que comparten con algunos depósitos IOCG andinos), este tipo de depósitos se distingue por su zona de sulfuros/óxidos asimétrica y una marcada deficiencia en oro.

A pesar de estas diferencias, algunos investigadores consideran a los estratoligados de mayor tonelaje (por ejemplo, Mantos Blancos) como miembros de la clase IOCG (Williams, 1999; Pollard, 2000) o proponen que los depósitos tipo estratoligados corresponderían a manifestaciones someras del tipo IOCG (Vivallo y Henríquez, 1998; Orrego y otros, 2000). Sin embargo, no hay indicios concluyentes de que los depósitos estratoligados estén directamente relacionados o correspondan a un tipo de depósito transicional de IOCG; si bien no se puede excluir una conexión genética entre ellos, es necesario un apoyo geológico más sustentable a esta hipótesis (Sillitoe, 2003).

3. MARCO GEOLÓGICO DISTRITAL

3.1. GENERALIDADES

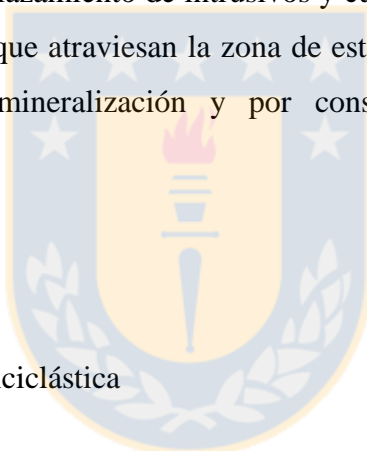
La geología en el distrito minero se presenta como elongadas franjas de secuencias estratificadas N-S, pertenecientes al Cretácico Inferior de Chile central, las cuales representarían un arco volcánico similar a los Andes actuales, pero emplazado en ese entonces a la longitud de la cordillera de la costa. Asociado a este arco volcánico, en la zona de tras-arco, se propició el desarrollo de cuencas asociadas a la extensión y subsidencia, lo que propició la depositación y formación de una secuencia calcárea-siliciclástica de origen marino continental. Estas secuencias además se encuentran intercaladas con rocas volcánicas en una zona transicional. Durante el Cretácico Superior, el régimen tectónico cambia de extensional a compresional (Lopez y otros, 2013). Es en este periodo que ocurre el emplazamiento de intrusivos y cuerpos hipabisales, los cuales están en asociación a estructuras NNE que atraviesan la zona de estudio (figura 3.1). Estas estructuras se relacionan también con la mineralización y por consecuente una serie de alteraciones hidrotermales.

3.2. LITOLOGÍA

3.2.1. Rocas estratificadas

3.2.1.1. Secuencia Calcárea-siliciclástica

Esta secuencia se conforma por una intercalación de calizas (grises y verdosas) y calcilutitas (verdes con bandas grises y negras), en base fangolita (de color pardo) y areniscas hacia techo. La distribución predomina en el SW del área estudiada, y los niveles presentan un maneó que varía entre 15° y 25° al NE. Esta secuencia podría correlacionarse con la parte superior del Miembro El Espino, definido por Aguirre y Eguert (1962).



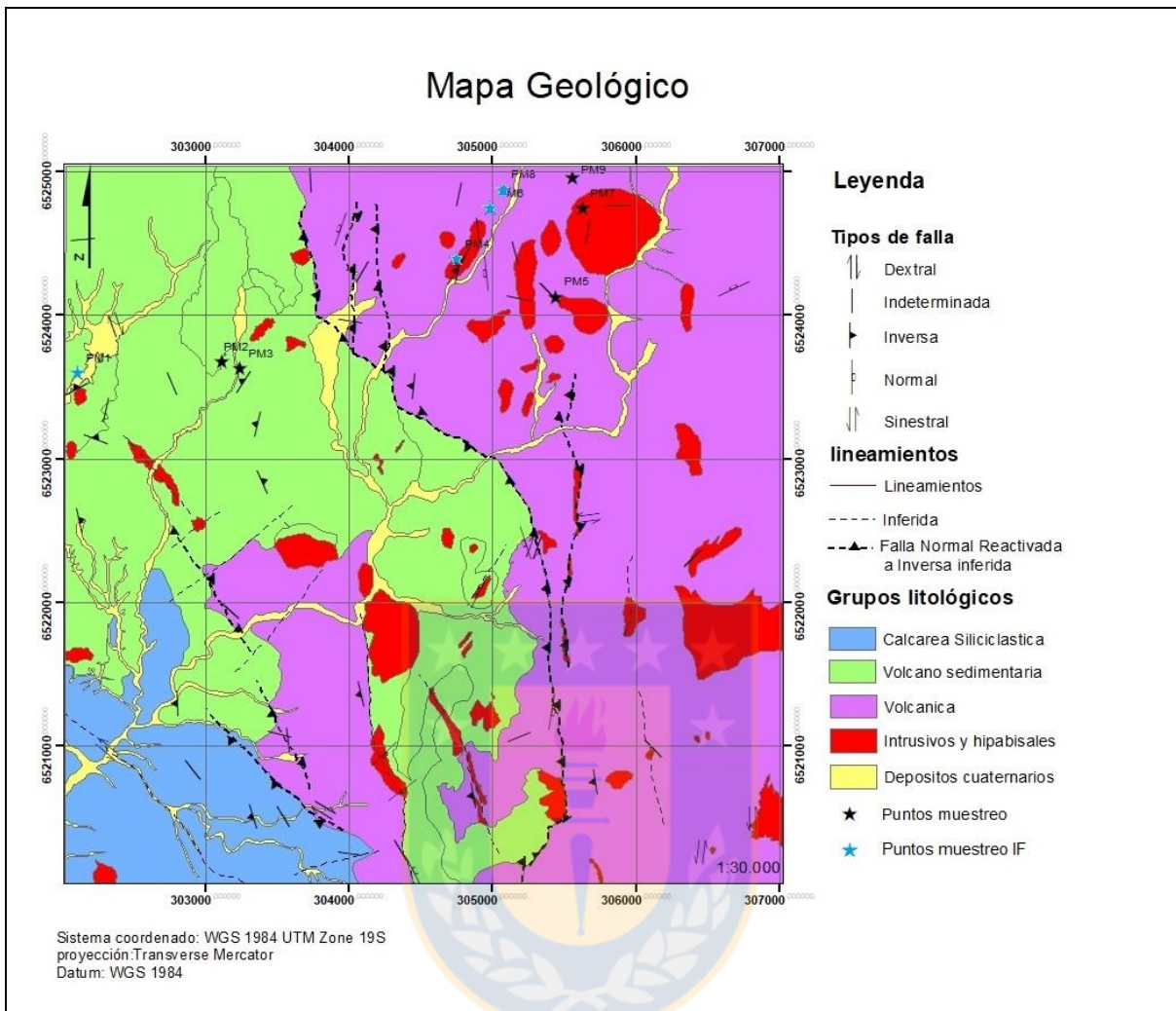


Figura 3.1: Mapa Geológico para el área de estudio a una escala de 1:30000, En base al trabajo realizado por el curso de exploración minera, año 2018.

3.2.1.2. Secuencia Volcanosedimentaria

Secuencia constituida por tobas, conglomerados, brechas andesíticas y andesitas, se disponen en su mayoría al nororiente de la zona de estudio.

Las tobas en esta secuencia (figura 3.2) presentan minerales de alteración predominantes como epidota y hematita, en segundo orden o localmente presentan minerales de alteración como feldespato potásico, hidróxidos de hierro, arcillas, clorita, calcita y cuarzo oqueroso, mientras que presenta minerales de mena como calcopirita, la ganga corresponde a pirita, hematita en su forma especularita.



Figura 3.2: Afloramiento de estratos calcáreos con niveles de shert.

Los conglomerados de esta secuencia se intercalan con niveles de areniscas decimétricos, dispuestos en capas de 50 m aproximadamente, manteniendo 10° al E, con una intensa alteración a epidota, en menor grado clorita que ocurre en cúmulos y masiva, localmente, al este de la zona de estudio, la alteración predominante cambia a óxidos de hierro, de manera incipiente. Tanto las brechas como las andesitas son litologías subordinadas dentro de la secuencia, las brechas poseen un color verde a gris verdoso, con textura clástica, clastos angulosos a subredondeados con tamaños desde 0,5 cm hasta 15 cm aproximadamente y matriz de lava. Presenta minerales de alteración tales como clorita diseminada y epidota relleno de cavidades y en vetillas, las andesitas presentan color gris verdoso, magnetismo, fenocristales de plagioclasas y anfíboles, contienen epidota relleno de vesículas y mineralización de óxidos de hierro, pirita y calcopirita. Ambas litologías se presentan en concordancia.

3.2.1.3. Secuencia Volcánica

Esta secuencia consiste en lavas andesíticas con textura porfídica, de color gris verdosa, con fenocristales de plagioclasa y anfíboles, los que se encuentran contenidos en una masa fundamental, la que varía de afanítica a microfanerítica. En la secuencia, se pueden apreciar vetillas

rellenas de epidota, cuarzo, óxidos de hierro y mineralización de azurita, malaquita, turquesa, hematita y calcita.



Figura 3.3: Secuencia composicional de tobas vítreas y cristalinas.

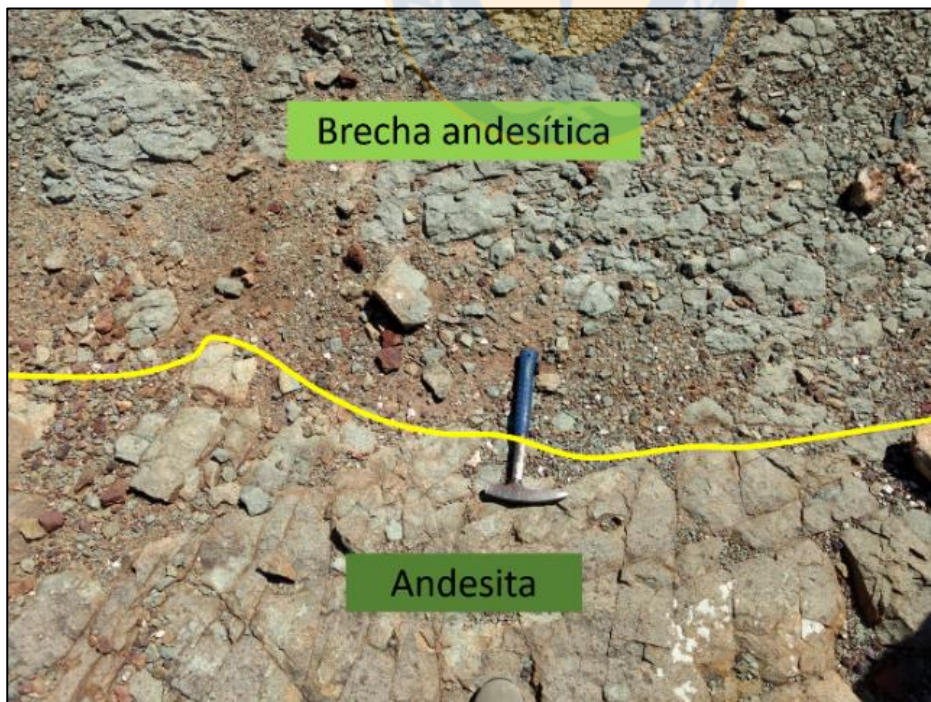


Figura 3.4: Contacto concordante entre andesitas y brecha andesítica.

Las rocas de esta secuencia se encuentran en contacto por intrusión con cuerpos intrusivos e hipabisales, además, subyace a la secuencia Volcanosedimentaria y a los Depósitos Aluviales y Coluviales, aflorando en el sector SE del área estudiada. Se podría relacionar al Miembro Quelén (Aguirre y Egert, 1962).



Figura 3.5: Muestra de andesita, textura porfídica, con composición de fenocristales de plagioclasas y anfíbol.

3.2.2. Rocas Intrusivas e Hipabisales

En la zona de estudio se observaron y describieron grandes cuerpos de intrusivos, tales como dioritas (figura 4.5) y monzodioritas (figura 4.6), presentando diferencias texturales y composicionales lateralmente

Aparte de los grandes cuerpos intrusivos, se distinguen cuerpos menores correspondientes a diques de granodiorita y tonalita, los cuales cortan a los intrusivos mayores, poseyendo una textura fanerítica equigranular, sin concentrar mineralización aparente. En relación de contacto, esta unidad intruye a las otras contiguas. Se observan contactos por falla de rumbo sinistral, las que desplazan el intrusivo hacia el N y la Unidad Volcano-Sedimentaria hacia el S y la otra falla normal que ubica al intrusivo sobre la Unidad Volcánica.



Figura 3.6: Afloramiento de diorita en terreno.



Figura 3.7: Afloramiento de monzodiorita.

Cabe resaltar que esta unidad intrusiva es la que representa la mayor parte de la mineralización metálica, tales como calcopirita, pirita y menores contenidos de hematita hidrotermal (tipo especular). Esta unidad intrusiva se puede correlacionar con la Unidad San Lorenzo (Rivano y otros, 1985).

3.2.3. Depósitos Cuaternarios

3.2.3.1. Depósitos Aluviales y Coluviales

Depósitos de composición polimíctica, dispuestos en quebradas, planicies y bajos relieves, tienen un aporte considerable de las unidades principales que conforman la geología de la zona, los clastos van de tamaño arcilla a bolones.

3.3. ALTERACIONES

3.3.1. Alteración Potásica

Caracterizada por la formación de feldespato potásico y/o biotita, usualmente acompañados de sericita, clorita y cuarzo. Esta alteración se encuentra principalmente en rocas intrusivas de la zona sur del área de estudio, reconocible por su color rosáceo debido al contenido de feldespato potásico, con una ocurrencia de relleno de vetillas y también de forma masiva diseminada.

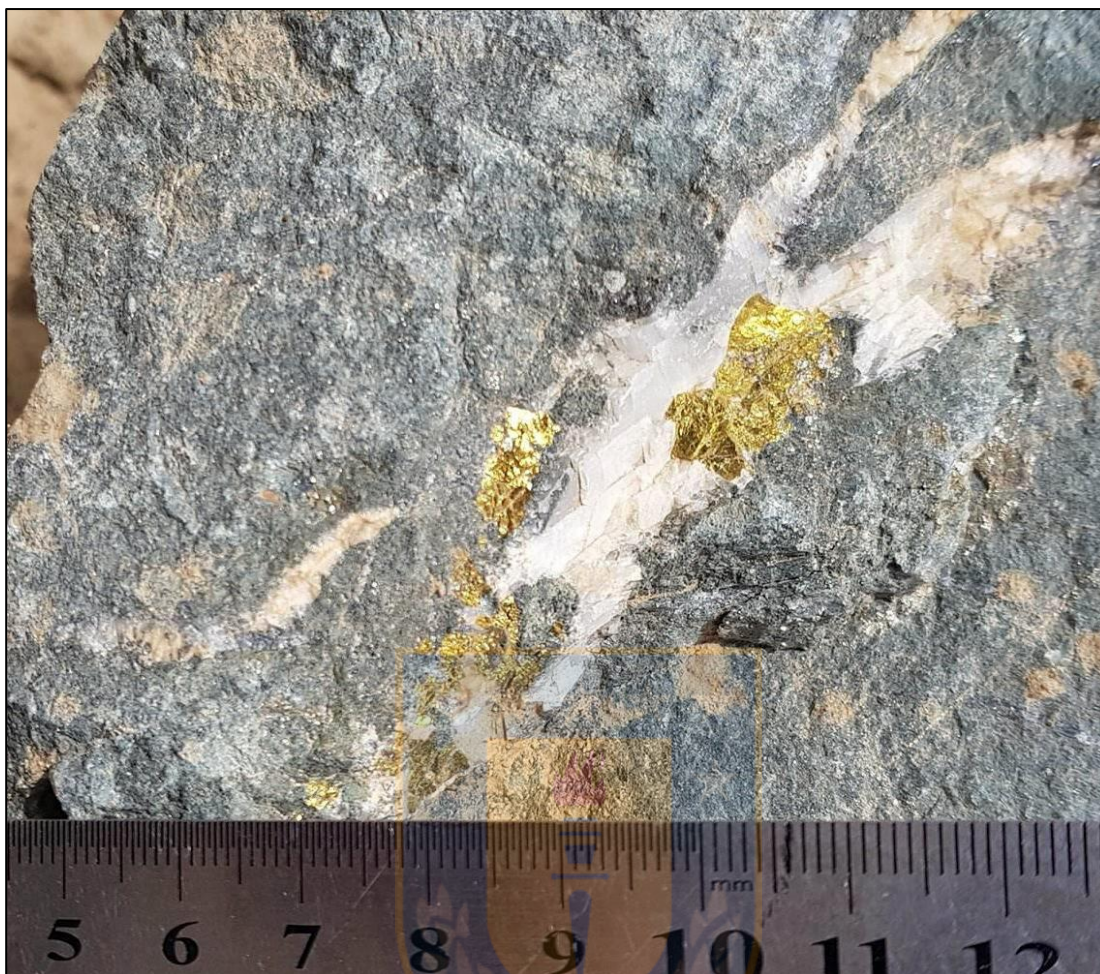


Figura 3.8: Alteración potásica en diorita, se logra observar el desarrollo de calcopirita en conjunto a feldespato potásico, la roca caja presenta rasgos de alteración propilítica regional.

3.3.2. Alteración Sódico-cálcica

Distinguible por una asociación mineralógica de albita, actinolita, epidota y clorita, se relaciona al intrusivo diorítico en el sector sureste, afectando también a rocas volcánicas. La ocurrencia de la clorita es masiva en la roca caja, la epidota y actinolita en cúmulos relleno vesículas y fracturas, mientras que la albita se encuentra en forma de reemplazo en plagioclasas.

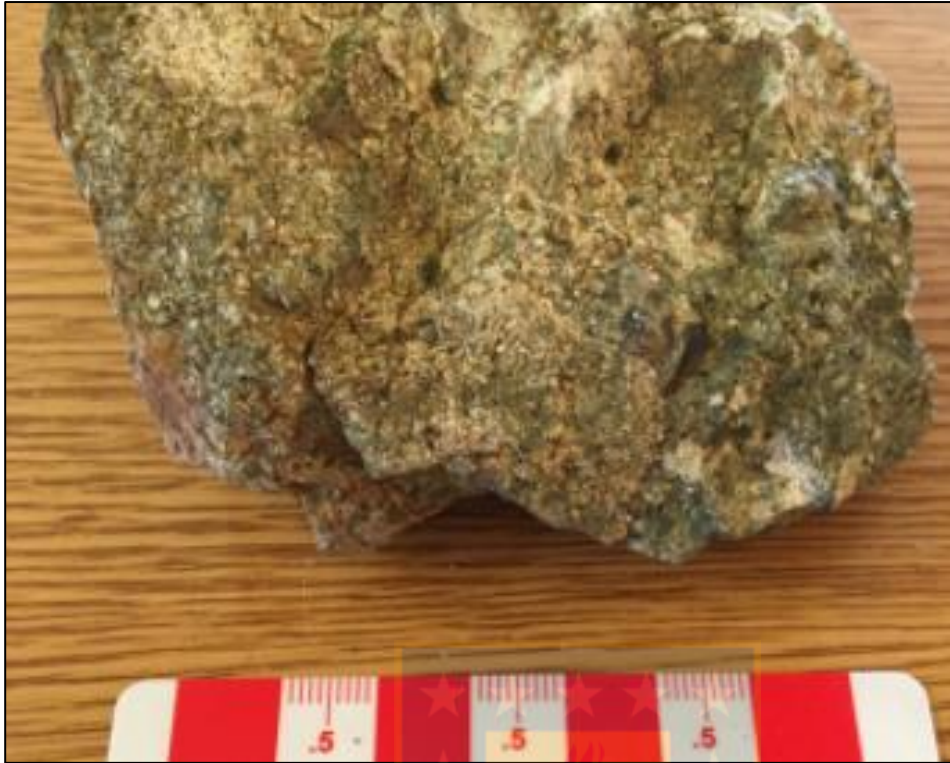


Figura 3.9: Muestra de roca volcánica con alteración sódico-cálcica pervasiva, se aprecia el relleno de vesículas con epidota-clorita, como también una marcada meteorización de la muestra.

3.3.3. Alteración Sódica

Determinada por su presencia de albita y actinolita, afecta principalmente a las rocas volcánicas/volcanoclásticas de la zona, generando reemplazo de albita por plagioclasas y actinolita en cúmulos o relleno de vesículas.

3.3.4. Alteración Cálcica

Definida por la asociación de calcita, epidota y clorita, abarca la mayor parte del área de estudio, afectando a prácticamente todas las unidades, ya sean volcánicas, volcanoclásticas, calcáreas, sedimentarias y plutónicas, por lo que se podría reconocer como una alteración de nivel regional. Su ocurrencia es en relleno de cavidades y diseminada. Esta alteración no tiene mineralización asociada.



Figura 3.10: Muestra de roca intrusiva, presentando la tonalidad verdosa característica asociada a la alteración cálcica.

3.3.5. Alteración Hidrolítica

Caracterizada por la notoria asociación de minerales de cuarzo y hematita tipo especularita, del punto de vista económico, es la alteración más importante ya que en conjunto a esta ocurre la mayor parte de la mineralización metálica de cobre y oro, específicamente calcopirita, en asociación al óxido de hierro ya nombrado y pirita. Aparte de estos minerales es posible encontrar clorita, calcita dentro de las mismas vetas de cuarzo-especularita. (figura 3.10).

Se encuentra en zonas de falla y estructuras, puesto que es el medio por donde se movilizan los fluidos causantes de esta alteración, en superficie, es afectada por procesos supérgenos los que generan óxidos, hidróxidos o arcillas de colores rojizos.

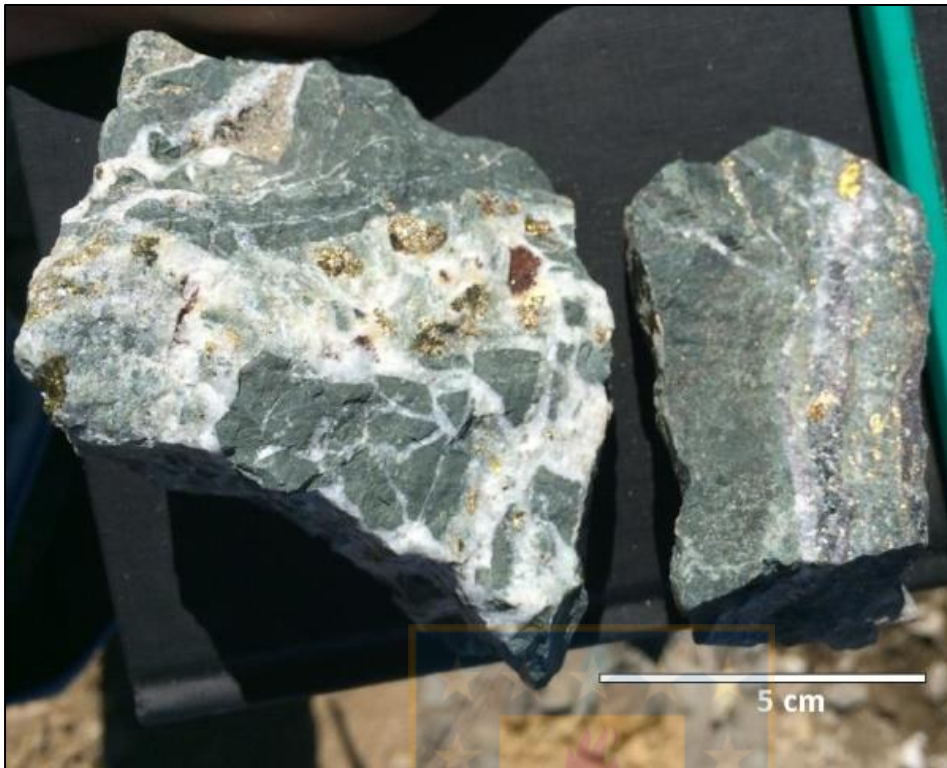


Figura 3.11: Brecha hidrotermal característica de la alteración hidrolítica. En esta se puede apreciar el cuarzo masivo en asociación a los sulfuros de cobre, tanto pirita como calcopirita, y la roca caja en clastos angulosos, alterada a clorita.

3.3.6. Alteración Argílica

Se define como la asociación de cuarzo, arcillas, caolinita y sericita, entre otros minerales todos sin interés económico. Se reconoce en terreno por su tonalidad blanquecina, producto del cuarzo y los minerales arcillosos que la componen. Se distribuye indiferentemente en las diferentes unidades litológicas, pero siempre localmente asociada a estructuras dominantes en la zona y a la alteración hidrolítica.



Figura 3.12: Estructura rellena con materiales arcillosos de color blanquecino recurrentes en la alteración argílica, afectando a la unidad volcánica.

3.4 ESTRUCTURAS

Existen dos estructuras principales, las que controlan la disposición de las unidades en la zona de estudio. Se reconocen localmente como la Falla El Espino por el este, la que presenta un comportamiento dextral normal, y pone en contacto la unidad Volcánica y volcanosedimentaria. Y al oeste, la Falla La Bronce, la que posee un comportamiento normal, presentando reinversión tectónica, poniendo en contacto la unidad Calcárea-Siliciclástica con la unidad volcánica. Ambas tienen una orientación preferencial NNW con variaciones locales en su dirección y una notoria inclinación al W.

Aparte de estas fallas principales, las hay de menor extensión, las que siguen una orientación NE y NNW, asociadas a ramificaciones de las fallas principales, estas estructuras a su vez controlan las orientaciones de una gran cantidad de vetas, y labores de pequeña minería.

4. MICROTERMOMETRÍA DE INCLUSIONES FLUIDAS.

4.1 GENERALIDADES

El análisis termométrico de inclusiones fluidas se utilizó con el fin de caracterizar los fluidos responsables de la mineralización metálica económica presente en las vetas hidrotermales del distrito minero “El Espino”.

El método se basa en la cuidadosa observación y el reconocimiento de los cambios de fase que tienen lugar en las inclusiones en los procesos de calentamiento o enfriamiento. Dependiendo de la composición del fluido que pueda involucrar cambios de fase; sólido, líquido y/o vapor (Keevil, 1942). Midiendo la temperatura precisa a la cual estos cambios ocurren es posible, en referencias a los sistemas de fluidos simples (1, 2 o 3 componentes), derivar una estimación del estado PVTX (X: función de presión temperatura y volumen) de los fluidos en el momento de la captura de la inclusión.

El gran potencial de información respecto a la temperatura, presión, profundidad y composición de los fluidos que se puede obtener a través del estudio de las inclusiones se debe a que estas constituyen sistemas herméticos en su composición, lo que entrega una buena posibilidad de analizar las condiciones físico-químicas de un proceso geológico en particular, siendo en este caso la mineralización y su evolución en procesos hidrotermales además de rasgos geoquímicos de las soluciones asociadas a la mineralización.

Los minerales por excelencia ocupados en el estudio de inclusiones fluidas son aquellos con cualidades ópticas idóneas para su estudio siendo translucidos o débilmente opacos, lo que facilita la observación de las inclusiones fluidas a través de un microscopio de luz transmitida. Algunos de estos minerales serían: cuarzo, calcita, fluorita y esfalerita (Shepherd y otros, 1985).

Antes de comenzar las mediciones, la platina se debe calibrar a diferentes temperaturas, y para esto se utilizaron diferentes compuestos químicos, en su mayor parte sales de composición pura y estable, con temperaturas de fusión conocidas, para que, de esta forma poder calibrar los datos obtenidos de las muestras en base a una curva de calibración basada en los datos tomados de estos compuestos.

Para la medición y toma de datos micro termométricos, se utilizó una computadora personal, una cámara adaptada al ocular del equipo de microscopio conectada por USB, y un secador de pelo

básico de marca Philips para eliminar la humedad acumulada en el equipo durante el proceso de descongelación.

Durante el proceso de medición, y para mejorar la precisión de la datación de las medidas se recurrió a la grabación en video del enfriamiento de las inclusiones fluidas, con el fin de acotar de mejor manera las temperaturas del punto eutéctico y el punto de fusión final.

Una vez terminadas las mediciones, se establecen correcciones para todos los datos tomados, para evitar así variaciones en la información producto de fallas en el equipo, reduciendo así la falta de exactitud provocada por el mismo. Con los datos corregidos y ordenados se procede a calcular temperaturas de atrapamiento y % de salinidad de NaCl presente en las inclusiones y por lo tanto, en el fluido formador de estas.

4.2. INCLUSIONES FLUIDAS

Las inclusiones fluidas son pequeñas cavidades herméticamente selladas, rellenas con fases fluidas, ya sea líquido, gas y/o una o varias fases sólidas apreciables a temperatura ambiente. Siendo imperfecciones micrométricas, incluso en ciertos casos observables a simple vista originadas a partir del atrapamiento de un fluido homogéneo en el cuerpo de un cristal huésped en el caso de las inclusiones fluidas primarias, o en etapas posteriores a la formación del cristal por captura de fluidos dentro de irregularidades del mineral o en el caso de las inclusiones fluidas secundarias, formadas por movimiento de fluidos posteriores debido a esfuerzos externos.

Un correcto estudio de inclusiones fluidas considera 5 condiciones básicas (Roedder y Bondar, 1980): el fluido que se incorporó a la cavidad lo hizo como una fase homogénea al momento del atrapamiento; el fluido que caracteriza a la inclusión corresponde a una muestra del fluido en el cual estuvo inmerso el cristal durante su crecimiento o en momentos posteriores; luego del atrapamiento la cavidad permanece impenetrablemente sellada; el fluido luego del atrapamiento evoluciona como un sistema cerrado e inerte, reflejando solo las condiciones físico-químicas del momento en que se atrapó y finalmente se debe entender que la cavidad no sufre variaciones de presión ni volumen posterior al atrapamiento como los descritos por Roedder (1977).

En términos generales, la morfología de las inclusiones no necesariamente presenta relación con el origen de estas (Shepherd y otros, 1985), encontrando formas esferoidales u ovaladas, aunque

también se observan formas irregulares o de cristal negativo, es decir, cavidades con formas cristalinas del mineral que aloja la inclusión.

Una vez concluido el atrapamiento de fluidos homogéneos a altas presiones y temperaturas, ocurre un descenso de la temperatura debido a la exhumación del cuerpo mineralizado, lo que provoca contracciones diferenciales entre el fluido y el cristal que lo aloja, lo cual, genera la formación de una burbuja que corresponde a vapor de agua de baja densidad (Roedder y Bondar, 1980; Shepherd y otros, 1985). Durante este proceso de enfriamiento la fase acuosa puede separarse en dos líquidos inmiscibles o estar saturada en uno o más solutos formando minerales hijos como la halita y silvita. Además de los minerales hijos, uno o varios sólidos (por lo general hematita o algún sulfuro) pueden ser atrapados dentro de la cavidad.

4.2.1. Clasificación

Las dos clasificaciones más importantes para las inclusiones fluidas son por criterios paragenéticos o según el número de fases existentes en la cavidad a temperatura ambiente.

4.2.1.1. Clasificación según paragénesis

Se basa en la relación paragenética de la inclusión fluida con su mineral huésped, lo que permite identificar su mecanismo de formación, los que pueden ser primarios, secundarios o pseudosecundarios. Además de su edad relativa en comparación con otra inclusión o el mineral huésped. Esta categorización ofrece la posibilidad de discriminar entre varios tipos composicionales y distintas generaciones de individuos. Es el método de clasificación en Roeder, 1984 y Shepherd y otros, 1985).

Primaria (P)

Este tipo de inclusiones son contemporáneas al crecimiento del mineral huésped, originado por algún proceso que obstaculiza el normal desarrollo de un cristal perfecto. Comúnmente se encuentran paralelas a los planos de avance o desarrollo cristalino (Figura 4.1), lo que ocasiona una distribución tridimensional al azar o también aislada.

Una inclusión fluida primaria puede presentar formas variables, y ocasionalmente es controlada por la cristalografía del mineral huésped, por lo que pueden encontrarse con forma de cristales negativos perfectos, o estar alongadas en cierto plano cristalográfico asociado a la geometría del mineral huésped.

Secundaria (S)

Se generan por cualquier proceso que afecte al mineral una vez que está en estado sólido. Originando planos de rupturas, en formas delgadas, gruesas o irregulares, disponiéndose en asociación a estas (figura 4.1)

Pseudosecundarias (PS)

Este tipo de inclusión se originan cuando un cristal se fractura durante su crecimiento, por lo que fluidos se internan al mineral por estas fracturas quedando atrapados. Estas inclusiones representan etapas intermedias entre las inclusiones de tipo primarias y secundarias. Poseen una distribución similar a las inclusiones primarias (figura 4.1).

En un estudio de inclusiones fluidas se busca analizar las inclusiones primarias y las pseudosecundarias, ya que son estos dos tipos dan indicios de las características de los fluidos presentes durante el desarrollo cristalino. Mientras que las de tipo secundario reflejarán fluidos que no tuvieron relación alguna con la formación del mineral huésped (Shepherd y otros, 1985; Mangas y Sierra, 1991)

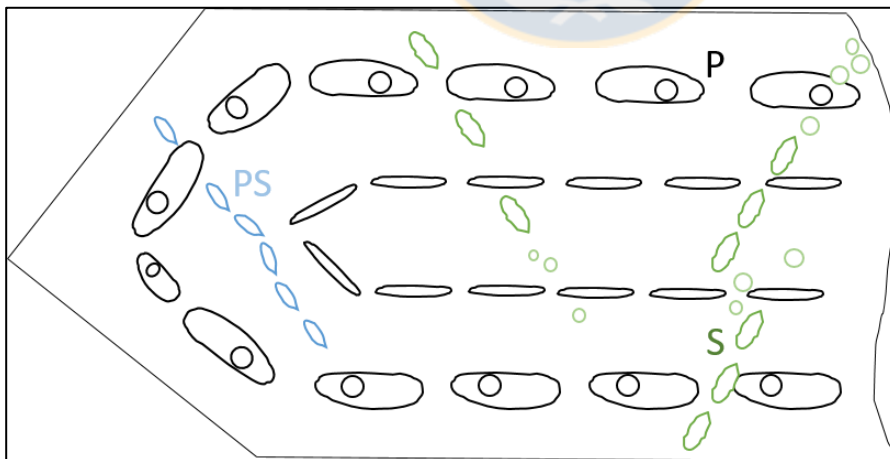


Figura 4.1: Esquema simplificado de la distribución de inclusiones primarias (P), Secundarias (S) y pseudosecundarias (PS) en un cristal de cuarzo (modificado de Shepherd y otros, 1985).

4.2.1.2. Clasificación según número de fases

Esta clasificación se basa en el número de fases (sólido, líquido y gaseoso) que se encuentran en la inclusión a temperatura ambiente y también la proporción entre estas (Roedder, 1984 y Shepherd y otros, 1985). Esta clasificación se resume en la siguiente figura 4.2.

4.3. PARÁMETROS MICROTERMOMÉTRICOS

El estudio de las inclusiones fluidas a través del uso de la microtermometría corresponde a un método basado en la observación de las variaciones de fases en los fluidos confinados dentro de la oquedad, los cuales se generan cuando la muestra sufre un aumento o disminución de la temperatura a partir de un punto inicial (normalmente la temperatura ambiente).

En un estudio estándar los parámetros que se miden directamente con el uso de esta técnica son: temperatura de homogenización (T_H), temperatura de disolución de sólidos solubles, tales como la halita (T_{HH}) o silvita (T_{HS}), la temperatura de congelamiento (T_c), temperatura eutéctica (T_E) y temperatura de fusión de hielo (T_M).

4.3.1. Temperatura de homogenización (T_H)

Este parámetro se obtiene por medio del calentamiento de la inclusión fluida hasta lograr una sola fase homogénea dentro de ella, la que puede ser en estado líquido (T_{HL}) o vapor (T_{HV}), esto dependerá de la fase dominante en la inclusión. Ya que, si la fase dominante es líquida, con la homogenización desaparecerá la fase gaseosa, y viceversa en el caso de que la fase gaseosa sea la predominante.

La temperatura de homogenización entrega el valor mínimo para la temperatura de formación del mineral huésped, por lo que no siempre corresponderá a la temperatura de atrapamiento (T_T), debido a que normalmente la inclusión es atrapada por encima de la curva líquido vapor. La diferencia que se produce por estas dos temperaturas se denomina corrección por presión ($T_T - T_H$), la cual corresponde a la diferencia de temperatura originada por los efectos de la presión.

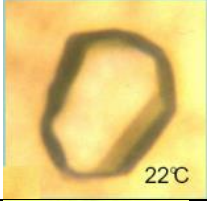


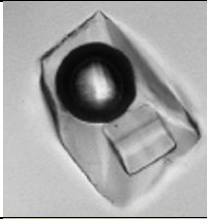

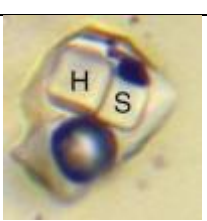
Clasificación según número de fases	Clasificación según fase predominante	Composición de las fases constituyentes	Imagen
Monofásica	TIPO I (L=100%)	Cavidad ocupada en su totalidad por la fase Líquida	
Bifásica	TIPO II-A L+V (L>50%)	Inclusión fluida bifásica rica en líquido, en ella se encuentra una burbuja de vapor que ocupa menos del 50% de volumen total de la cavidad	
	TIPO II-B L+V (V>60%)	Bifásica rica en vapor, la burbuja gaseosa ocupa más de un 60% del volumen total, dejando a la fase líquida subordinada	
Trifásica	TIPO III L+V+h	Inclusión con 3 fases, donde la burbuja de vapor y el cristal de halita ocupan entre un 30% a un 35% de volumen total de la inclusión	
Polifásica	TIPO IV-A L+V+h+Hm	Este tipo de inclusión además de contener las fases líquidas y vapor, también contiene cristales de hematita y halita	
	Tipo IV-B L+V+h+s+op	Inclusión fluida con fases líquido-vapor además de incluir tres sólidos, halita, silvita y un opaco metálico.	

Figura 4.2: Clasificación de inclusiones fluidas según el número de fases a temperatura ambiente, donde L= líquido; V = vapor; h = halita; s = silvita; op = opaco; Hm = hematita (modificado de Shepherd et al., 1985).

4.3.2. Temperatura eutéctica (T_E)

Esta temperatura se determina cuando aparece la primera fase fluida dentro de una inclusión congelada completamente, durante el proceso de calentamiento posterior. La composición del sistema salino de la inclusión se determina usando la temperatura eutéctica, donde las soluciones que rellenan una inclusión pueden contener uno o más iones conocidos, los que pueden ser: Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Cl^- , SO_4^{-2} , CO_3^{-2} y HCO_3 , caracterizándose cada una de ellas por tener una temperatura mínima eutéctica.

4.3.3. Temperatura de fusión de hielo (T_M)

Corresponde a la temperatura de fusión del hielo originado tras congelar una inclusión bifásica (L+V). se obtiene al calentar la inclusión hasta que ocurre la desaparición total de los sólidos originados durante el congelamiento. Esta temperatura de fusión se relaciona directamente con la salinidad de la solución acuosa, permitiendo estimar la salinidad del fluido atrapado en la inclusión.

4.3.4. Determinación de salinidad

Las soluciones acuosas hidrotermales que caracterizan una inclusión fluida poseen una composición compleja, sin embargo, generalmente se componen en su mayor parte por iones Na^+ , K^+ y Cl^- , lo que permite expresar su composición como un porcentaje en peso de NaCl equivalente (% en peso NaCl eq), lo cual se basa por el conocimiento que se tiene del sistema acuoso binario $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$.

La salinidad de las inclusiones bifásicas se obtiene utilizando la temperatura de fusión del hielo (T_M), a partir de la fórmula (1) desarrollada por Bodnar (1993).

$$W = 0,00 + 1,78\theta - 0,0442 \theta^2 - 0,000557 \theta^3 \quad (1)$$

Donde, W = % en peso de NaCl equivalente en la solución

Θ = temperatura de fusión final del hielo ($^{\circ}\text{C}$) multiplicado por (-1)

La fórmula (1) se aplica en inclusiones donde la temperatura de fusión del hielo se ubica entre 0°C y la temperatura del eutéctico (-21,21°C), representando salinidades inferiores a 23,2% en peso de NaCl equivalente (figura 4.3)

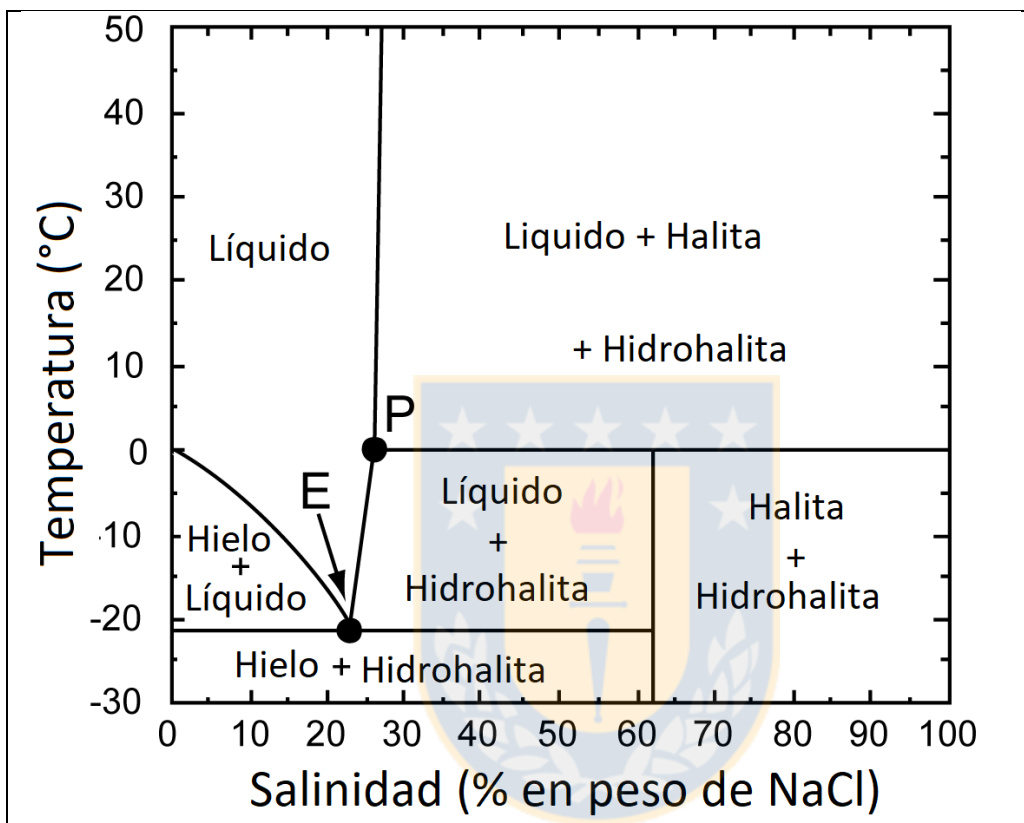


Figura 4.3: Diagrama de fases para el sistema NaCl-H₂O saturado en vapor. P = peritético (0,1°C y 26,3% en peso de NaCl equivalente); E = eutéctico (-21,2°C y 23,2% en peso de NaCl equivalente) diagrama tomado de Bodnar (2003).

4.3.5. Ebullición y presión

Los efectos de la ebullición de un fluido hidrotermal se reflejan en las inclusiones fluidas, por lo que una correcta medición y observación de estas puede indicar la existencia de este fenómeno, quedando evidenciado por la coexistencia de inclusiones fluidas ricas en la fase vapor con otras ricas en la fase líquido, donde homogenizan ambos tipos de inclusiones a la misma temperatura. Además, cuando ocurre la ebullición, la temperatura de homogenización es igual a la temperatura de atrapamiento, por lo que no necesita una corrección por presión.

Cabe agregar a este punto que la existencia de inclusiones fluidas con proporciones distintas de vapor y líquido no necesariamente indican ebullición, debido a que este fenómeno también puede atribuirse al atrapamiento de distintos tipos de fluidos no contemporáneos, atrapados bajo diferentes condiciones de temperatura y presión (Roedder, 1984; Atkinson, 2002) por lo que su temperatura de homogenización no sería correlativa entre ellas.

La profundidad de atrapamiento se calcula a través de la fórmula (2) (Shepherd y otros, 1985), donde P se obtiene de la figura 5.4.

$$H = \frac{P}{\rho g}$$

Donde, H = Profundidad de atrapamiento (m)

P = Presión

ρ = densidad del material sobreyacente ($2,7 \text{ g/cm}^3$ para carga litostática y 1 g/cm^3 para carga hidrostática).

g = aceleración de gravedad ($0,0981 \text{ m/s}^2$)

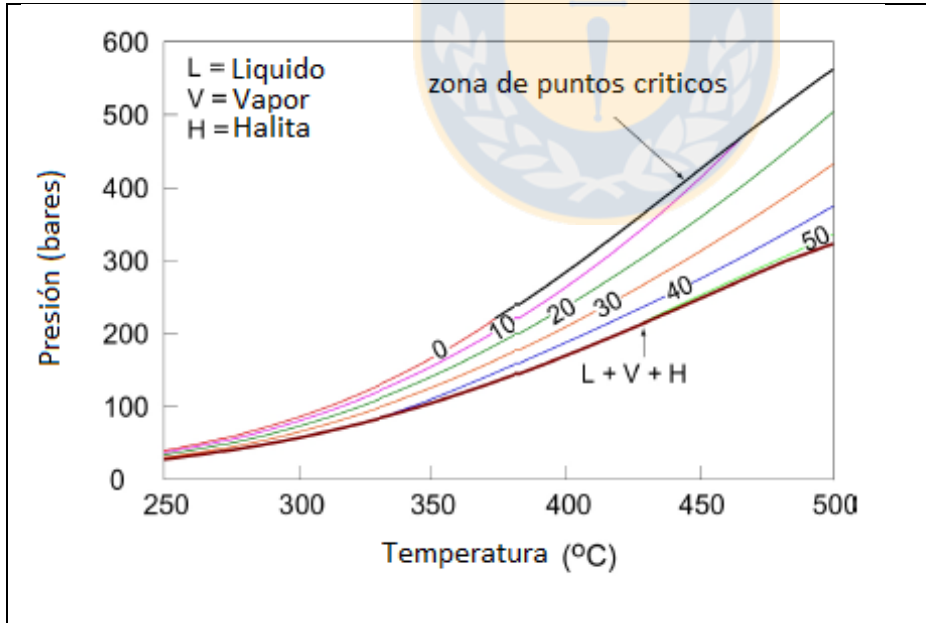


Figura 4.4: Proyección de temperatura y presión para las isopletas (marcadas con el % en peso de NaCl respectivo) para el sistema H₂O – NaCl. Diagrama tomado de Atkinson (2002)

4.4. UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS

A partir de 22 muestras tomadas en 9 diferentes puntos, se seleccionaron 5 para ser preparadas para el estudio de inclusiones fluidas, en todas estas fue posible observar inclusiones fluidas de buen tamaño y de distribución localizada.

Muestras	Litología	Ubicación (UTM)	Genesis (P, S, PS)	Tipo de inclusiones
PM1-V1	Veta de Cc y Hm	302112/6523610	P, S, PS	IIA-IIB
PM4-V2	Hipabisal con vetillas de Hm, Qz y sulfuros	304742/6524415	P, S, PS	IIA-IIB
PM6-V1	Intrusivo alterado con vetas de Hm y sulfuros	304988/6524769	P, S, PS	IIA-IIB
PM6-V2	Veta de Qz y sulfuros	304988/6524769	P, S, PS	IIA-IIB
PM8-B2	Brecha hidrotermal	305079/6524876	P, S, PS	IIA-IIB

Figura 4.5: Tabla de datos simplificados de las muestras analizadas en este estudio

4.4.1. Cuerpos de vetas simples y brechas hidrotermales

Tanto como de cuerpos de vetas simples, como de las brechas hidrotermales asociadas a estas (figura 4.5), se seleccionaron las muestras para el estudio de microtermometría en inclusiones fluidas, fueron 5 muestras representativas, encontrando en prácticamente todas ellas una buena densidad y calidad de inclusiones. Las muestras fueron obtenidas en diferentes locaciones, tanto de piques en superficie como en faenas subterráneas de pequeña minería.

El principal relleno de las muestras corresponde a cuarzo masivo hidrotermal y en segundo lugar a calcita, lo que las transforma en muestras propicias para el estudio de inclusiones fluidas.

4.5. DESCRIPCIÓN DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

De las muestras observadas, se logró identificar inclusiones fluidas tanto en cuarzo como en calcita, la gran parte de estas corresponden a inclusiones ricas en líquido bifásicas del tipo II-A, seguidas por inclusiones bifásicas ricas en vapor, del tipo II-B y, por último, inclusiones fluidas trifásicas del tipo III, ricas en NaCl.

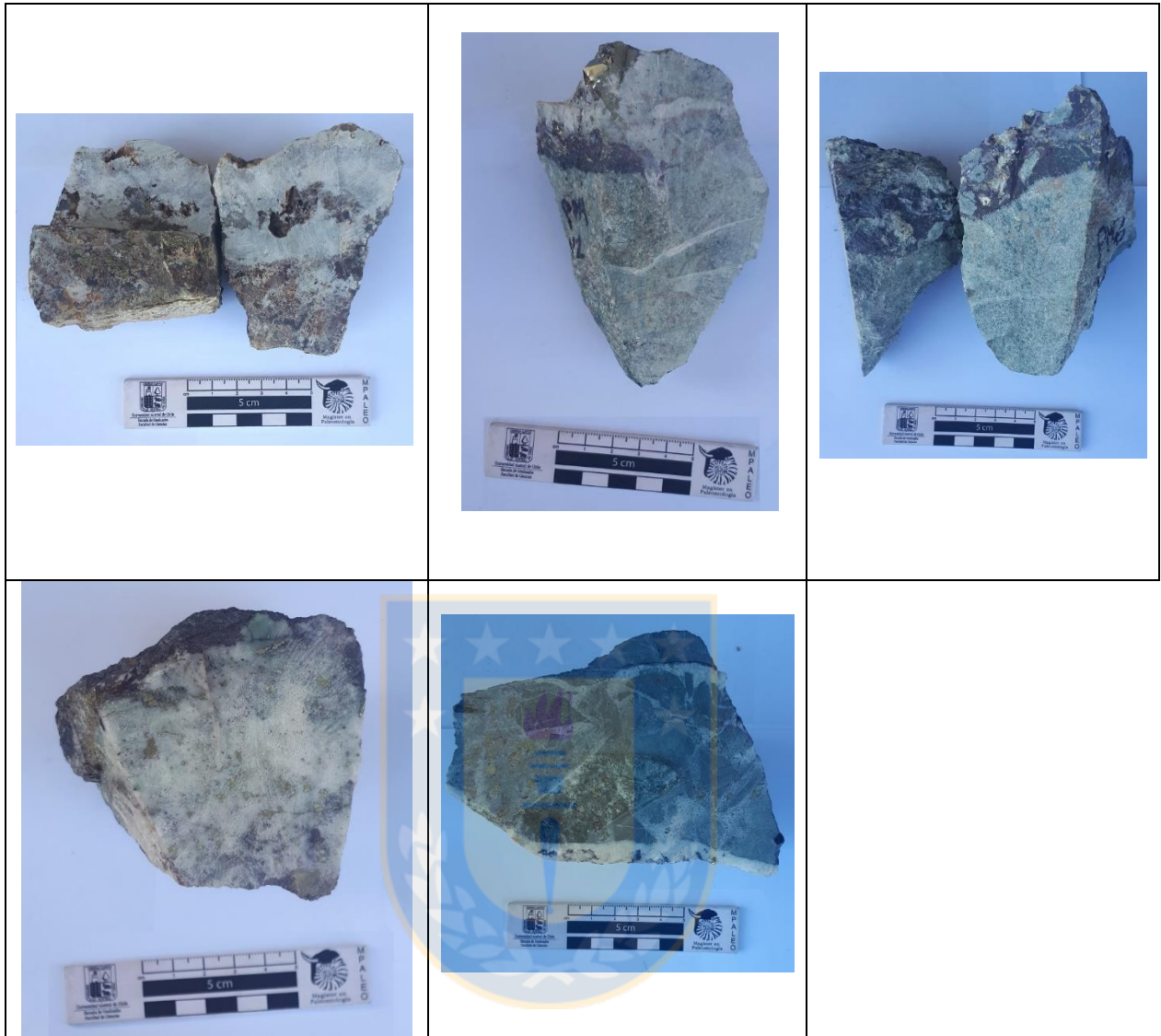


Figura 4.6: Fotografías de muestras de mano de las muestras analizadas en inclusiones fluidas, de izquierda a derecha y de arriba abajo las muestras PM1-V1, PM4-V2, PM6-V1, PM6-V2 Y PM8-B2, todas ellas altamente afectadas por alteraciones hidrotermales.

También fue posible observar en varias muestras un lineamiento característico en grupos de inclusiones, siendo estas alargadas en el sentido de este, correspondiendo a lineamientos de carácter secundario (figura 4.7). Pese a estas inclusiones secundarias, la mayor parte de las inclusiones observadas corresponden a primarias, las que ocurren aisladas o en menor grado, siguiendo planos de clivaje o de crecimiento cristalino. Así como también pseudosecundarias, las que siguen lineamientos inter cristalinos, sin pasar los límites de contacto mineral. Según los objetivos trazados para el estudio microtermométrico, solo se realizaron medidas a las inclusiones fluidas

que cumplen un carácter genético primario o pseudosecundario, dejando de lado las inclusiones secundarias presentes y las inclusiones con claros signos de estrangulamiento previo a la medición. Morfológicamente, las inclusiones presentan formas variadas, dependiendo de que su mineral hospedante sea cuarzo o calcita. En el primer caso, las inclusiones presentan formas más bien ovaladas y otras veces hexagonales (figura 4.8), como también pueden presentar formas irregulares, las que se asocian a una génesis del tipo secundaria (figura 4.7).

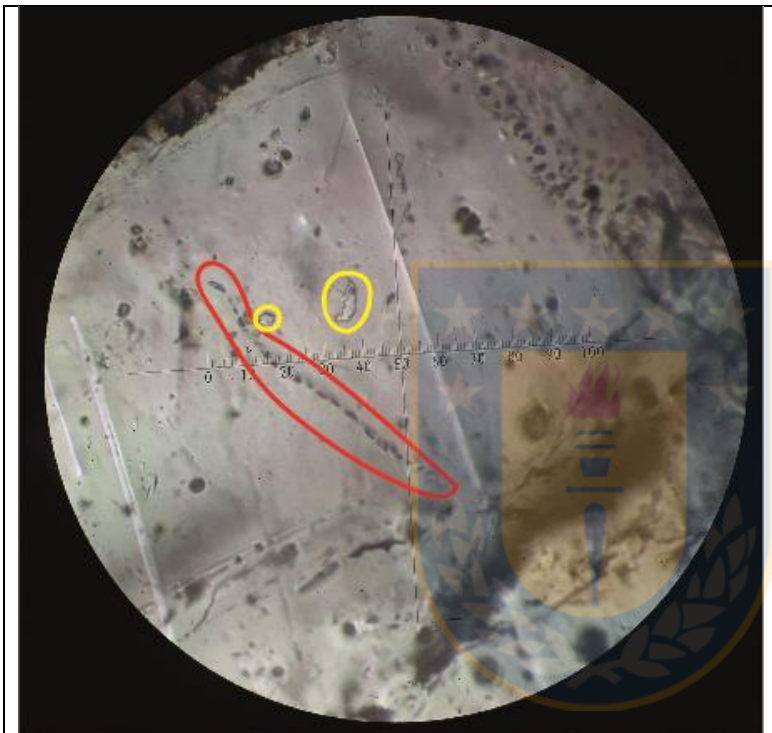


Figura 4.7: Microfotografía de la muestra PM1V1, con un aumento total de 400X, en esta imagen se pueden apreciar claramente dos tipos distintivos de paragénesis, en borde amarillo, inclusiones primarias, formadas durante el desarrollo cristalino del mineral, y en rojo, inclusiones secundarias, de menor tamaño y con un lineamiento característico producto de un esfuerzo posterior a la cristalización de mineral.

En el caso de las inclusiones alojadas en cristales de calcita, estas presentan una mayor variabilidad de sus formas, muchas de ellas irregulares debido a la baja resistencia física y su facilidad de generar clivaje, como también inclusiones romboidales y elipsoidales, la primera de estas es reflejo del sistema cristalino de la calcita.

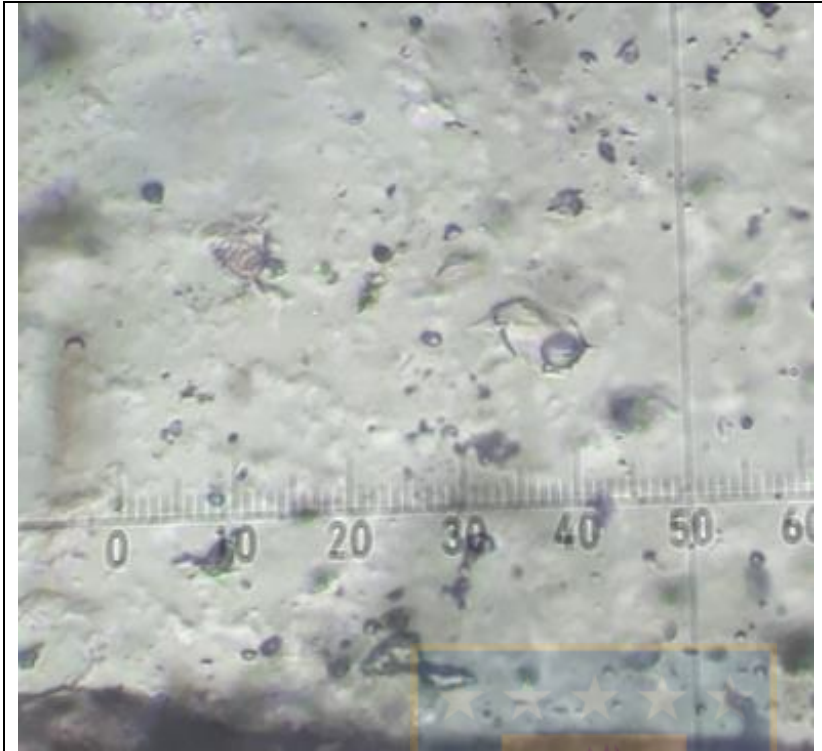


Figura 4.8: Microfotografía con un aumento total de 400X de una inclusión fluida bifásica hospedada en cuarzo reflejando el sistema cristalino de este con su morfología hexagonal, por lo que se puede considerar como una inclusión primaria en equilibrio con su mineral huésped.

En base a la clasificación por número de fases definida por Nash (1976) y ampliada por Roedder (1984) que clasifica las inclusiones según el número de fases presentes a temperatura ambiente, en este estudio se identificaron dos tipos mayoritarios, siendo ambas bifásicas, las dominantes presentan mayor volumen de líquido (tipo II-A), mientras las inclusiones con dominancia de vapor (tipo II-B) quedan en segunda posición.

4.5.1. Inclusiones fluidas bifásicas ricas en líquido, tipo II-A

Caracterizadas por la presencia de las dos fases fluidas, y presentar una burbuja gaseosa, la que varía normalmente entre un 10 y 20% en volumen, llegando en ocasiones hasta un 30 o 40% en volumen total de la inclusión. Este tipo de inclusión homogeniza a líquido.

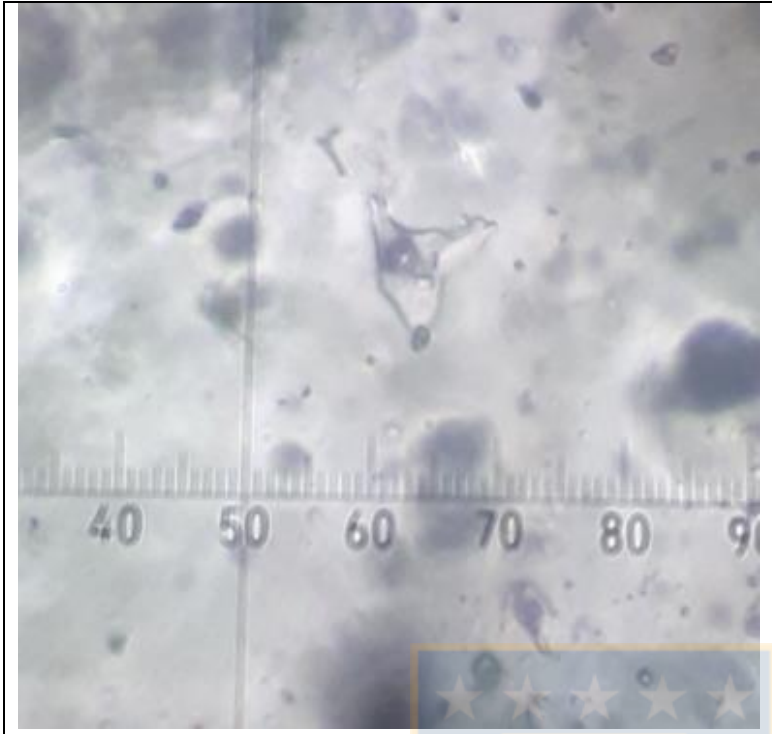


Figura 4.9: Microfotografía con un aumento total de 400X de una inclusión fluida bifásica, con una morfología irregular asociada a un proceso de génesis secundario de rápido atrapamiento. Muestra observada en un cristal de calcita asociado a una veta hidrotermal.

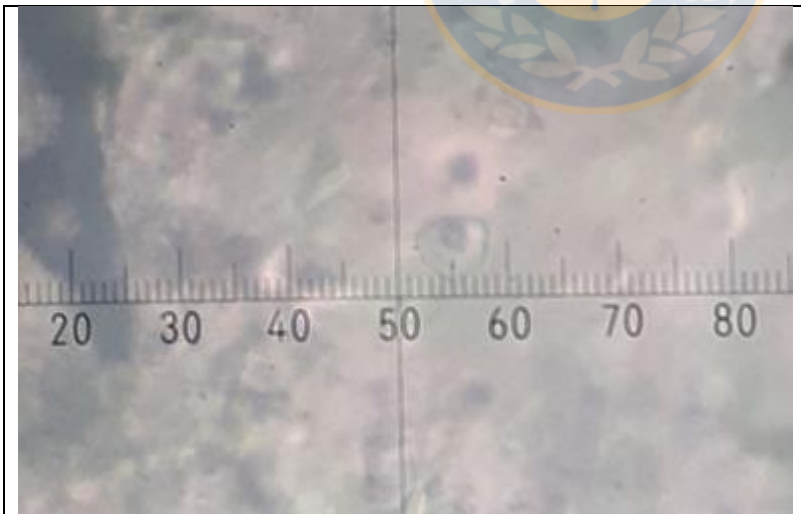


Figura 4.10: Microfotografía con un aumento total de 400X de una inclusión fluida del tipo II-A perteneciente al depósito “El Espino”, en la imagen se observa una morfología redondeada asociada a inclusiones primarias

4.5.2. Inclusiones fluidas bifásicas ricas en vapor, tipo II-B

Son aquellas inclusiones que se caracterizan por poseer un volumen gaseoso que varía entre un 70 a 80% del espacio total en relación a la fase líquida. En cantidad, las inclusiones del tipo II-B aparecen significativamente menos que las del tipo II-A, por lo cual se midió un acotado número de ejemplares. Este tipo de inclusión al calentarse homogeniza al estado gaseoso.

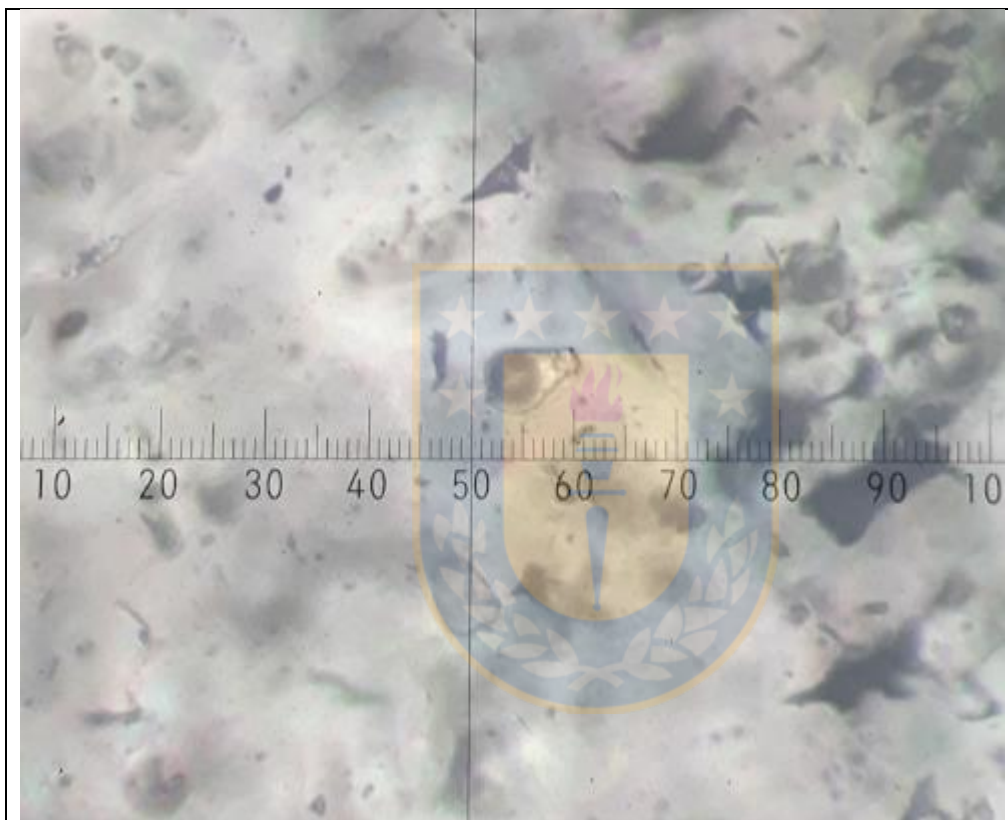


Figura 4.11: Microfotografía X400 en nicols paralelos de una inclusión fluida del tipo II-B, este tipo de inclusión se suele apreciar parcial, o completamente oscuras, debido al alto volumen en gas en ellas.

4.6. RESULTADOS MICROTERMOMÉTRICOS

Los resultados tras el análisis de microtermometría de inclusiones fluidas permiten indagar la historia evolutiva de los fluidos hidrotermales, los cuales son responsables de la mineralización y asociada a esta la alteración hidrotermal, lo que da origen al yacimiento. Además, se puede lograr

identificar cuantos y las características de los distintos eventos hidrotermales involucrados en el proceso.

4.6.1. Temperaturas de homogenización

Se obtuvieron 46 mediciones de temperatura de homogenización, tanto en inclusiones del tipo II-A como en II-B. Alojadas en cuarzo principalmente y minoritariamente en calcita, presentándose una media de 331°C, en un rango entre 181 y 360°C, lo que indicaría una evolución en los fluidos formadores de este depósito. En base al tratamiento estadístico, se pudo observar 2 eventos termal, los que se hacen visiblemente distinguibles mediante el uso de un histograma de frecuencia de clases (figura 4.13). El evento que mejor se encuentra registrado es el de mayor temperatura, esto debido al mayor número de muestras que lo respaldan.

Muestras	PM1-V1	PM4-V2	PM6-V1	PM6-V2	PM8-B2
TH	189.0	331.5	355.0	251.2	284.4
	181.8	337.7	359.6	277.1	348.3
	186.1	336.2	172.1	308.6	337.3
	202.7	337.7	332.3	341.8	327.4
	205.3	324.8	347.3	351.6	315.6
	191.4	325.0	329.0	327.8	311.9
	184.4	326.9	331.5	329.0	321.8
	182.8	331.5			
	186.1	336.5			
	188.2	350.3			
	248.1				
	251.9				

Figura 4.12: Tabla resumen para las temperaturas de homogenización corregidas de las muestras analizadas. Las tablas completas de datos se encuentran en el anexo de inclusiones fluidas.

4.6.1.1. Evento de alta temperatura

El evento termal mejor caracterizado, por 29 muestras, correspondiendo al 64% del universo total de mediciones. Sus temperaturas varían entre 270°C y 360°C, generando una moda de 350°C.

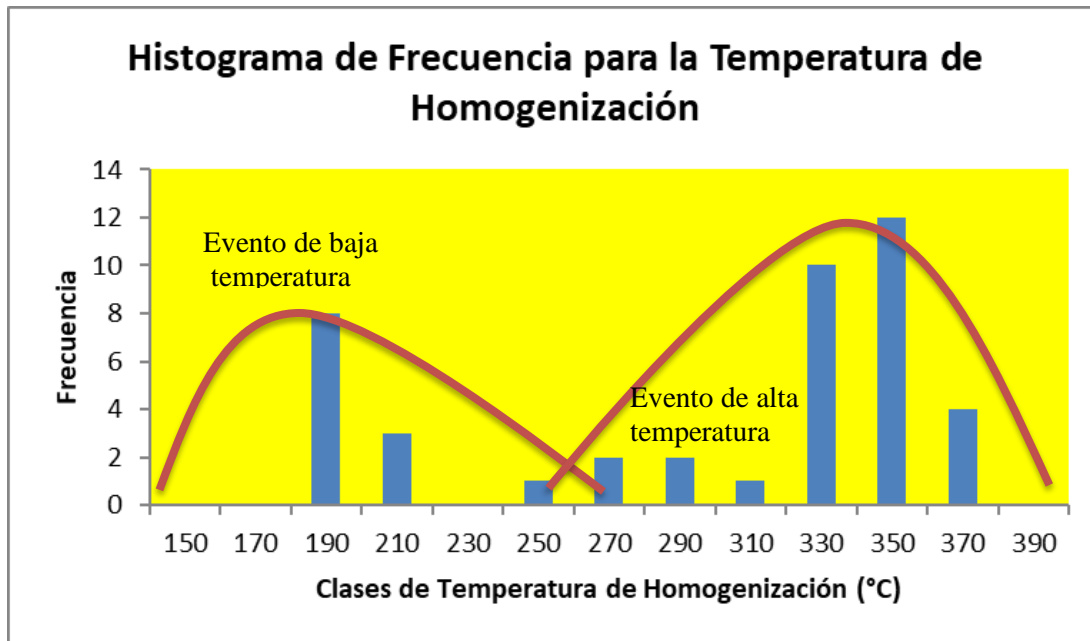


Figura 4.13: Histograma de frecuencia para las temperaturas de homogenización en inclusiones fluidas hospedadas en calcita.

todas las medidas se realizaron en muestras de vetas simples ricas en cuarzo, hematita de tipo especular y sulfuros en menor medida y brechas asociadas a estas (PM4-V2, PM6-V1, PM6-V2 y PM8-B2), este evento representaría a los primeros y principales fluidos hidrotermales formadores de las vetas y la mineralización de cobre y hematita.

Cabe destacar que las muestras correspondientes al evento de alta temperatura poseen una distribución de muestras muy restringida. Lo que asociaría a todas las muestras de este conjunto a un mismo proceso hidrotermal, el que podría considerarse como el principal causante de la mineralización asociada.

4.6.1.2. Evento de baja temperatura

Evento termal caracterizado por temperaturas que varían entre 180 y 250 °C, representado por 12 mediciones representando el 36% de los datos. Cabe destacar que las mediciones del evento de baja temperatura se realizaron en una sola muestra, la que estaba asociada a óxidos de hierro, calcita y cuarzo mayoritariamente.

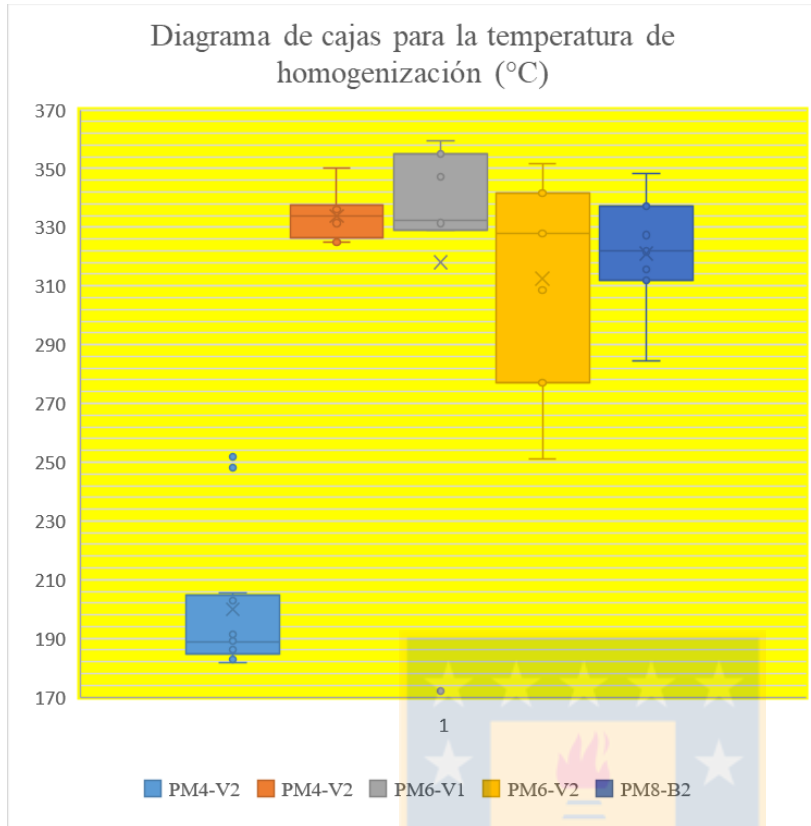


Figura 4.14: Diagrama de caja para la temperatura de homogenización (°C). se observa la variedad de rangos para los grupos de muestras. Se puede apreciar un rasgo de temperatura en común para los dos rangos a los 250°C

El pulso hidrotermal asociado a este evento podría corresponder a fluidos hidrotermales que afectaron a la secuencia sedimentaria calcárea de la Formación Quebrada Marquesa.

4.6.2. Composición salina

De un total de 46 mediciones de salinidad, las que se consiguieron a través de la aplicación de la fórmula desarrollada por Bodnar (1993), la cual se basa en la temperatura de fusión del hielo como referente. Las medidas obtenidas varían entre 22 y 38% en peso de NaCl equivalente.

El análisis estadístico sobre los datos pone en evidencia dos poblaciones bien definidas, al igual que para la temperatura de homogenización, lo que caracterizaría dos fluidos hidrotermales de composiciones variantes entre sí. Para consideración del trabajo, se denominará salinidad media a

la población de inclusiones fluidas representadas por la salinidad 23%_{NaCl eq} y el evento de alta salinidad, con 29%_{NaCl eq} (figura 4.15).

Hay que tener en cuenta, que para un correcto cálculo de la salinidad en base a la fórmula de Bodnar (1993), el límite inferior de temperatura para los datos de fusión total no debe ser menor a -21.2°C temperatura que corresponde al límite eutéctico del sistema H₂O-NaCl. Por lo que se vuelve problemático el cálculo para temperaturas de fusión final menores a este límite, especialmente cuando las salinidades varían hasta un rango de 35% wt NaCl, ya que difícilmente nuclean cristales de halita en las inclusiones a estas concentraciones, y es la información dada por la disolución de este cristal la ocupada para el cálculo de salinidades mayores descritas por Sterner y otros (1988) en su fórmula. Pese a esto, el cálculo con la fórmula de Bodnar es la aproximación más certera para obtener la salinidad en las muestras descritas en este estudio con los datos recopilados.

Muestras	PM1-V1	PM4-V2	PM6-V1	PM6-V2	PM8-B2
Salinidad	30.62	26.07	30.22	30.49	29.96
	31.18	28.66	27.66	33.09	31.04
	35.41	24.46	30.62	30.62	24.96
	34.8	29.95	32.04	31.46	31.75
	33.17	32.94	34.46	29.69	24.59
	38.47	27.72	22.24	29.69	23.76
	33.72	32.78	26.37	30.08	23.24
	29.17	25.58	31.6	23.76	24.84
	28.72			25.82	24.4
					26.74

Figura 4.15: Tabla para las salinidades corregidas obtenidas a través de la fórmula de Bodnar (2003) en base a las temperaturas de fusión final obtenidas para cada muestra.

4.6.2.1. Evento de salinidad media.

Representado por 35 mediciones, las que corresponden al 76% del total. Este evento tiene un rango que varía entre el 21 y 26%_{NaCl eq} aproximadamente y una moda de 26%_{NaCl eq}. Concentrando todas las muestras medidas en cuarzo (PM4-V2, PM6-V1, PM6-V2 y PM8-B2). Tal como para las medidas de homogenización de mayor temperatura. Los rangos no son tan acotados como en la medición de homogenización, Pero aún se mantienen dentro de un rango definido y con una media semejante entre sí (figura 4.17).

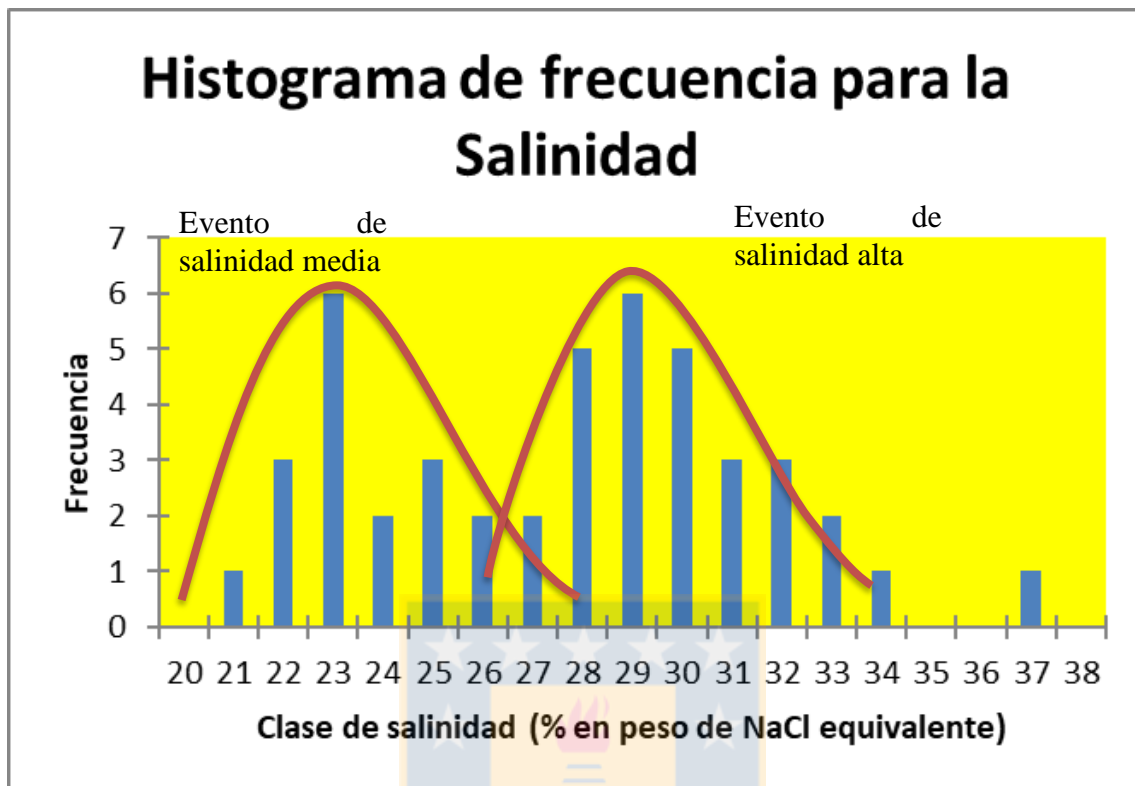


Figura 4.16: Histograma de frecuencia para la salinidad de las inclusiones fluidas medidas, la cual se expresa como % de peso de NaCl equivalente.

4.6.2.2. Evento de salinidad alta

Evento caracterizado por 11 mediciones correspondiendo al 24% del universo de datos. Variando el rango de salinidad entre 27 y 34%_{NaCl eq} y la moda en 29%_{NaCl eq}. Este evento se centra específicamente en una muestra (PM1-V1), la cual presenta una variación de salinidad, por lo que en esta muestra podría estar representado más de un evento hidrotermal o un proceso de alteración posterior.

4.6.3. Temperatura de homogenización versus salinidad.

Los resultados de las muestras referidas a las vetas principales de cuarzo en asociación de hematita y calcopirita, demuestran un evento de salinidad media con temperaturas cercanas a los 350°C bien restringidas.

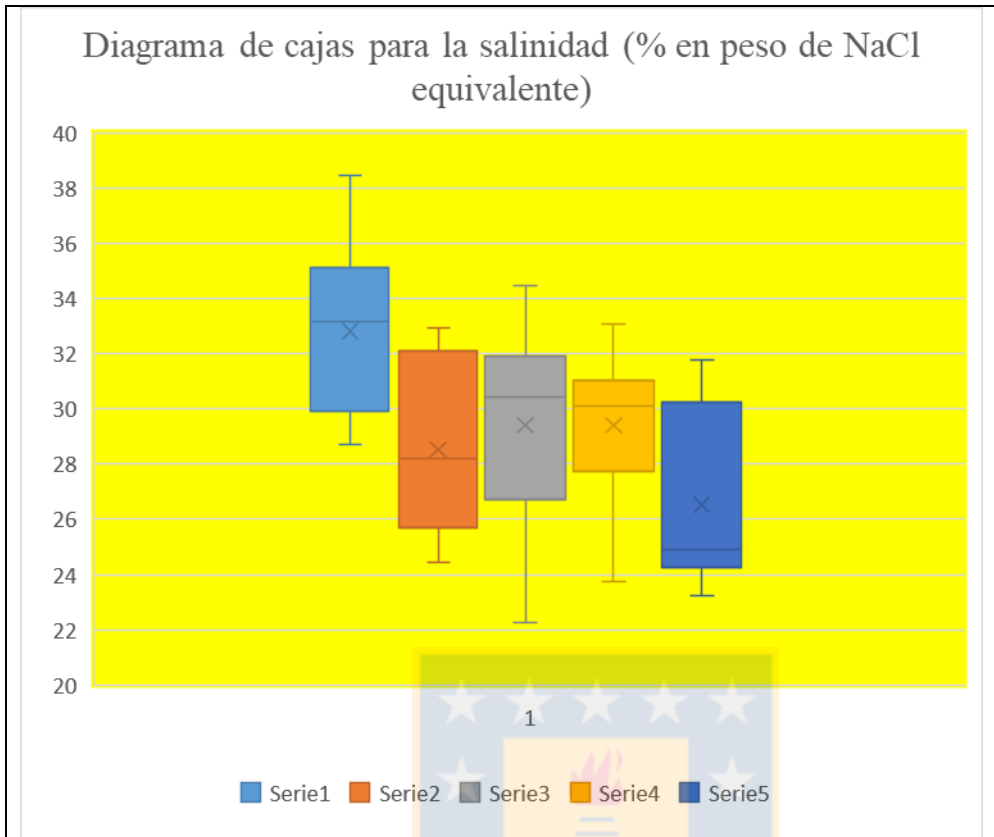


Figura 4.17: Diagrama de caja para la salinidad, expresado en porcentaje en peso NaCl equivalente.

Diferente es el caso de los datos de baja temperatura y relativamente alta salinidad. Los cuales poseen una estable temperatura de homogenización, bordeando los 200°C y una salinidad variable. Este fluido podría ser respuesta a un pulso hidrotermal tardío, el cual entró en contacto con secuencias sedimentarias calcáreas, lo cual aumentó su nivel de salinidad representado por el %NaCl eq. Generando una mineralización posterior.

Como se puede observar en la figura 4.18 se pueden distinguir dos nubes de datos con diferentes tendencias de distribución (relaciones de salinidad y temperatura), lo cual es indicativo de una evolución en los fluidos atrapados en las inclusiones.

4.6.4. Presión y profundidad de formación

La forma en que se caracteriza la presión, y por ende, la profundidad de formación es a partir de muestras con presencia de inclusiones fluidas con evidencias de ebullición, evento que se puede

reconocer mediante la coexistencia de inclusiones fluidas bifásicas ricas en vapor y otras ricas en líquido. Las cuales idealmente deberían presentar temperaturas de homogenización similares (Haas, 1971; Roedder y Bodnar, 1980; Roedder, 1984).

En este estudio ninguna muestra analizada contaba con la condición descrita anteriormente, por lo que no es posible calcular presiones de atrapamiento y en consecuencia las temperaturas de homogenización se consideran mínimas respecto del atrapamiento.. Es de esperar que si alguna muestra presentara esta condición de ebullición, se lograría conseguir sin ningún problema la homogenización debido a las buenas características y tamaños de los minerales hospedantes.

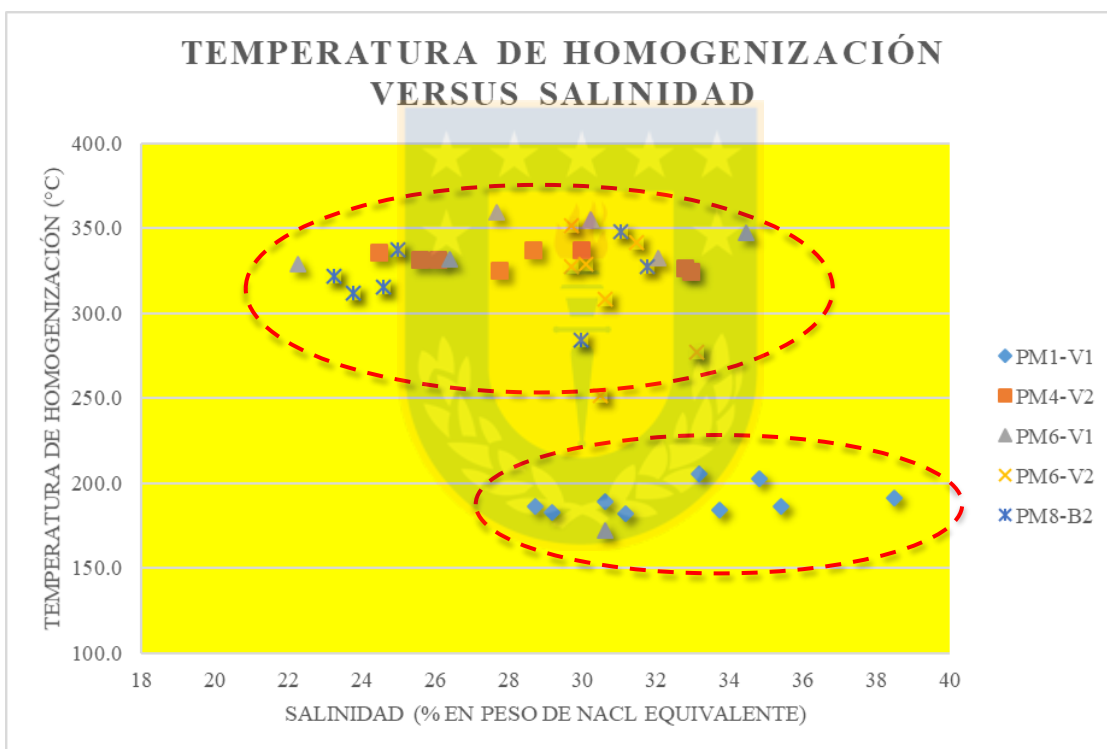


Figura 4.18: Diagrama de temperatura de homogenización versus salinidad para las muestras analizadas.

5. DISCUSIÓN

5.1 GEOLOGÍA DE LOS YACIMIENTOS EN EL ÁREA DE EL ESPINO

En base al estudio en el distrito, y el posterior análisis de las diferentes muestras se puede discutir que las distintas alteraciones hidrotermales y su mineralización asociada presentes en el terreno pueden tener una relación directa con los cuerpos plutónicos del área. Estas alteraciones se orientan y focalizan a lo largo de sistemas de falla tipo cola de caballo (figura 5.1), las que a escala distrital se orientan de manera NNE (Lopez et al., 2013) y de manera local varían desde NNW a NE. Es por estas estructuras que se propició la movilización de los fluidos responsables de una local y predominante alteración cálcica pervasiva, la cual rodea las zonas de mineralización económica más importante, (figura 5.1).

Posterior a la alteración cálcica, la alteración hidrolítica, la cual es focalizada por las zonas de falla, generando vetas mineralizadas y zona de brechas, las cuales son explotadas por las diferentes faenas de pequeña minería presentes en la zona.

Cabe destacar el control litológico, donde las rocas volcánicas, volcanoclásticas y los cuerpos intrusivos almacenan la mineralogía económica, mientras que las zonas con el mismo regimen estructural en presencia de litologías sedimentarias, no se observa alteración hidrolítica y la alteración cálcica presente, tampoco es acompañada por mena metálica.

Tambien hay que agregar, que en el área de estudio no hay una relación clara entre la mineralización del depósito y las estructuras principales de escala regional como lo son la Falla La Bronce, si no más bien ésta se ve localizada en zonas afectadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos.

5.2. CARACTERISTICAS DE LOS FLUIDOS DE ALTERACIÓN

Con respecto al análisis de inclusiones fluidas y en base al limitado número de muestras, se pueden definir al menos dos pulsos hidrotermales, diferenciados entre si por un variado rango de temperatura y salinidad. El mejor descrito entre ellos corresponde al de mayor temperatura y salinidad media, esto solo por el hecho del número de muestras analizadas y su proveniencia. Este fluido posiblemente corresponderá al responsable de generar la alteración hidrolítica (rico en cuarzo, sulfuros de cobre y hierro y oxidos de hierro hidrotermales).

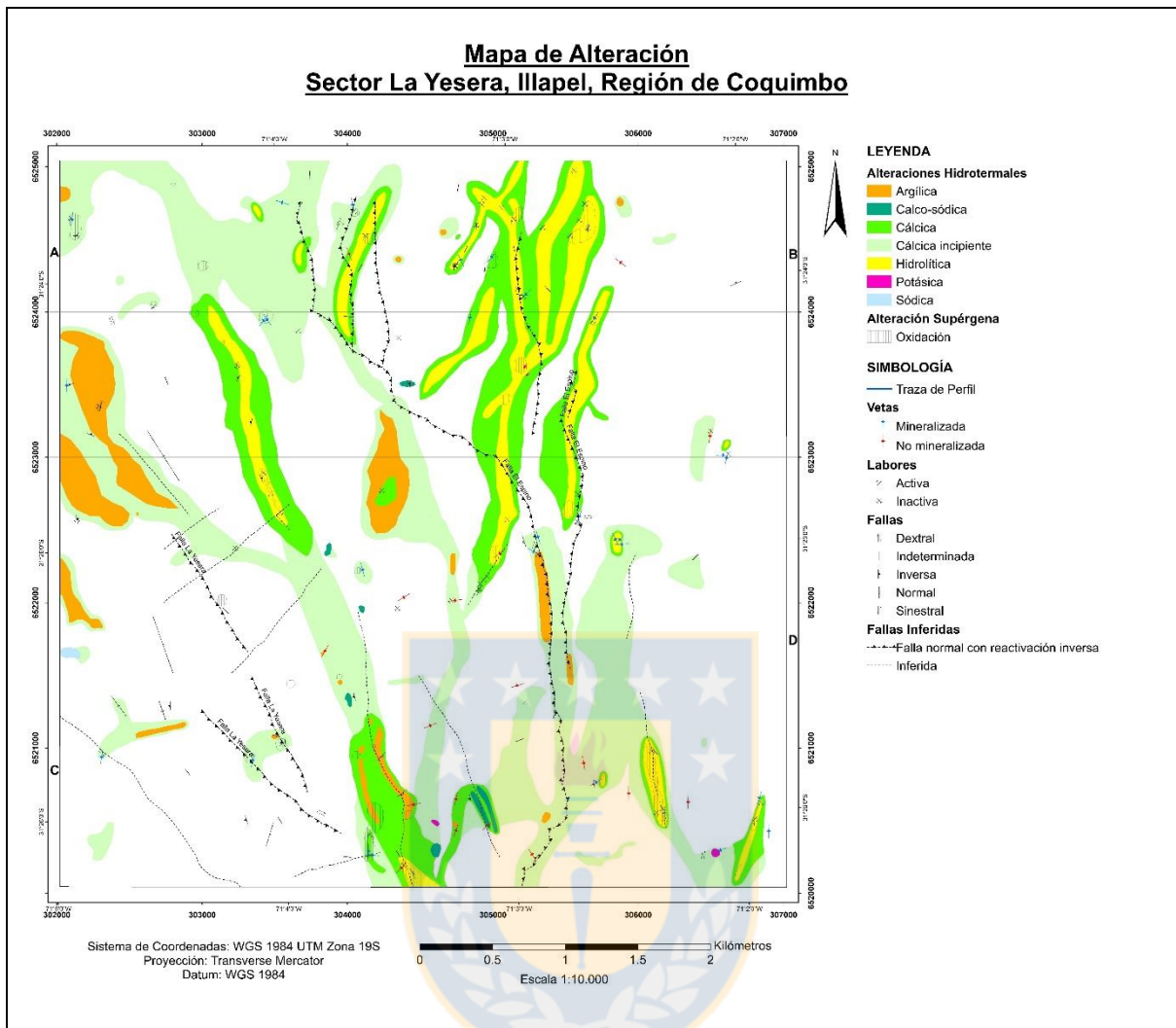


Figura 5.1: Mapa de alteración de la zona de estudio generado por el curso de exploración minera de la Universidad de Concepción, año 2018, en el se puede ver una clara correlación entre la orientación de las estructuras y la alteración presente en la litología de la zona, siendo la alteración hidrolítica la mas localizada de ellas.

Con respecto al segundo fluido, descrito como de baja temperatura y con un rango variado de salinidad, se puede definir como una mezcla entre fluidos hidrotermales y meteoricos, contando tambien con la movilización de elementos desde las rocas calcáreas presentes en las secuencias sedimentarias de la zona, lo que da como resultado, una alta salinidad que difiere con el resto de las muestras analizadas. Cabe destacar también, los datos obtenidos que definen al fluido de baja temperatura provienen de sólo una muestra, por lo que no podría ser representativo ni menos generar una base para una buena descripción del fluido formador, sin antes corroborar los datos con mas análisis.

Como punto de discusión final, se busca inferir la relación de génesis de diferentes depósitos minerales, como o es el estratoligado “El Espino” con el depósito de veta simple y brecha hidrotermal de la familia IOCG homónimo a este. Esto en base a los resultados termométricos, los que indicarían una gran similitud en las características tanto de temperatura como de salinidad entre estas dos configuraciones de mineralización, siendo comparables a un nivel genético, variando principalmente en el estilo de la mineralización, donde las rocas cajas intrusivas, favorecerán la formación de cuerpos vetiformes, mientras que los cuerpos extrusivos y porosos, favorecerán el desplazamiento del fluido por las zonas más permeables de las coladas de lava, dando origen así, a la formación de un depósito tipo manto (Vivallo y Henríquez, 1997).

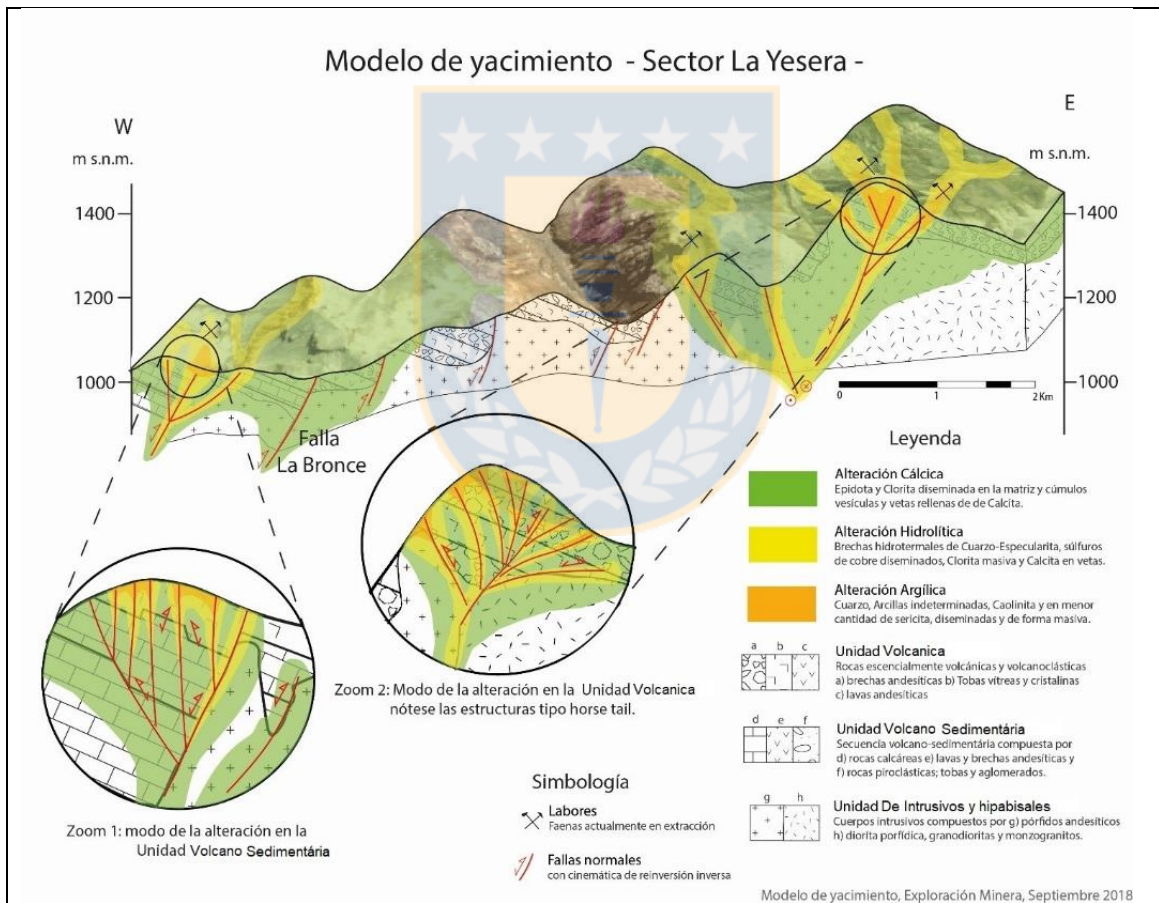


Figura 5.2: Modelo esquemático del yacimiento de veta simple “El Espino” en el Sector La Yesera, se aprecia la relación espacial entre las estructuras y las diferentes alteraciones. Tomado del curso de Exploración Minera, año 2018.

6. CONCLUSIÓN

Las estructuras de carácter regional esencialmente limitarían a las unidades litológicas, siendo los sistemas estructuras del tipo cola de caballo los que concentrarían y canalizarían los fluidos mineralizadores en este depósito. Este tipo de estructuras representarían los extremos terminales de fallas o ramificaciones de estas, formadas como resultado de acomodación de esfuerzos. También es importante enfatizar el control litológico sobre la mineralización, dado que esta se aloja casi exclusivamente en rocas volcánicas e intrusivas.

Los datos de temperatura y salinidad generados en base al estudio de inclusiones fluidas asociadas al distrito minero “El Espino” muestran una alta influencia hidrotermal en los eventos generadores de cuerpos mineralizados, una salinidad media y temperaturas en general inferiores a los 400°C, las que nos señalarían un punto en común con diferentes depósitos IOCG andinos, como lo serían el depósito IOCG “Casualidad” (Barra y otros, 2015) el cual presenta niveles de salinidad y temperatura de homogenización similares a los obtenidos en este estudio.

Los rasgos de temperatura y salinidad, especialmente para el grupo principal de alta temperatura y salinidad media, presentan una buena correlación con los datos bibliográficos característicos de un depósito IOCG andino, siendo posible su correlación con depósitos como Candelaria y Mantoverde, donde ambos poseen temperaturas de homogenización relativamente altas ($T_h = 370 - >440^\circ\text{C}$), siendo identificada la etapa principal de mineralización de cobre por Ullrich y Clark (1999) con una temperatura de homogenización inferior a los 396°C. por lo que se podría definir que las características de los fluidos formadores del depósito de veta simple “EL Espino” coinciden con los propios de un depósito IOCG andino.

7. REFERENCIAS

Aguirre, L. y Egert, E. 1962. Las formaciones manganesíferas de la región de Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo. Revista Minerale, No. 76, p. 25-37. Santiago.

Aguirre, L. y Thomas. 1964. El contacto discordante entre las formaciones cretácicas Quebrada Marquesa y Viñita en la Provincia de Coquimbo. Revista Minerale. No. 84. Pp 30-37. Santiago

Arancibia, G. 2004. Mid-Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32 S). Journal of South American Earth Sciences, 17(3), 209-226.

Atkinson, A. 2002. A model for the PTX properties of H₂O –NaCl. Tesis para optar al grado de Master en Ciencias. Polytechnic Institute and State University (Inédito): 126pp. Virginia.

Barra, F.; Relch, M.; Simon, A. y Morata, D. 2015. Fuente de los Fluidos y Metales en el Clan IOCG Andino: Inferencias a partir de Inclusiones Fluidas, Isótopos de S y de Re-Os. XIV Congreso Geológico Chileno, Simposio Depositos de tipo IOCG de los Andes.

Bodnar, R. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica. Acta 57: 683-684.

Bodnar, R. 2003. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Curso corto dictado por Mineralogical Association of Canada. Volumen 32: 81-100. Vancouver.

Boric, R.; Díaz, F. y Maksaev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Numero 50: 246pp. Santiago.

Del Real, I. y Arriagada, C. 2015. Inversión tectónica positiva en el distrito El Espino: relaciones entre deformación, magmatismo y mineralización IOCG, Provincia de Choapa, Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 14, Actas Digitales. La Serena.

Espinoza, S; Véliz, H.; Esquivel, J.; Arias, J. y Moraga, A. 1996. The cupriferous province of coastal range, northern Chile. Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny (Camus, E.; Sillitoe, R.H. & Oetersen, R. editors). Society of Economic Geologists. Volumen 5: 19-32.

Franklin, J.; Gibson, H.; Jonasson, I. y Galley, A. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume. Pp 523-560.

Goldfarb, R.; Groves, D. y Gadroll, S. 2001. Orogenic gold and geological time: A Global synthesis: Ore Geology Review. V. 18. Pp 1-75.

Grocott, J. y Taylor, G. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, northern Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). J Geol Soc Lond. 159: 425-442.

Grocott, J. y Wilson, J. 1997. Ascent and emplacement of granitic plutonic complexes in subduction-related extensional environments. Holness MB deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle. Chapman and hall. London, pp173-195.

Groves, D.; Vielreicher, R.; Goldfab, R. y Condie, K. 2005c. Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time. Mineral deposits and earth evolution: Geological Society. London. Special Publication. V 248. Pp 71-101.

Groves, D.; Bierlein, F.; Meinert, L. y Hitzman, M. 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) Deposits through Earth History: Implications for Origin, Lithospheric Setting, and Distinction from Other Epigenetic Iron Oxide Deposits. Society of Economic Geologist, Inc. v. 105. Pp 641-654.

Haas, J. 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. Economic Geology. Volumen 66: 940-946.

Keevil, N. 1942. Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures. Journal of American Chemical Society. Número 64: 841-850.

Kerrich, R.; Goldfarb, R. y Richards, J. 2005. Metallogenic provinces in an evolving dynamic framework. Economic Geology 100th Anniversary Volume. Pp 1097-1136.

Kirkham, R. 1997. Volcanic redbed copper. Geology of Canadian mineral deposit types. Geol Surv Can Geol Can. 8. Pp 241-252.

Legarreta, L. y Uliana, M. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. International Association of Sedimentology, Special Publication 12. Pp 429-450.

López, G.; Hitzman, M. y Nelson, E. 2013. Alteration patterns and structural controls of the El Espino IOCG mining district, Chile. Miner Deposita. 2013.

Mangas, J. y Sierra J. 1991. Las inclusiones fluidas: método de análisis e interpretación. Yacimientos Minerales (Lunar, R. y Oyarzún, J. Editores). Editorial Centro de Estudios Ramón Areces: 79-146. Madrid.

Morata, D. y Aguirre, L. 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20'-30°S). Chile: geochemistry and petrogenesis. Journal of South American Earth Sciences. Vol 16, 459-476.

Mpodozis, C. y Allmendinger, R. 1992. Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios Sierra Fraga, 27°S): significado para la evolución tectónica de los Andes. Revista Geológica de Chile 19 (2): 167-197.

Mpodozis, C. y Ramos, V. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, Subducción oblicua, Rifting, Deriva y Colisiones? Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 481 – 497.

Nash, J.T. 1976. Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration. United States Geological Survey. Professional Paper 907D: 16pp.

Orrego, M.; Robles, W.; Sanhueza, A.; Zamora, R. y Infanta, J. 2000. Mantos Blancos y Mantoverde: depósitos del tipo Fe-Cu-Au? Una comparación con implicancias en la exploración. Actas 9th Congreso Geológico Chileno. 2. Pp 145-149.

Parada, M. A.; Féraund, G.; Fuentes, G; Aguirre, L.; Morata, D. y Larrondo, P. 2005. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a

compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society*, 162(2), 273-287.

Piracés, R. y Maksaev, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota, IV y V Región. Instituto de Investigaciones Geológicas. 135 p. (Inédito).

Ramos, V. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Clark S. Burchfiel. Geological Society of America, GSA, Boulder. Special Paper 218. Pp 31-54.

Ramos, V. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. Tectonic evolution of South America. Proc 31st Int Geological Congress. Rio de Janeiro. Pp 635-685.

Ramos, V. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geology features and the Andean orogenic cycle. *The geological Society of America. Memoir* 204.

Rivano G., Sergio y Sepúlveda H., P 1991. Hoja Illapel: Región de Coquimbo, escala 1:250.000. Hoja N°69. Sernageomin: 132 pp. Santiago.

Rivano, S.; Sepúlveda, P.; Herve, M. y Puig, A. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31° - 32° Latitud Sur, Chile. *Revista Geológica de Chile. Número* 24: 63-74

Roedder, E. 1977. Fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Economic Geology. Volumen* 72: 474-479.

Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy. Mineral Society of America. Volumen* 12: 644 pp.

Roedder, E. y Bodnar, R. 1980. Geologic pressure determination from fluid inclusion studies. *Annual Review Earth Planet Science. Volumen* 8: 413-439.

Rosales. G. 1988. Geología del área de Combarbalá-San Lorenzo (31°00 y 31°15' latitud sur). Región de Coquimbo. Memoria de Título (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica. 122pp.

Ruiz, F. C.; Corvalán, J.; Klohn, C.; Klohn, E. y levi, B. 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 305pp.

Scheuber, E. y Gonzalez, G. 1999. Tectonic of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): a story of cristal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18. Pp895-910.

Shepherd, T.; Rankin, H. y Alderton, H. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and son limited: 39pp. Glasgow.

Sillitoe, R. 1992. Gold and copper metallogeny of the central Andes—past, present, and future exploration objectives. *Econ Geol* 87:220-2216.

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

Skirrow, R. 2008. “Hematite-group” IOCG ± U ore systems: Tectonic setting, hydrothermal characteristics, and Cu-Au and U mineralizing processes in Corriveau, L., and Mumin, H., eds., *Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues: GAC-MAC-SEG-SGA-2008*, Quebec City, May 29-30. Geological Association of Canada, Short Course Notes.

Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile). *Boletín*. No. 2. Pp 86.

Thomas, H. 1967. Geología de la Hoja de Ovalle, provincia de Coquimbo, Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile). *Boletín*. No. 23. Pp 58.

Tunik, M. y Álvarez, p. 2008. Análisis y edad de la sección calcárea de la Formación Las Chilcas (Chile) y sus implicancias para la correlación con unidades de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 63. Pp 363-379.

Ullrich, T. y Clark, A. 1999. The Candelaria Copper-gold deposit, Región III, Chile: Paragenesis, geochronology and fluid composition. *Mineral Deposits: Processes to Processing* (Stanley et al. editors). Balkema. Rotterdam. Pp 201-204.

Pollard, P. 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. *Porter TM Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*. Australian Mineral Foundation, Adelaide. Pp27-41.

Vergara, M.; Levi, B.; Nystrom, J. y Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the coast range of Central Chile. Geol Soc Am Bull. 107. Pp 1427-1440.

Vivallo, W. y Henríquez, F. 1997. Relación genética entre los yacimientos estratoligados de Cu (“tipo manto”), de Cu-Fe±Au y de hierro del tipo kiruna. VIII Congreso Geológico Chileno. Actas vol. II. Pp 1189-1193.

Vivallo, W. y Henríquez, F. 1998. Génesis común de los yacimientos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa. Región de Antofagasta. Chile. Revista Geológica de Chile. Volumen 25: 199-228.

Williams, P. 1999. Fe-oxide-Cu-Au deposits of the Olympic Dam/Ernest Henry-type. New developments in the understanding of some major ore types and environments, with implications for exploration. Porc prospectors and Developers Association of Canada Short Course. Toronto. Pp 2-43.

Williams, P.; Barton, M.; Johnson, D.; Fontboté, L.; de Haller, A.; Mark, G.; Oliver, N. y Marschik, R.; 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, Space-time distribution, and possible modes of origin: Economic Geology 100th Anniversary Volume. Pp 371-405.

