



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

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL SISTEMA GEOTERMAL TOLHUACA: CASO DE ESTUDIO SONDAJE TOL-1

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MARTÍN CRISTÓBAL LIZAMA DELUCCHI

PROFESOR GUÍA:
MARTIN REICH MORALES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
SERGIO IRIARTE DÍAZ

SANTIAGO DE CHILE
2013

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR

AL TÍTULO DE: Geólogo

POR: Martín Cristóbal Lizama Delucchi

FECHA: 10/10/2013

PROFESOR GUÍA: Martin Reich M.

Alteración Hidrotermal en el Sistema Geotermal Tolhuaca: caso de estudio sondaje Tol-1

El Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT), ubicado en la zona norte de la IX Región de la Araucanía, Chile y, actualmente, bajo concesión de explotación, ha demostrado ser uno de los más prometedores del sur del país para la generación de energía geotérmica. Durante su proceso exploratorio, se han realizado perforaciones de hasta 2 km, entre las cuales destaca el sondaje de diamantina Tol-1, de 1073 m de profundidad, dada su disponibilidad para el desarrollo de la investigación en cuestión.

En este trabajo se realiza un estudio de detalle de la alteración hidrotermal en microestructuras orientadas (i.e. vetas, vetas-fallas, fallas, vetas-brechas), complementando trabajos estructurales previos, además de modelaciones geoquímicas que permitan esclarecer el rol de factores como la litología, temperatura y composición del fluido en la alteración de este sistema.

Los resultados sugieren que el SGT ha sido afectado por 4 etapas evolutivas bien diferenciadas: (1) calentamiento y ebullición, (2) formación de fluidos reactivos ácidos y carbonatados calentados por vapor, (3) ebullición y despresurización, (4) posterior a pérdida de CO₂. Sin embargo, las observaciones mineralógicas y estructurales indican una segmentación de los procesos, sobre todo en la zona más profunda del pozo.

La alteración hidrotermal muestra una estrecha correlación con los dominios estructurales, evidenciando una segmentación química y estructural del sistema. Además, se reconoce una zona superficial de alteración argílica (0 - 300 m) dominada por aguas calentadas por vapor, caracterizada por arcillas (sme, -chl/sme) y óxidos de Fe; una intermedia de alteración sub-propilítica (300 - 670 m) con una extensiva e intensa presencia de arcillas (chl/sme), las que conforman una capa sello impermeable, y una profunda de alteración propilítica (670 - 1073 m), representada por la ocurrencia de epidota y que constituye la parte superior permeable del reservorio.

La capa sello, propuesta en esta investigación, es anómala y difiere de los modelos clásicos, sugiriendo que las características estructurales ejercen un rol fundamental en su proceso de formación, siendo un factor de primer orden a considerar en futuras exploraciones.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, deseo agradecer a mi profesor guía, Martin Reich, por la oportunidad de ahondar en este apasionado mundo de la geotermia, tan necesario para el futuro energético del país. Gracias por la recepción, confianza, conocimiento y claridad en cada una de nuestras conversaciones. A Diego Morata y Sergio Iriarte, porque sus comentarios y opiniones sirvieron para enriquecer esta investigación.

Agradezco profundamente al equipo Tolhuaca, Pablo Sánchez y Pamela Pérez, quienes durante el transcurso de este trabajo se convirtieron en guías, consejeros y, por sobre todo, amigos. Sin su motivación y buena onda, esto no hubiera sido ni la mitad de lo que es.

Al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), por financiar esta memoria y por otorgar oportunidades únicas para el estudio de la geotermia. También a la empresa Mighty River Power Chile (MRP), previamente GeoGlobal Energy Chile (GGE), por facilitar el sondaje Tol-1 para su investigación en detalle y por poder visitar las instalaciones y presenciar pruebas de pozo en el volcán Tolhuaca.

A mis compañeros geólogos, por permitir formarme en un ambiente tan grato y entusiasta en este mundo de las geociencias.

A mis amigos de plan común, porque los arduos inicios de esta carrera no hubieran sido posibles sin ustedes. Cómo olvidar aquellos Larraín 6363...

A mis amigos del colegio, por estar siempre ahí; no cualquiera puede jactarse de tener una amistad duradera desde tan pequeños.

Y, por supuesto, a cada uno de los miembros de mi familia, por su amor y apoyo incondicionales.

TABLA DE CONTENIDO

1.	Introducción	1
1.1	Planteamiento del Problema	1
1.2	Objetivos	2
1.3	Metodología General	2
1.4	Hipótesis de Trabajo	3
1.5	Ubicación y Vías de Acceso	3
2.	Marco Geológico	5
2.1	Introducción	5
2.2	Antecedentes Generales	5
2.3	Rocas Estratificadas	7
2.3.1	Complejo Volcánico Vizcacha-Cumilao	7
2.3.2	Formación Cura-Mallín	7
2.3.3	Formación Malleco	8
2.3.4	Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal	9
2.4	Rocas Intrusivas	10
2.4.1	Granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco	10
2.4.2	Intrusivos Hipabisales	10
2.5	Estructuras	10
3.	Geología Local	12
3.1	Volcán Tolhuaca	12
3.2	Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT)	15

3.2.1	Sondaje Tol-1	19
4.	Alteración Hidrotermal en el Sondaje Tol-1	25
4.1	Introducción.....	25
4.2	Conceptos Generales	25
4.2.1	Alteración Hidrotermal.....	25
4.2.2	Vetas Hidrotermales.....	27
4.2.3	Capa sello.....	28
4.3	Metodología.....	29
4.4	Resultados.....	30
4.4.1	Alteración Hidrotermal y Zonas.....	30
4.4.2	Microestructuras y Paragénesis	37
4.4.3	Análisis SEM-BSE y SEM-CL.....	49
4.5	Discusiones.....	53
4.5.1	Evolución Química del Fluido	53
4.5.2	Comparación con modelo de Moore, 2009	59
4.5.3	Relación de la Alteración Hidrotermal con los Datos Estructurales.....	62
4.5.4	Capa sello.....	65
4.5.5	Limitaciones.....	68
4.5.6	Síntesis Alteración Hidrotermal y Datos Estructurales	69
5.	Modelación Geoquímica.....	70
5.1	Introducción.....	70
5.2	Metodología.....	70
5.3	Diagramas Actividad-Actividad	72
5.3.1	Generalidades.....	72

5.3.2	Resultados y Discusiones.....	73
5.4	Modelos de Interacción Fluido-Roca	75
5.4.1	Generalidades.....	75
5.4.2	Resultados y Discusiones.....	76
5.5	Limitaciones del Estudio	84
5.6	Síntesis Modelación Geoquímica.....	84
6.	Modelo Conceptual	85
7.	Conclusiones y Recomendaciones.....	90
7.1	Conclusiones	90
7.2	Recomendaciones.....	91
8.	Referencias	92
Anexos	104

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1: Ubicación de la zona de estudio	4
Fig. 2: Marco tectónico de los Andes del Sur. Alineación Volcán Tolhuaca-Lonquimay. Ubicación SGT	6
Fig. 3: Ubicación pozos SGT	16
Fig. 4: Conductancia a los 400 m de profundidad	17
Fig. 5: Perfil de resistividad	17
Fig. 6: Modelo conceptual SGT. Melosh et al. 2012	19
Fig. 7: Perfil de temperatura del pozo Tol-1	20
Fig. 8: Abundancia relativa de los minerales de arcilla en el pozo Tol-1	21
Fig. 9: Mapeo Estructural 1:50, Sondaje Tol-1, SGT	24
Fig. 10: Clasificación cualitativa de sistemas de alteración hidrotermal en función de la razón f/r (Giggenbach, 1997).	27
Fig. 11: Fotomicrografías apatito, olivino, orto y clinopiroxeno, disolución de plagioclasa y formación de epidota	33
Fig. 12: Fotomicrografías amígdalas, primera aparición de epidota, prehnita encapsulando epidota	36
Fig. 13: Escaneo y fotomicrografías de un corte representativo de la Zona Argílica	39
Fig. 14: Escaneo y fotomicrografías de un corte representativo de la Zona Sub-Propilítica	43
Fig. 15: Escaneo y fotomicrografías de un corte representativo de la Zona Propilítica	46
Fig. 16: Imágenes SEM-CL del corte MF21v	51
Fig. 17: Imágenes SEM-CL del corte MF39v.	52
Fig. 18: Estabilidad de los minerales hidrotermales en función de la $f\text{CO}_2$ y temperatura.	56
Fig. 19: Estabilidades minerales en el sistema Ca-Fe-Al-Si-H ₂ O-Cl	57
Fig. 20: Ilustración esquemática de un modelo <i>flush</i>	72
Fig. 21: Diagramas de actividad-actividad a temperaturas de 290°C-250°C-220°C en los sistemas A: Na ₂ O-K ₂ O-SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -H ₂ O, B: MgO-K ₂ O-SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -H ₂ O, C: CaO-MgO-SiO ₂ -Al ₂ O ₃ -H ₂ O	74

Fig. 22: Diagramas <i>flush</i> , a 300°C, a altas razones f/r	77
Fig. 23: Diagramas <i>flush</i> , a 300°C, a bajas razones f/r	78
Fig. 24: Diagramas <i>flush</i> , a 150°C, a altas razones f/r	79
Fig. 25: Distribución mineralógica esperable según el modelo, en el centro y halo de la vetilla.	82
Fig. 26: Modelación flush desde los 300°C-100°C.....	83
Fig. 27: Modelo final: etapa 1 y 2.....	88
Fig. 28: Modelo final: etapa 3 y 4.....	89

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Etapas evolutivas del SGT. Melosh et al., 2012	22
Tabla 2: Litología, alteración hidrotermal e intensidad de ésta en los cortes analizados	31
Tabla 3: Síntesis de la paragénesis y datos estructurales de la Zona Argílica	40
Tabla 4: Síntesis de la paragénesis y datos estructurales de la Zona Sub-Propilítica.	44
Tabla 5: Síntesis de la paragénesis y datos estructurales de la Zona Propilítica.....	47
Tabla 6: Resumen de las etapas evolutivas del SGT.....	58
Tabla 8: Química de litologías utilizadas para la modelación	76

TABLA DE ABREVIATURAS

Símbolo	Nombre del mineral
Ab	Albita
Adl	Adularia
Arc*	Arcilla
Chal*	Calcedonia
Cal	Calcita
Cpy	Calcopirita
Ceo*	Ceolita
Cpx	Clinopiroxeno
Chl	Clorita
Qz	Cuarzo
Ep	Epidota
Sme	Esmectita
Ill	Illita
Hem	Hematita
Mag	Magnetita
Ol	Olivino
Opx	Ortopiroxeno
OxFe	Óxidos de Hierro
Py	Pirita
Px	Piroxeno
Pl	Plagioclasa
Prh	Prehnita
Wrk	Wairakita
Símbolo	Significado
B.chal*	Bandas de calcedonia
Op*	Opaco
Qz _E *	Cuarzo euhedral
Qz _M *	Cuarzo microcristalino
Qz _P *	Cuarzo plumoso
LR*	Luz reflejada
NP*	Nícoles paralelos
NC*	Nícoles cruzados
Sil _a *	Sílice amorfa
synK*	Syn-cinemático

Tomada de Whitney y Evans (2010). Los campos con * corresponden a abreviaciones estimadas pertinentes por el autor de este trabajo.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

El Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT), ubicado en la zona norte de la IX Región de la Araucanía, Chile y, actualmente, bajo concesión de explotación, es un lugar propicio para el desarrollo de diversos estudios (e.g. comprensión del rol que ejerce la distribución espacial de las estructuras en la evolución química y patrón de migración de los fluidos hidrotermales) dada su ubicación y contexto geográfico. Este sistema se sitúa en el intra-arco de la Zona Volcánica Sur (ZVS) y está asociado espacial y genéticamente a la terminación norte del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) ([Cembrano & Lara, 2009](#); [Melosh et al., 2012](#)).

Durante el proceso exploratorio del SGT, se han realizado perforaciones de hasta 2000 m ([Melosh et al., 2012](#)), entre las cuales destaca el sondaje de diamantina Tol-1, de 1073 m de profundidad, dada su disponibilidad para el desarrollo del estudio en cuestión.

Por otra parte, es sabido que el estudio de la química, morfología y texturas de las asociaciones mineralógicas, dejadas por la alteración hidrotermal, entrega información relevante acerca de las características geoquímicas del fluido hidrotermal que la generó. ([Browne, 1984](#); [Arnórsson, 2000](#); [Pirajno, 2009](#)). La formación y estabilidad de los distintos minerales hidrotermales dependerá de factores como la temperatura, composición y permeabilidad de la roca caja, composición del fluido, presión y tiempo de interacción fluido-roca ([Browne & Ellis, 1970](#); [Browne, 1984](#)); los que son controlados, por ejemplo, por fenómenos de ebullición y dilución.

En consecuencia, el registro que provee el sondaje Tol-1 de la mineralogía de alteración, redes de fracturas y familias de vetillas es de suma utilidad para comprender la relación entre la alteración hidrotermal y el control que ejercen estos conductos en la circulación de los fluidos que la provocaron.

En este trabajo se realizará un estudio de detalle de la mineralogía de alteración en microestructuras (i.e. vetas, vetas-fallas, fallas, vetas-brechas) previamente orientadas (Pérez-Flores et al., 2013), además de modelaciones geoquímicas que permitan clarificar el rol de factores como la litología, temperatura y composición del fluido en la alteración. Así, se estaría contribuyendo en comprender cómo diferentes procesos físico-químicos pueden afectar a la evolución química de los fluidos en sistemas geotermales activos.

1.2 Objetivos

Objetivo General:

Determinar y comprender qué procesos físico-químicos han afectado a los fluidos hidrotermales del SGT e identificar cuáles son los factores preponderantes que controlan la alteración hidrotermal en este sistema.

Objetivos Específicos:

- i. Caracterizar el tipo, intensidad, textura y paragénesis de la mineralogía de alteración hidrotermal presente en las microestructuras orientadas del sondaje Tol-1.
- ii. Caracterizar el tipo, espesor, bordes, sellamiento y brechización de las microestructuras orientadas del sondaje Tol-1.
- iii. Determinar el rol de la temperatura, composición química del fluido y litología en la alteración hidrotermal del sondaje Tol-1.
- iv. Verificar si existe una correlación entre la disposición espacial de las microestructuras (orientación) y la alteración hidrotermal.

1.3 Metodología General

Para lograr los objetivos i. y ii. se realizaron descripciones macroscópicas y petrográficas de 20 muestras del sondaje Tol-1, seleccionadas previamente y de manera anexa a este trabajo, donde se contó con cortes transparentes pulidos y sus briquetas respectivas. Para

complementar las descripciones, se realizó microscopía electrónica (SEM) a ciertas vetillas de interés.

Para lograr el objetivo iii. se realizó una modelación geoquímica de interacción fluido-roca para diferentes escenarios geológicos, utilizando el software Geochemist's Workbench (GWB). Se asumió un fluido tipo Tolhuaca para simular procesos profundos, mientras que aguas calentadas por vapor para procesos superficiales. En cuanto a las litologías, se escogieron de modo que fueran representativas, tanto del edificio volcánico como del basamento.

Para el último objetivo, se utilizaron los datos estructurales y de alteración hidrotermal, recopilados en los objetivos anteriores, junto con las orientaciones realizadas previamente en Pérez-Flores et al. (2013).

De manera complementaria, se realizó una campaña de terreno a las instalaciones de la futura Central Geotérmica Curacautín y cercanías del volcán Tolhuaca, durante los días 20 al 28 de enero de 2013. Durante el transcurso del terreno se reconoció de manera general el SGT.

1.4 Hipótesis de Trabajo

La mineralogía de alteración, que rellena los conductos hidrotermales, junto con sus características texturales evidencian cambios químicos y termodinámicos y, por lo tanto, etapas evolutivas del fluido que circuló por estos. Además, la temperatura, litología y composición química del fluido son los factores determinantes en la alteración hidrotermal del sistema.

Las familias de microestructuras presentan variaciones en el tipo e intensidad de la alteración y, por tanto, de mineralogía secundaria según su disposición espacial (orientación).

1.5 Ubicación y Vías de Acceso

El volcán Tolhuaca (en Mapudungún, frente de vaca; [Petit-Breuilh, 2004](#)) se encuentra ubicado en la cordillera de los Andes, en el límite de la VIII Región del Bío-bío y la IX Región de la Araucanía, en la Provincia de Malleco (IX Región), entre las latitudes 38°15" – 38°20"S y las

longitudes 71°35" – 71°43"W, a 95 km al NE de Temuco, capital regional, y a 25 km al NE de Curacautín (Fig. 1).

El acceso se puede efectuar a través de caminos secundarios que nacen de la Ruta Internacional Pino Hachado (Ch-181), la que une las ciudades de Victoria con Neuquén, Argentina, a través del Paso Pino Hachado. Recientemente, la empresa Mighty River Power Chile, poseedora de los derechos de exploración y explotación de la concesión San Gregorio, ha construido un camino que asciende hasta la zona de fumarolas, ubicadas en el flanco NW del volcán.

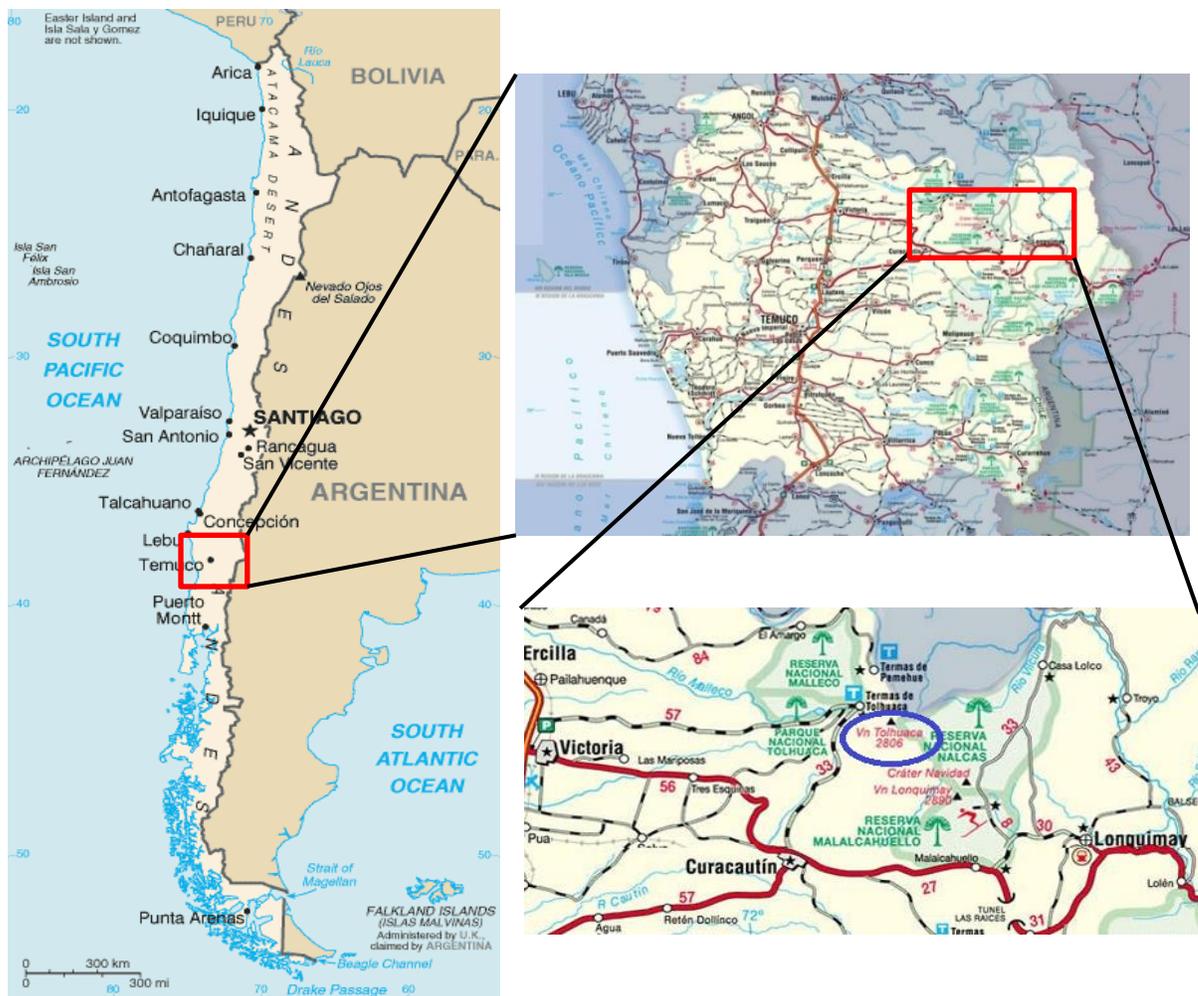


Fig. 1: Ubicación de la IX Región de la Araucanía, Chile, y detalle de la zona de estudio. Destacado en azul, se muestra el volcán Tolhuaca.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Introducción

En este capítulo se expone el marco geológico a escala regional del área de estudio, comenzando con la descripción del basamento y estructuras que controlan el volcán Tolhuaca. Luego, se refiere detalladamente a la litología del volcán para finalizar con una compilación de la información disponible acerca del Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT). Las unidades y formaciones expuestas en este trabajo provienen, prácticamente en su totalidad, de las definiciones realizadas por Suárez & Emparán (1997) y Moreno et al. (2012) en la Hoja Curacautín y Geología del Complejo Volcánico Lonquimay-Tolhuaca (CVLT), respectivamente; ambas del Servicio Nacional de Geología y Minería.

2.2 Antecedentes Generales

La continua subducción de la placa Nazca (previamente, placa Farallón) bajo la Sudamericana, en el margen occidental de Chile, ha sido el motor geológico de nuestro país desde el Jurásico hasta la actualidad, controlando procesos como magmatismo, sismicidad y deformación en los Andes del Sur. Desde los 26 Ma, el régimen tectónico se ha mantenido, prácticamente, estable (Somoza & Ghidella, 2005) desarrollando unidades morfoestructurales de orientación preferente N-S las que, en la zona de estudio, corresponden a Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal (arco volcánico actual) y Cuenca de Antepaís.

El lugar de interés se enmarca en la Zona Volcánica Sur (ZVS) definida entre los 33°S y 46°S (López-Escobar et al., 1995; Stern, 2004; Cembrano & Lara, 2009) y su actividad tectónica es representada por dos sistemas de falla de escala regional: el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) de rumbo NNE, paralelo al arco; y un sistema de falla de larga vida de rumbo WNW, oblicuo al arco volcánico (SFLA) (Fig. 2). Geológicamente, la zona de estudio se encuentra ubicada en la parte occidental de la cuenca de Neuquén o Cuenca Neuquina y sobre la Cordillera Principal, en cuyo eje se ubican numerosos volcanes activos donde destacan, de norte a sur:

Callaqui, Tolhuaca (volcán en cuestión), Lonquimay, Sierra Nevada, Llaima, y Sollipulli (Suárez & Emparán, 1997).

El basamento del volcán Tolhuaca corresponde a rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias de edad cretácica a neógena (Complejo Volcánico Vizcacha-Cumilao, Fm. Cura-Mallín), las que han sido afectadas y deformadas por procesos tectónicos posteriores y por rocas intrusivas, tanto plutónicas (Grupo Plutónico Melipeuco), como hipabisales (Intrusivos Hipabisales). Las rocas anteriores están, además, cubiertas por una secuencia estratificada de disposición subhorizontal del Plioceno-Pleistoceno (Fm. Malleco), la que subyace, en mayor o menor medida, a depósitos cuaternarios no consolidados (Moreno et al., 2012).

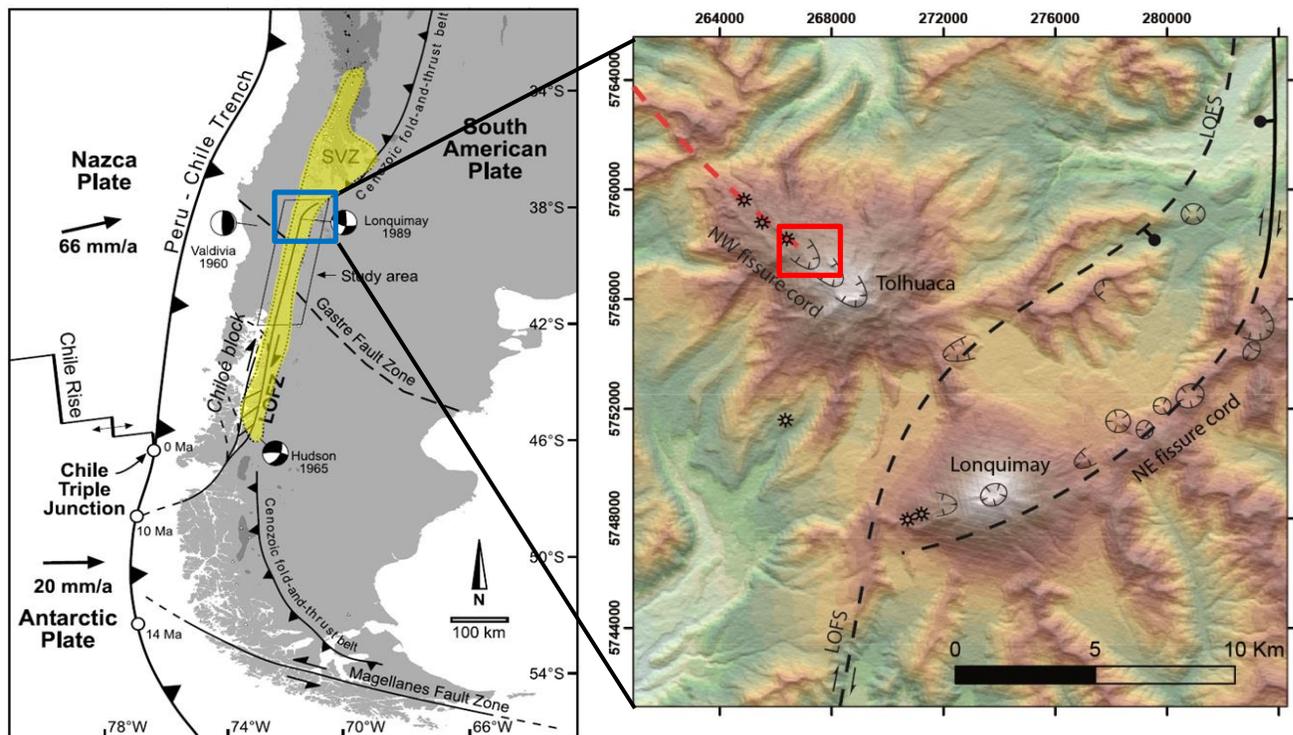


Fig. 2: Izq: marco tectónico de los Andes del Sur. LOFZ, Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui; SVZ, Zona Volcánica Sur (Modif. Rosenau et al., 2006). Der: Alineación NW-SE entre el volcán Tolhuaca y Lonquimay, asociado al SFLA. El recuadro en rojo muestra la ubicación del proyecto geotermal Tolhuaca (Pérez-Flores et al., 2012).

2.3 Rocas Estratificadas

2.3.1 Complejo Volcánico Vizcacha-Cumilao (Cretácico-Paleógeno)

Unidad informal que comprende secuencias principalmente volcánicas compuestas por lavas andesíticas macizas y, subordinadamente, basálticas (que en ocasiones podrían ser cuerpos intrusivos), además de rocas piroclásticas, generalmente alteradas y tectonizadas, con intercalaciones sedimentarias clásticas: lutitas negras, arenisca y brechas sinsedimentarias. Esta unidad se expone al noreste del área de estudio, inmediatamente al este del río y volcán Lolco. A pesar de que su base no ha sido observada, en algunas localidades se ha reconocido que rocas asignadas a esta unidad infrayacen discordantemente a la Formación Cura-Mallín y a lavas basálticas columnares asignadas a la Formación Malleco. Además, edades radiométricas K-Ar en roca total de entre 73 ± 5 y $13 \pm 3,2$ Ma permiten asignarla al Cretácico-Paleógeno (Suárez & Emparán, 1997). Esta unidad se interpreta como los productos de un volcanismo intermedio, aparentemente subaéreo, y de la acumulación de sedimentos lacustres.

2.3.2 Formación Cura-Mallín (Oligoceno-Mioceno, ca. 22-11 Ma)

La formación Cura-Mallín corresponde a rocas volcánicas andesíticas, dacíticas y riolíticas, y rocas sedimentarias lacustres y fluviales. Fue definida originalmente en el río homónimo por González & Vergara (1962) y, posteriormente, redefinida por Niemeyer y Muñoz (1983) al incluir la Formación Malla-Malla (González & Vergara, 1962). Por último, Emparán et al. (1992) y Suárez & Emparán (1997) modificaron esta unidad al integrar la Formación Trapa-Trapa (Niemeyer & Muñoz, 1983), lo cual es aún motivo de discusión (Moreno et al., 2012).

Se divide en dos miembros concordantes y transicionales: Miembro Río Queuco, predominantemente volcanoclástico, y Miembro Malla-Malla principalmente sedimentario; los que son equivalentes al Miembro Guapitrío y Miembro Río Pedregoso definidos por Suárez & Emparán (1997), respectivamente.

El Miembro Río Queuco (parte inferior) está constituido por tobas, brechas y, subordinadamente, areniscas, conglomerados, lutitas y coladas de lava (Muñoz & Niemeyer,

1984). Por otro lado, el Miembro Malla-Malla (parte superior) está conformado por areniscas, conglomerados, lutitas y, subordinadamente, tobas, brechas, calizas y niveles carbonosos (Muñoz & Niemeyer, 1984).

La formación Cura-Mallín corresponde a una de las unidades de más amplia distribución en el área de estudio, exponiéndose al este, norte y sur del CVLT. Dentro de la zona donde se emplaza el CVLT ésta comprende secuencias de tobas cristalino-líticas de origen ignimbrítico, areniscas tobáceas, brechas volcánicas y lavas andesíticas amigdaloidales, localmente con intercalación de lutitas, limolitas y conglomerados. Además, incluye abundantes inyecciones filoneanas.

La base de esta formación se desconoce, mientras que el techo es discordante con rocas pertenecientes a la Formación Malleco. Por su parte, el espesor de esta unidad es superior a 2500 m (Muñoz & Niemeyer, 1984) y se le ha asignado al Eoceno-Mioceno Medio sobre la base de fósiles del Miembro Malla-Malla y las dataciones K-Ar realizadas en rocas del Miembro Río Queuco.

2.3.3 Formación Malleco (Plioceno-Pleistoceno inferior; ca. 4-1 Ma)

La formación Malleco comprende un conjunto volcánico compuesto por una alternancia de brechas volcánicas gruesas, conglomerados volcánicos, tobas ignimbríticas y lavas de composición basáltica a andesítica, aunque también se han encontrado lavas de composición dacítica (Suárez & Emparán, 1997). En el área de la Hoja Curacautín, entre los 38° y 39°S, Suárez & Emparán (1997) definieron esta formación como una secuencia volcánica continental de edad pliocena-pleistocena inferior de disposición subhorizontal con leve inclinación hacia el oeste. Los estratos subhorizontales de esta unidad sobreyacen en discordancia a rocas del Complejo Vizcacha-Cumilao y a la Formación Cura-Mallín, y en discordancia erosiva a los Granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco. A su vez, subyace en pseudoconcordancia a los productos volcánicos de los aparatos cuaternarios.

Dentro del área de estudio, los afloramientos de la Formación Malleco se distribuyen principalmente al oeste y suroeste del CVLT, con suave inclinación primaria hacia el oeste y suroeste. En este sector, esta formación corresponde a una secuencia de lavas con intercalaciones de brechas volcánicas de composición basáltica a dacítica, tobas ignimbríticas y conglomerados, de hasta 700 m de espesor. Localmente, está intruida por cuerpos subvolcánicos, la mayoría de ellos remanentes de cuellos volcánicos.

Los resultados de edades K-Ar en roca total varían entre $4,4 \pm 0,5$ y $0,8 \pm 0,3$ Ma ([Thiele et al., 1987](#); [Suárez & Emparán, 1997](#)).

2.3.4 Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal

Unidad informal que comprende, en la Hoja Curacautín, cinco volcanes que forman una franja de orientación norte-sur, los cuales, en ese mismo sentido, son: Tolhuaca, Lonquimay, Sierra Nevada, Llaima y Sollipulli.

Dado lo acotado del área de estudio del informe en cuestión (un sondaje), no se ahondará en los volcanes cercanos ni tampoco se referirá a la descripción del Complejo Volcánico Lonquimay-Tolhuaca (CVLT) en su totalidad; enfatizando el volcán Tolhuaca en la próxima sección. Se recomienda revisar a [Moreno et al., 2012](#) para mayor información.

A modo general, el CVLT está integrado principalmente por tres estructuras volcánicas principales: el estratovolcán Lonquimay, estratovolcán Tolhuaca y el Cordón Fisural Oriental, ubicado inmediatamente al este del volcán Lonquimay. Además, existe un conjunto de cinco conos de piroclastos monogenéticos e independientes, con algunas lavas asociadas. El CVLT se dispone sobre un basamento compuesto por la Formación Malleco e Intrusivos Hipabisales. Los volcanes Lonquimay y Tolhuaca están alineados en dirección NW-SE a lo largo de una estructura de 15 km de longitud ([Moreno et al. 2012](#)).

2.4 Rocas Intrusivas

2.4.1 Granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco (Mioceno, ca. 12-9,5 Ma.)

Definido por Suárez & Emparán (1997), corresponde a un conjunto de rocas plutónicas que comprenden granitos, granodioritas, tonalitas y monzonitas subordinadas de biotita y hornblenda. Afloran al norte y al sur del CVLT, formando parte del basamento del área y cortan a los estratos plegados de la Formación Cura-Mallín. En el área de estudio, dataciones K-Ar revelaron edades entre 12 y 9,5 Ma (Suárez & Emparán, 1997).

2.4.2 Intrusivos Hipabisales (Mioceno-Plioceno, ca. 7-3,5 Ma)

Corresponden a cuerpos hipabisales macizos de composición predominante andesítica, de tipo 'stocks', mayoritariamente porfídicos con plagioclasa, anfíbola y fuerte silicificación. Localmente, afloran apófisis de andesitas aféricas. Estos intrusivos hipabisales cortan los estratos plegados de la Formación Cura-Mallín y, a la vez, subyacen localmente en discordancia erosiva a la Formación Malleco.

2.5 Estructuras

El área de estudio es afectada por grandes fallas corticales, las cuales han controlado el emplazamiento de volcanes y desarrollado rasgos morfológicos de primer orden. La actividad tectónica está representada por dos sistemas de fallas de escala regional: el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO; Hervé, 1976; Hervé & Thiele, 1987; Hervé, 1994; Cembrano et al., 1996; Cembrano & Lara, 2009) y el Sistema de Falla de Larga vida Oblicua al Arco (SFLA; Cembrano et al. 1996; Lavenu & Cembrano, 1999; Potent, 2003; Rosenau et al. 2006; Lange et al., 2008; Cembrano & Lara, 2009; Sánchez et al., 2013).

El SFLO constituye el rasgo tectónico más prominente de la ZVS y corresponde a una zona de falla de intra-arco con desplazamiento de rumbo dextral. Está compuesto por un conjunto de fallas corticales que se extienden por más 1200 km desde el volcán Copahue, en la Región del Biobío, hasta el Istmo de Ofqui, en el Golfo de Penas (37,5°S-47°S) (Cembrano et al.,

1996; Folguera et al., 2002; Rosenau et al., 2006). Este sistema de falla acomoda gran parte de la deformación ocasionada por la subducción oblicua en el margen chileno, como también de la resultante entre la colisión del Ridge de Chile con la placa Sudamericana (Rosenau et al., 2006). Se ha documentado que el SFLO ha estado activo, al menos, desde el Plioceno (6 Ma), aunque existen datos que demuestran que su actividad es aún más antigua (Mioceno e incluso Eoceno) (Cembrano et al., 1996; Lange et al., 2008).

La orientación general de la falla es NNE–SSW, con fallas subsidiarias NE-SW a ENE-WSW de cinemática dextral y dextral-normal, respectivamente. Además, diversos estudios han establecido que el estado de stress en el intra-arco, a partir del Pleistoceno, ha sido transpresional, con una dirección del esfuerzo principal (σ_1) N60E (Lavenu & Cembrano, 1999; Rosenau et al. 2006; Sánchez et al., 2013).

La terminación norte del SFLO corresponde a un abanico transtensional dextral imbricado tipo “cola de caballo” (Potent, 2004). Esta estructura se encuentra espacial y genéticamente asociada tanto a los estratovolcanes más importantes del área (e.g. Copahue, Callaqui, Lonquimay, Tolhuaca, Llaima) como a los epicentros de sismos corticales (Cembrano & Lara, 2009; Barrientos & Acevedo, 1992).

Por otro lado, el SFLA corresponde a fallas de rumbo WNW-ESE, transversal a los Andes y al SFLO (e.g. Sistema de falla Biobío-Aluminé, Lanalhue), las que están severamente desorientadas respecto al campo de stress actual. Éstas, han sido interpretadas como estructuras heredadas del basamento (Radic, 2010), las que se han reactivado como fallas de rumbo sinistral-inversas durante el desarrollo del arco (López-Escobar et al. 1995; Lara et al. 2006; Melnick et al. 2006; Rosenau et al. 2006; Lange et al., 2008; Sánchez et al. 2013).

Algunos autores (e.g. López-Escobar et al. 1995; Lara et al., 2006; Cembrano & Lara, 2009) han propuesto que la tectónica controla la evolución magmática de la ZVS. Las estructuras subsidiarias del SFLO están asociadas espacial y genéticamente a la alineación de estratovolcanes y/o conos monogenéticos de orientación NE, relacionados directamente con el régimen tectónico transpresional dextral imperante en la zona, exhibiendo principalmente

magmas primitivos. Por otra parte, en el SFLA, la actividad volcánica consta únicamente de estratovolcanes, formando alineaciones WNW, presentando una gran variabilidad composicional (desde basaltos a riolitas). Debido a su orientación desfavorable para la reactivación bajo el campo de estrés actual, estas fallas requieren presiones magmáticas supralitostáticas para la reactivación ([Lara et al. 2006](#); [Cembrano & Lara 2009](#)).

Finalmente, el volcán Tolhuaca se encuentra relacionado espacial y genéticamente a la interacción de fallas pertenecientes a la terminación norte del SFLO y al sistema de falla cortical de larga vida de orientación WNW (SFLA).

3. GEOLOGÍA LOCAL

3.1 Volcán Tolhuaca

Corresponde a un estratovolcán mixto y compuesto, de perfil irregular, alcanzando una altura de 2806 m s.n.m, en cuya cima son reconocibles un edificio principal ($38^{\circ} 18' 30''$ S y $71^{\circ} 38' 30''$ W), otro adosado en su flanco noroeste y una fisura de orientación NW-SE, de 4 km de longitud, también en el extremo noroccidental.

Además, se han reconocido cráteres orientados en dirección NW-SE los que, según Thiele et al. (1987), indicarían una migración de la actividad volcánica desde el extremo SE hacia el NW; sin embargo, no existen antecedentes que permitan corroborar erupciones históricas.

Su estructura se encuentra fuertemente erodada por glaciares que han dejado al descubierto parte de la secuencia estratificada conformada, principalmente, de lavas macizas andesíticas y andesítico-basálticas, todas de carácter calcoalcalino. Actualmente, en la cima de la fisura noroeste, este centro eruptivo posee numerosas solfataras compuestas por fumarolas y manantiales hirvientes, las que se encuentran alineadas en dirección NNW-SSE. Estas manifestaciones superficiales constituyen lo que se denomina Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT) ([Melosh et al., 2010](#)).

En base a los estudios de Thiele et al. (1987), Moreno (1992), Moreno et al. (2012) y a criterios morfoestructurales se han definido las siguientes unidades cronoestratigráficas.

- **Unidad Tolhuaca 1** (Pleistoceno medio)

Corresponde a una secuencia estratificada de brechas y conglomerados volcánicos de origen lahárico, con intercalaciones de lavas de composición predominante andesítico-basáltica a andesítica intermedia, con escasos basaltos (51,2-58,3% SiO₂). La secuencia alcanza hasta 400 m de espesor y está afectada por una profunda erosión glacial. Localmente, las intercalaciones de lavas son más abundantes hacia el techo de la secuencia y sus afloramientos se distribuyen en forma radial al edificio principal, formando cordones, filos y espolones. Esta unidad sobreyace en discordancia a rocas del basamento y subyace en discordancia erosiva a rocas de la Unidad Tolhuaca 2 y a los productos del volcán Lonquimay.

- **Unidad Tolhuaca 2** (Pleistoceno medio-Superior)

Corresponde a un conjunto de lavas con escasas intercalaciones volcanoclásticas, además de abundantes inyecciones filoneanas que forman el edificio volcánico principal. En su cima presenta un cráter erosionado de 800 m de diámetro, abierto hacia el norte. Los productos tienen una composición andesítico-basáltica a dacítica (53-67% SiO₂), predominando las primeras. Las coladas se apoyan y rellenan los valles glaciales excavados en la Unidad Tolhuaca 1, formando un manto continuo en el flanco noreste, este y suroeste. Es notable la presencia de abundantes estructuras del tipo “superficies craqueladas”, las que se forman debido al contacto entre lavas y hielo en las erupciones subglaciales. En general, esta unidad exhibe un intenso desgaste glacial; los flancos del edificio muestran abundantes y potentes depósitos morrénicos. Las lavas de esta unidad se apoyan en discordancia erosiva sobre rocas del basamento y de la Unidad Tolhuaca 1, y subyacen a los productos del estratovolcán adosado en el flanco noroeste (Unidad Tolhuaca 3). Dataciones K-Ar en roca total revelaron una edad de 52 ± 20 ka (Thiele et al., 1987).

- **Unidad Tolhuaca 3** (Pleistoceno Superior)

Corresponde a una secuencia de lavas con escasas intercalaciones volcanoclásticas, las que forman un estratovolcán más joven adosado al flanco noroeste del edificio principal (Unidad Tolhuaca 2). En su cima, 2640 m s.n.m, exhibe un cráter erosionado de 700 m de diámetro abierto hacia el noroeste. Las lavas presentan una composición predominante andesítico-basáltica a andesítica intermedia, con escasas dacitas (54,7-66,5% SiO₂), rellenando valles glaciales excavados en la unidad anterior. Esta unidad también presenta erosión glacial, aunque con escasos depósitos morrénicos en sus flancos. Infrayace a la Unidad Tolhuaca 4.

- **Unidad Tolhuaca 4** (Pleistoceno Superior)

Concierne a una colada de lava emitida desde el cráter del estratovolcán más joven (Unidad Tolhuaca 3), la cual desciende hacia el norte a lo largo del río Tolhuaca, alcanzando una longitud de 6,5 km. Presenta una composición andesítico-basáltica (54,4% SiO₂), en tanto que su superficie manifiesta erosión glacial moderada y representaría el último episodio eruptivo del volcán.

- **Unidad Tolhuaca Fisural 1** (Pleistoceno medio a Superior)

Corresponde a una secuencia de lavas, remanentes de una estructura fisural ancestral de orientación NW-SE, cuyos centros de emisión forman un cordón de 1,5 km de longitud, además de un centro aislado en el extremo noroeste. Presentan una composición andesítico-basáltica (53,6% SiO₂), y exhiben una fuerte erosión glacial. En parte, esta secuencia se interdigita y presenta una relación de 'engrane' con la Unidad Tolhuaca 1. Se dispone en discordancia sobre rocas del basamento e infrayace a lavas de las unidades posteriores como también a lavas de las unidades Tolhuaca 3 y 4.

- **Unidad Tolhuaca Fisural 2** (Pleistoceno Superior)

Secuencia de lavas, cráteres y centros de emisión que forman, aparentemente, una estructura fisural antigua de orientación NW-SE de 3 km de longitud. Las coladas presentan una

composición andesítico-basáltica a intermedia (52,2-59,7% SiO₂), morfologías del tipo “aa”, bloques y una intensa erosión glacial. Se extienden hacia el oeste y suroeste a lo largo de los valles de los ríos Corcoludo y Dillo, alcanzando hasta 19 km de longitud.

- **Unidad Tolhuaca Fisural 3** (Pleistoceno Superior tardío)

Unidad de pequeña extensión compuesta por un domo y una colada de lava de bloques asociada, de 4 km de longitud, la cual se extiende hacia las cabeceras del río Villucura. En la colada y al noroeste del centro de emisión, existe una depresión cratérica de 250 m de diámetro. Presenta una composición andesítica intermedia (59,5% SiO₂) y está ubicada sobre el lineamiento de orientación NW-SE. Esta unidad representa la emisión más reciente de la Unidad Fisural y se apoya sobre las unidades Tolhuaca Fisural 1 y 2, como también sobre la Unidad Tolhuaca 1. En las cercanías del domo hay una zona de fumarolas y solfataras, actualmente en exploración y evaluación geotérmica.

3.2 Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT)

En el flanco NW del volcán Tolhuaca, se ubican numerosos manantiales y fumarolas, alineadas NNW-SSE, las que han sido foco de interés de exploración geotérmica en los últimos años. Diferentes reconocimientos geoquímicos, de carácter regional y local, de las fuentes termales en la zona han dado cuenta del potencial de sistemas de alta temperatura en el área ([Hauser, 1997](#); [Powell, 2003](#); [Melosh, 2006](#); [Melosh et al., 2009, 2010, 2012](#)).

Actualmente, gracias a un proceso exploratorio llevado a cabo, desde el 2005, por la empresa Mighty River Power Chile (previamente, GeoGlobal Energy Chile - GGE) en la concesión San Gregorio, se ha descubierto un recurso geotermal en el volcán Tolhuaca.

La investigación ha comprendido estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos incluyendo la perforación de dos pozos de exploración tipo *slim hole* verticales: Tol-1 (1073 m) y Tol-2 (1274 m); y dos pozos de producción: Tol-3 (2475 m medidos; 2117 m verticales) y Tol-4

(2303 m medidos; 2067 m verticales) durante los años 2009, 2010, 2011 y 2012, respectivamente; siendo el primero el único sondaje de diamantina hasta el momento (Fig. 3).

Luego de reconocimientos previos y varios años de negociación por los derechos de superficie, a fines del 2008 comenzaron las exploraciones geofísicas seguidas, inmediatamente, por la perforación del pozo Tol-1, la que finalizó en Abril, 2009. Paralelamente a este trabajo, se realizó mapeo geológico y un muestreo geoquímico detallado (Melosh et al., 2009).

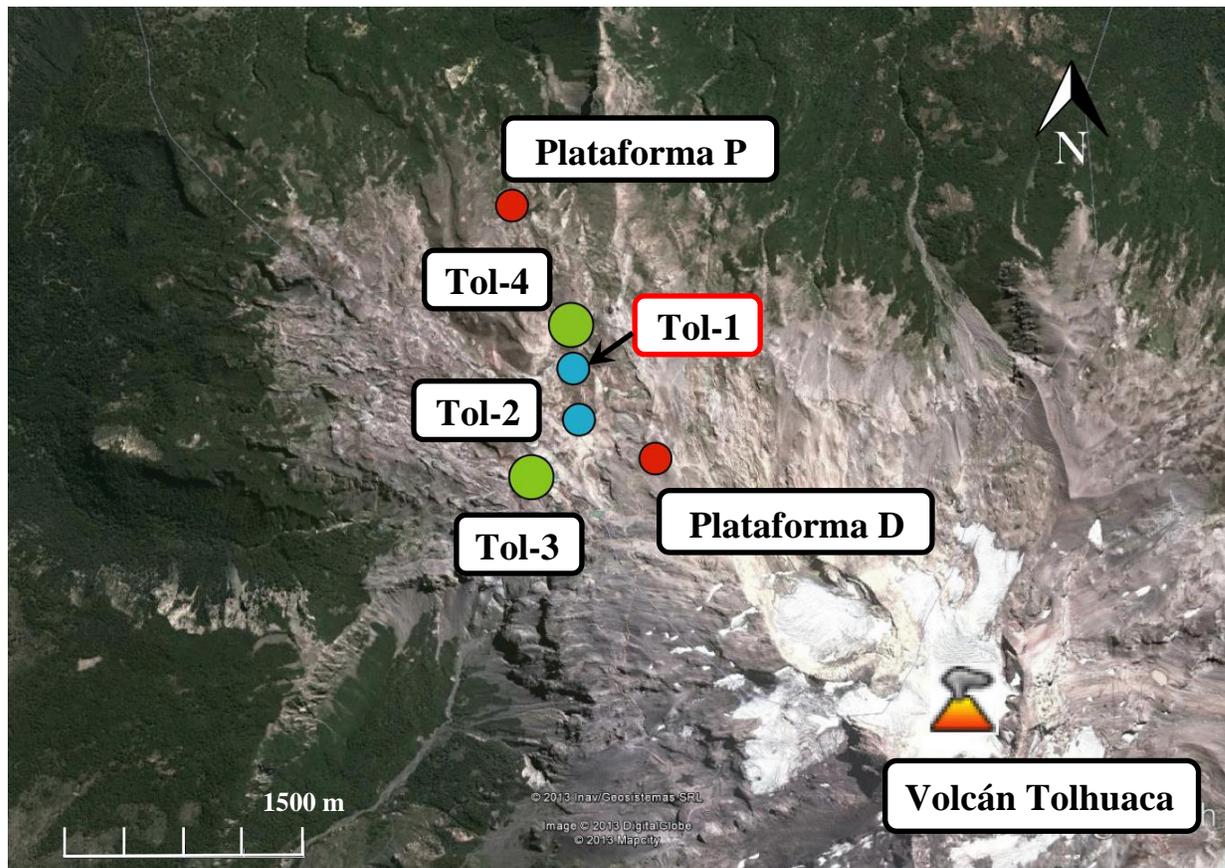


Fig. 3: Imagen con la ubicación aproximada de los pozos tipo slim hole Tol-1 y Tol-2 (azul); pozos de producción Tol-3 y Tol-4 (verde); y plataformas P y D (construidas, pero aún no perforadas) (rojo). Elaboración propia.

En cuanto a la geofísica, estudios de resistividad, realizados con métodos magnetotelúricos (MT/AMT/TDEM), indicaron la presencia de una capa de arcillas de alta conductividad, a 400 m de profundidad, subyaciendo un área de más de 10 km² de intensa alteración hidrotermal y áreas termales activas (Fig. 4). El pozo Tol-1, se perforó verticalmente en el centro del conductor (Fig. 5) (Melosh et al., 2009, 2010).

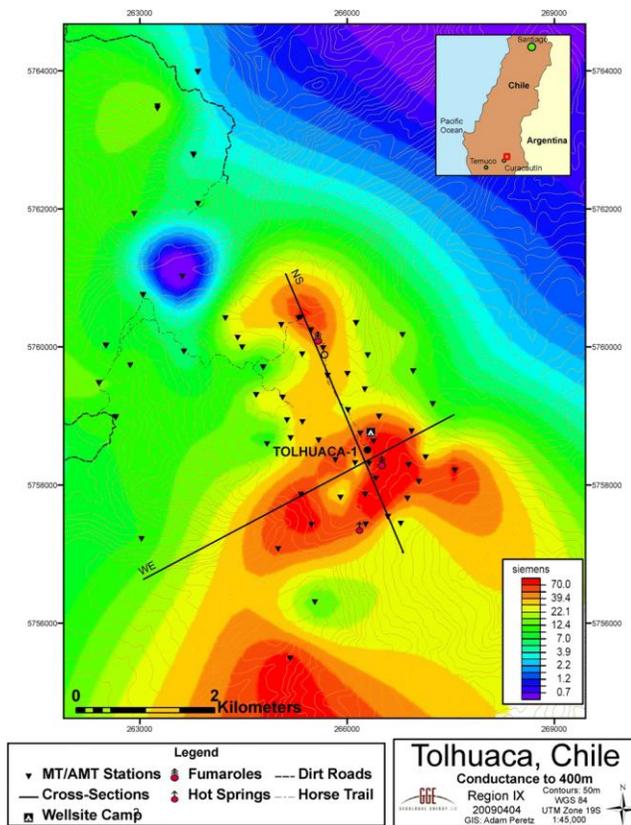


Fig. 4: Conductancia a los 400 m de profundidad. Los tonos en rojo representan zonas de alta conductividad (alteración argílica y/o fluidos salinos), mientras que las tonalidades azules corresponden a baja conductividad. Melosh et al., 2009.

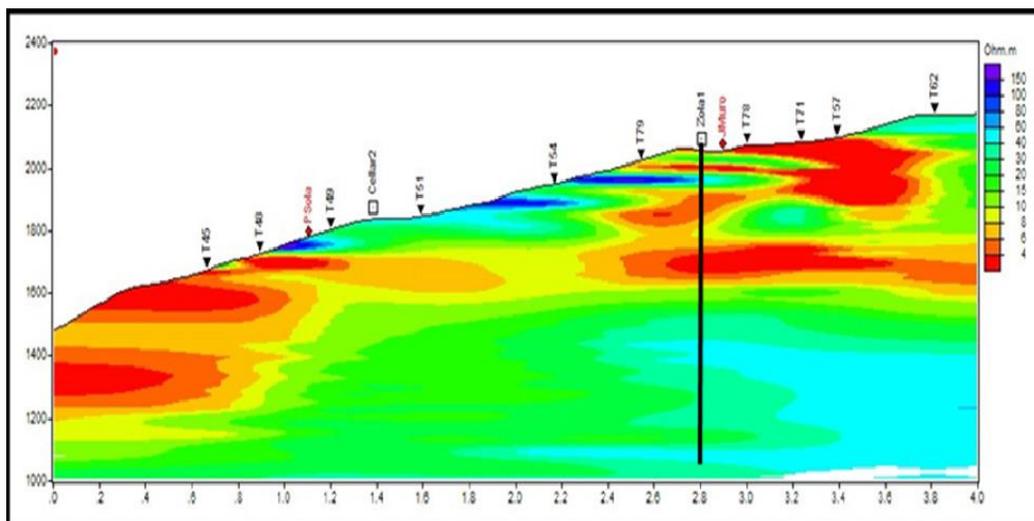


Fig. 5: Perfil de resistividad NNW-SSE. Se muestra la trayectoria del pozo Tol-1, fumarolas y las estaciones MT. Melosh et al. 2009.

El mapeo de superficie muestra una extensa mineralización ácido-sulfatada, típica de una alteración argílica, además de tres terrazas de sínter silíceos y numerosos, aunque más limitados, depósitos de sílice a lo largo del prospecto geotermal. La alteración argílica mapeada, tanto en superficie como en los sondajes, confirma que ésta es la causa principal del conductor cercano a las áreas termales (Melosh et al., 2012).

Las litologías presentes en profundidad, evidenciadas por los dos pozos tipo *slim holes*, corresponden a flujos de lavas (andesíticas a basálticas), brechas volcánicas, depósitos volcanoclásticos, tobas y diques. Una correlación entre las litologías de ambos pozos se presenta en Lohmar et al. (2012). El grado de alteración hidrotermal aumenta consistentemente con las temperaturas medidas, variando de facies argílica a propilítica. Además, la alteración es típicamente más intensa en tobas y brechas comparadas a las lavas y diques (Melosh et al., 2012).

Por otra parte, análisis geoquímicos de fases líquida y gaseosa, los que incluyeron muestras de manantiales calientes, pruebas de pozos y fumarolas; muestran la ocurrencia de un reservorio de alta temperatura (300°C) en profundidad y un acuífero somero de baja temperatura (160°C), calentado por vapor, sobre la parte central del prospecto. Evidencias de esto último incluyen las altas concentraciones de bicarbonato y boro en el fluido, así como menores de cloruro (Melosh et al., 2012).

Finalmente, se ha propuesto un modelo integrado (Fig. 6), compuesto por un reservorio líquido, profundo, de alta temperatura (300°C) y con una fuerte componente meteórica, dada por recarga y mezcla con aguas superficiales desde el NW. A su vez, este reservorio profundo es sobreyacido por un acuífero horizontal a ~160°C, entre 100 y 200 m, evidenciado por un resistor somero y una intensa alteración hidrotermal en esa profundidad (Melosh et al., 2010, 2012).

Además, se ha interpretado una zona de upflow que une y sustenta a estos dos niveles. Las temperaturas de los pozos cercanos sugieren que el upflow es, actualmente, dominado por vapor hasta los 600 m de profundidad, mientras que la química muestra una fuerte influencia

magmática. Junto con esto, la parte más superior del upflow parece ser enfriada (*quenched*) lateralmente por mezcla con aguas producto del derretimiento de nieve, dando lugar a aguas calentadas por vapor, como es reflejado en la química de los manantiales calientes en superficie (Melosh et al. 2012).

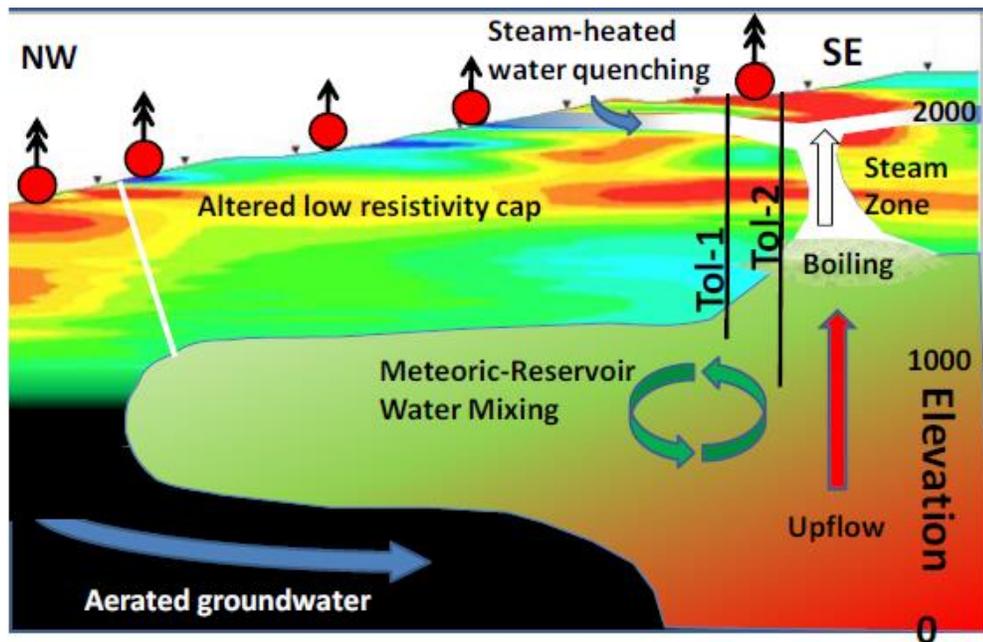


Fig. 6: Modelo conceptual del Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT). Melosh et al. 2012.

3.2.1 Sondaje Tol-1

El pozo Tol-1, único sondaje de diamantina, se perforó verticalmente a 275 m de la fumarola de máxima elevación y entre medio de dos manifestaciones termales de 49°C, alcanzando 1073 m de profundidad. (Melosh et al., 2009).

Las principales litologías presentes en el sondaje son una sección superior volcánica (0-650 m) compuesta por lavas andesíticas-basálticas y por brechas volcánicas; seguidas por una potente secuencia volcano-sedimentaria (650 m -1072.8 m). El grado de alteración hidrotermal aumenta consistentemente con las temperaturas medidas, desde facies argílica a propilítica. Además, se observó la presencia de abundantes brechas hidrotermales entre los 100 y 950 m, sugiriendo la posible ocurrencia de erupciones hidrotermales en profundidad.

Las temperaturas del pozo revelan un reservorio somero a $\sim 160^{\circ}\text{C}$ entre 120 y 320 m, subyacente por un rápido aumento de temperatura hasta el fondo del pozo, donde fueron medidos 289°C (Melosh et al., 2010) (Fig. 7).

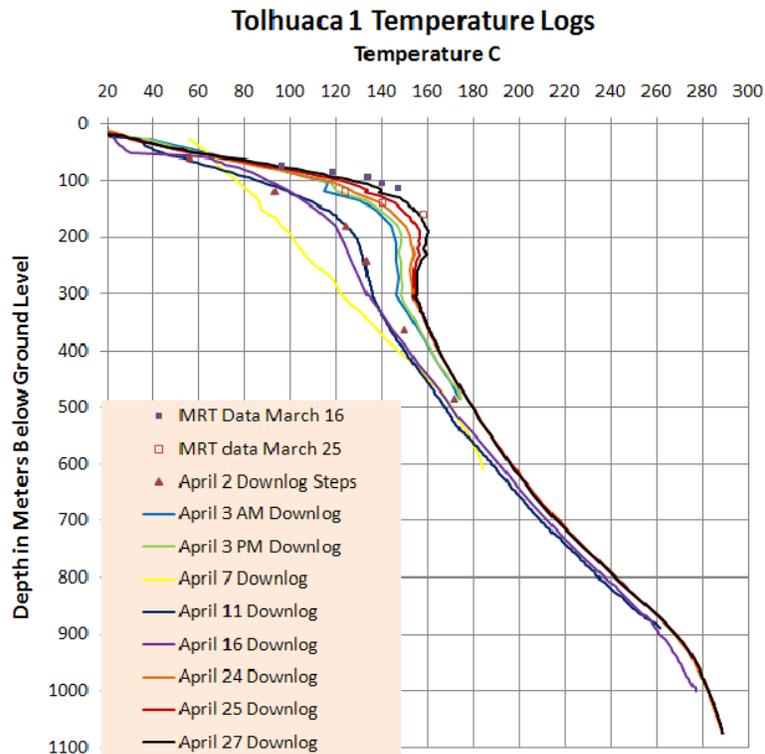


Fig. 7: Perfil de temperatura del pozo Tol-1. Melosh et al., 2010.

Los estudios del sondaje incluyeron análisis de isótopos de oxígeno en roca, XRD, inclusiones fluidas y cortes transparentes (Melosh et al., 2010).

Los análisis de cortes transparentes y XRD (Moore, 2009; Melosh et al., 2012) muestran una zona superior de alteración argílica (20-450 m), una zona transicional filica (450-650 m), y una zona propilítica profunda (650-1073 m); límites modificados, posteriormente, a 223 y 740 m para la zona argílica y transicional, respectivamente (Lohmar et al., 2012). Dentro de la zona superior, las rocas entre los 100 y 165 m presentan una mineralización transicional de alta temperatura que incluye illita, illita-esmectita y clorita-esmectita, concordante con la presencia de un reservorio somero descrito en la sección anterior (Fig. 8).

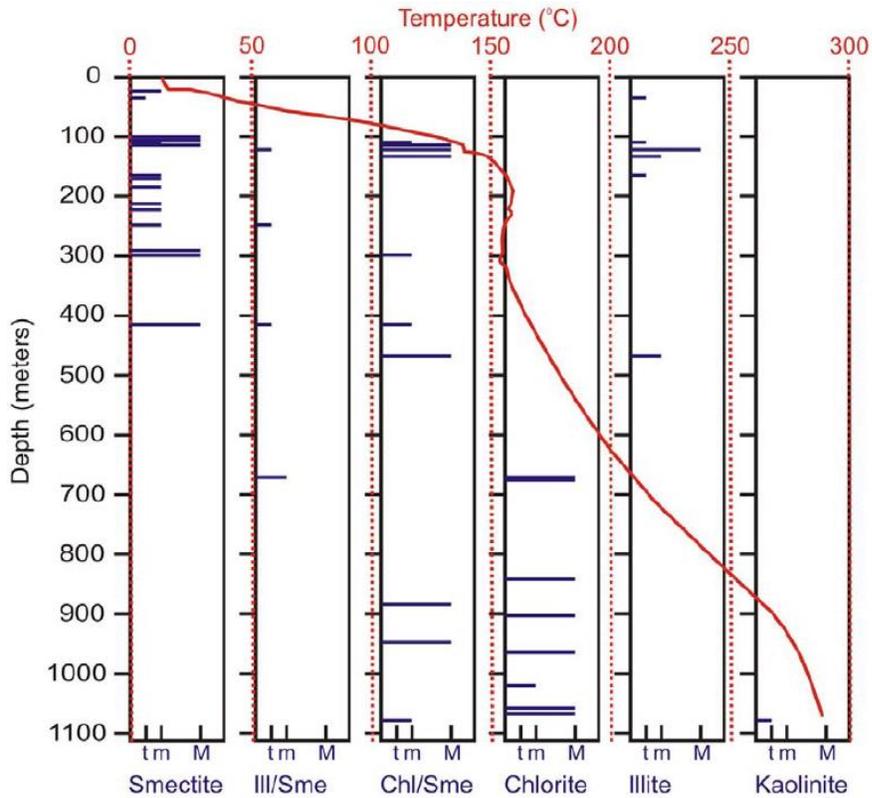


Fig. 8: Abundancia relativa de los minerales de arcilla con respecto a la temperatura medida en el pozo Tol-1. t = traza (<1 wt %); m = menor (<10 wt %), M = mayor (>10 wt %). Moore, 2009.

La Figura 8 muestra que la esmectita desaparece abruptamente a los 415 m de profundidad, mientras que los interestratificados clorita-esmectita son comunes en la zona argílica, persistiendo, esporádicamente, hasta el final del pozo. A su vez, la clorita aparece a los 673 m, coincidente con la primera aparición de epidota a la misma profundidad. Los interestratificados illita-esmectita son escasos, y se presentan en poca abundancia (≤ 4 wt%) entre los 121 y 673 m.

Según Moore (2009), el sistema ha evolucionado a través de cuatro etapas: (1) episodio inicial de calentamiento, (2) ebullición y despresurización, (3) enfriamiento e infiltración de aguas bicarbonatadas calentadas por vapor, (4) aumento de temperatura. La mineralogía correspondiente a cada zona y en cada etapa se resume en la Tabla 1.

Tabla 1: Etapas evolutivas del SGT y la mineralogía correspondiente a cada zona de alteración hidrotermal según Moore, 2009; Melosh et al., 2012.

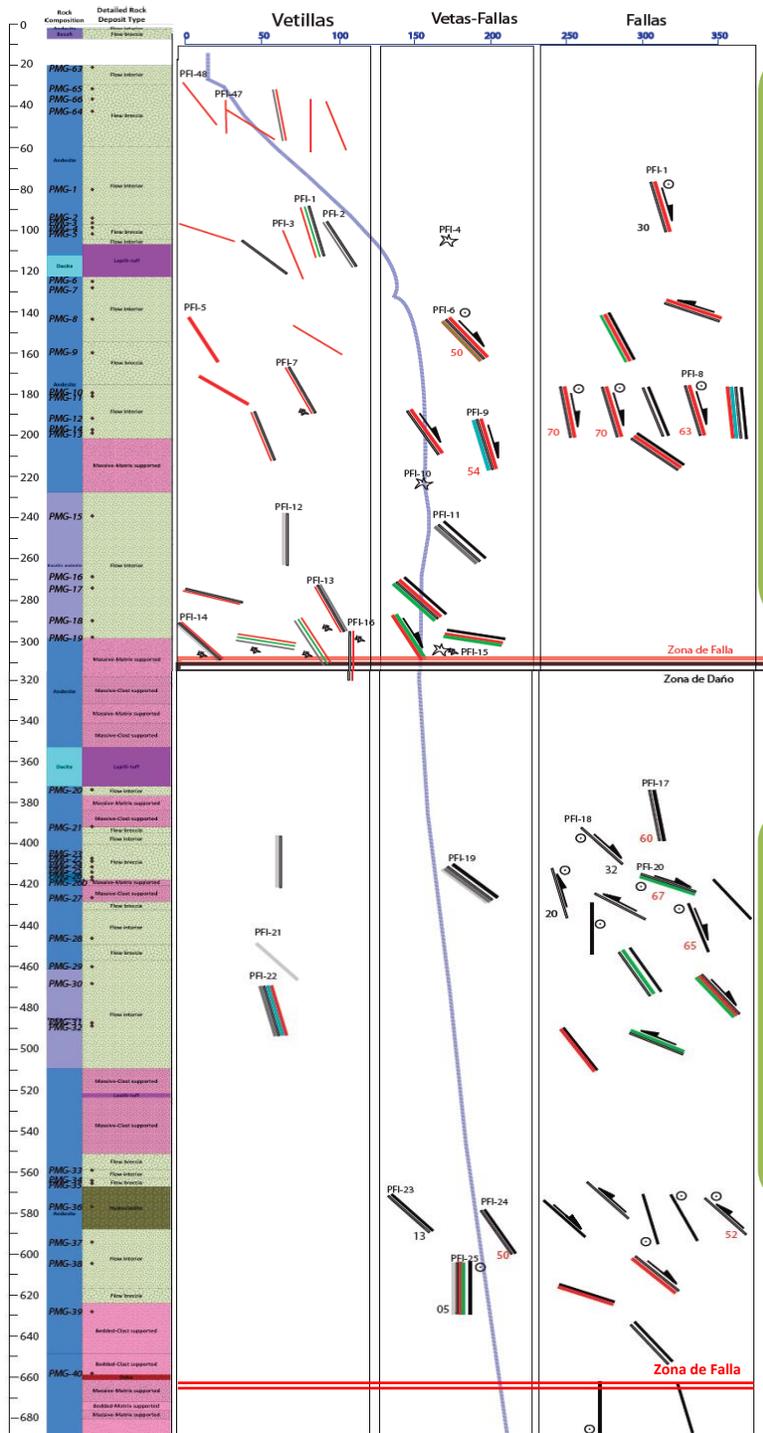
Etapa 1: Calentamiento
Arg: Sme, Chl/Sme, Zeo
Fil: Chl/Sme
Prop: Ep, Chl
Etapa 2: Ebullición, despresurización
Argilic: Amph, Chal, Qz
Fil:
Prop: Chal, Qz, bladed-Cal, brechas hidrotermales
Etapa 3: Enfriamiento e infiltración de aguas bicarbonatadas calentadas por vapor
Arg: Cal rellenando vesículas
Fil: Cal rellenando vesículas
Prop: Cal rellenando vesículas, Prh después de Ep + ocasional Wrk.
Etapa 4: Incremento de la temperatura
Arg: Cal cubriendo bladed Cal
Fil:
Prop:

Por otra parte y simultáneamente a este trabajo, Pérez-Flores et al. ha realizado estudios estructurales del sondaje con el objetivo de analizar la geometría de las redes de fracturas y su relación con la tectónica regional, para así evaluar la naturaleza de la interacción entre deformación frágil y la evolución química de fluidos. Estos han consistido en el mapeo y re-orientación de microestructuras (i.e. fallas, vetas, vetas-fallas y vetas-brechas) del sondaje Tol-1 (Pérez-Flores et al., 2012, 2013) (Fig. 9).

En base al mapeo, se reconocen tres dominios estructurales, limitados por zonas de falla y con comportamientos reológicos y de transferencia de calor distintos (Fig.9) (Sánchez et al., 2013b, 2013c). Además, existe una fuerte correlación entre la abundancia de estructuras y el tipo de roca; las lavas exhiben un fracturamiento más intenso en comparación con las tobas y depósitos volcanoclásticos (Pérez-Flores et al., 2012).

La re-orientación de las estructuras, mediante técnicas paleomagnéticas, muestra una orientación preferencial de vetas N50-60E y de fallas N40-50E y N60-70W. También, análisis cinemáticos de fallas de rumbo muestran una disposición N60E con una componente normal.

Las orientaciones de vetas y fallas muestran ejes de deformación compatibles con el campo de stress regional propuesto en la zona (σ_{\max} N238E) (Pérez-Flores et al., 2013).

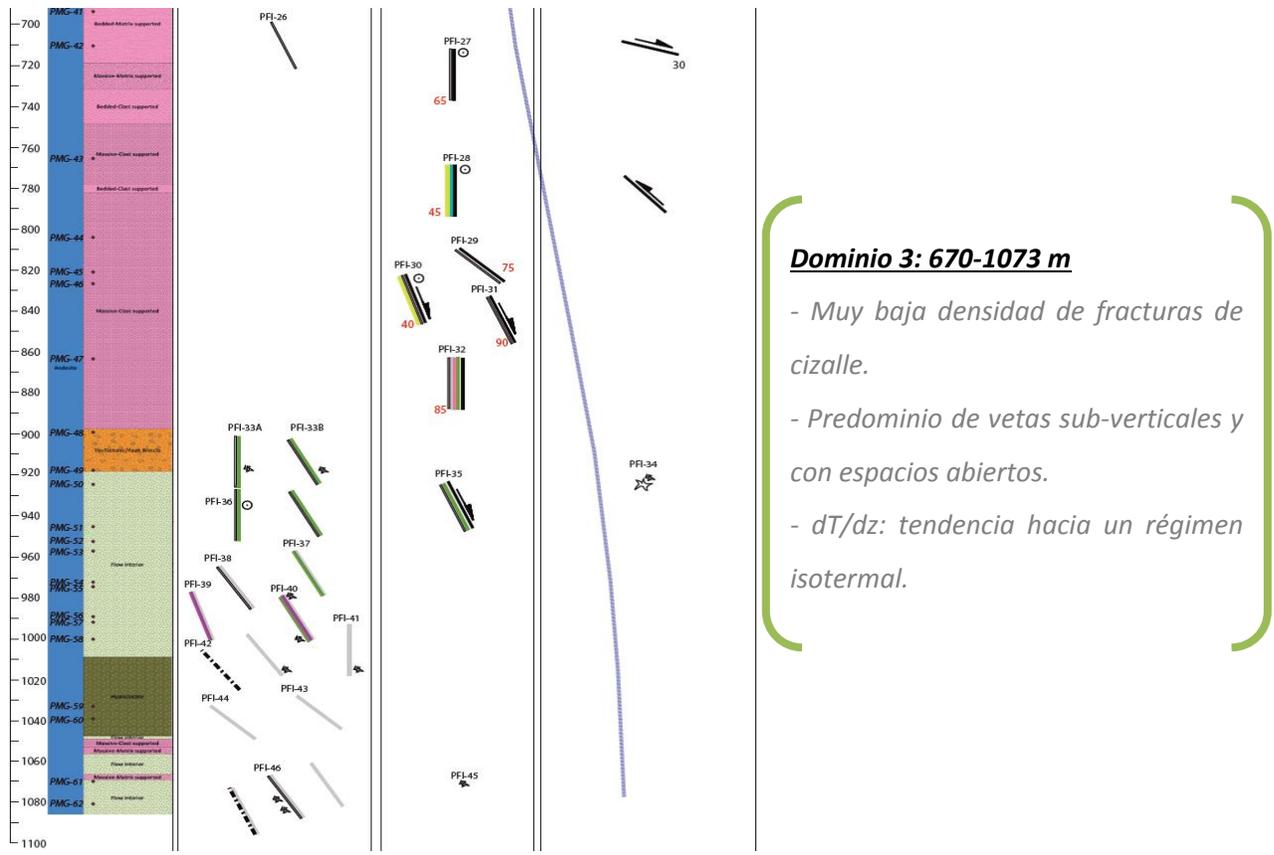


Dominio 1: 0-300 m

- Alta frecuencia de fracturas con espacios abiertos.
- Fallas normales y vetas de alto ángulo.
- Ausencia de fracturas de cizalle.
- Zona cataclástica en la base.
- Acuífero calentado por vapor somero
- dT/dz : flujo de fluido lateral

Dominio 2: 300-670 m

- Predominio de fracturas de cizalle.
- Muy baja frecuencia de vetas.
- Estructuras de bajo ángulo ($\leq 35^\circ$)
- dT/dz : régimen de transferencia de calor por conducción.



Leyenda		Kinematic	
Calcita		Normal	
Cuarzo		Inverso	
Ox. de Fe		Dextral	
Clorita		Sinistral	
Zeolita		Mixto (n°: Rake)	
Silice Amorfo			70
Epidota		Brecha	
Pirita			
Anhidrita			
Calcedonia			
Desconocido			

Fig. 9: Mapeo Estructural 1:50, Sondaje Tol-1, SGT, Región de la Araucanía, Chile. Pérez-Flores et al., 2012. Las observaciones clave de cada zona corresponden a una recopilación de los trabajos de Sánchez et al., 2013b, 2013c.

4. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL SONDAJE TOL-1

4.1 Introducción

En este capítulo se presenta la caracterización y análisis de la alteración hidrotermal en microestructuras (i.e. vetas, vetas-fallas, fallas, vetas-brechas) del sondeo de diamantina Tol-1. El estudio se realizó mediante petrografía y, en menor medida, microscopía electrónica (SEM) y descripciones macroscópicas.

La importancia de la mineralogía de alteración y sus características texturales radica en que entregan información relevante acerca de la naturaleza del fluido hidrotermal que la generó.

A partir de estos análisis, se propone una historia evolutiva del sistema a través del análisis paragenético de los minerales que rellenaron estos conductos. Además fue posible establecer una relación entre la alteración hidrotermal y los datos estructurales, sugiriendo la existencia de una capa sello atípica, relacionada a la zona estructural y de alteración intermedia.

4.2 Conceptos Generales

4.2.1 Alteración Hidrotermal

La alteración hidrotermal es un proceso complejo que involucra cambios mineralógicos, químicos y texturales. Estos, bajo condiciones físico-químicas dinámicas en el tiempo, son el resultado de la interacción entre fluidos calientes y las rocas circundantes.

En esencia, los fluidos hidrotermales “atacan” químicamente los minerales que constituyen la roca circundante (roca caja), la que tiende a re-equilibrarse formando nuevas asociaciones que están en equilibrio bajo las nuevas condiciones. Este proceso es una forma de metasomatismo, en otras palabras, es un intercambio (adición y remoción) de componentes químicos entre el fluido y las rocas a través de las cuales este circula, en un sistema termodinámico abierto ([Rose & Burt, 1979](#); [Reed, 1997](#); [Pirajno, 2009](#)). Por tanto, es inherente

que los fluidos y roca cambien su propia composición como resultado de esta transferencia de masa ([Giggenbach, 1984](#); [Arnórsson, 2000](#); [Marini, 2004](#); [Pirajno, 2009](#)).

Los principales factores que controlan el proceso de alteración y, por tanto, su intensidad y tipo son: la naturaleza de la roca caja (composición, permeabilidad); composición de los fluidos; concentración, actividad y potencial químico de los componentes del fluido, temperatura, tiempo de interacción, razón agua-roca y la presión ([Browne & Ellis, 1970](#); [Browne, 1978](#); [Browne, 1984](#); [Reed, 1997](#); [Reyes, 1998](#); [Arnórsson, 2000](#); [Pirajno, 2009](#)).

Es ampliamente consabido (e.g. [Arnórsson, 2000](#)) que la solubilidad mineral para la fase líquida es dependiente, esencialmente, de la temperatura y muy levemente de la presión. Sin embargo, los cambios de presión abruptos (adiabáticos) que generan cambios de fase (e.g. ebullición), afectan dramáticamente la solubilidad mineral. Por tanto, la presión juega un efecto indirecto en la alteración hidrotermal, siendo su rol principal el de controlar la profundidad a la cual ocurre ebullición ([Browne 1978, 1984](#)).

Por otra parte, la interacción entre los fluidos hidrotermales y la roca caja es debido a infiltración y/o difusión de especies químicas ([Rose & Burt, 1979](#)). La circulación hidrotermal y la alteración asociada, generalmente, involucran cantidades variables de fluido que pasa a través de un volumen dado de rocas. Así, la cantidad de fluido en relación a la roca (i.e. razón fluido/roca o agua/roca; f/r , w/r) se define como la masa total de agua que pasa a través del sistema, en una unidad de tiempo, dividida por la masa de roca total en el sistema considerado ([Pirajno, 2009](#)).

Esta razón es un parámetro importante debido a que afecta el grado de intercambio con la roca caja ([Giggenbach, 1997](#); [Pirajno, 2009](#)). Una subdivisión de los sistemas de alteración hidrotermal en función de la razón f/r , propuesta por Giggenbach, es presentada en la Fig. 10.

Así, el estudio de las características mineralógicas, químicas y morfológicas de la alteración hidrotermal, entrega información relevante acerca de la naturaleza del fluido hidrotermal que las generó ([Browne, 1984](#); [Reed, 1997](#); [Arnórsson, 2000](#)).

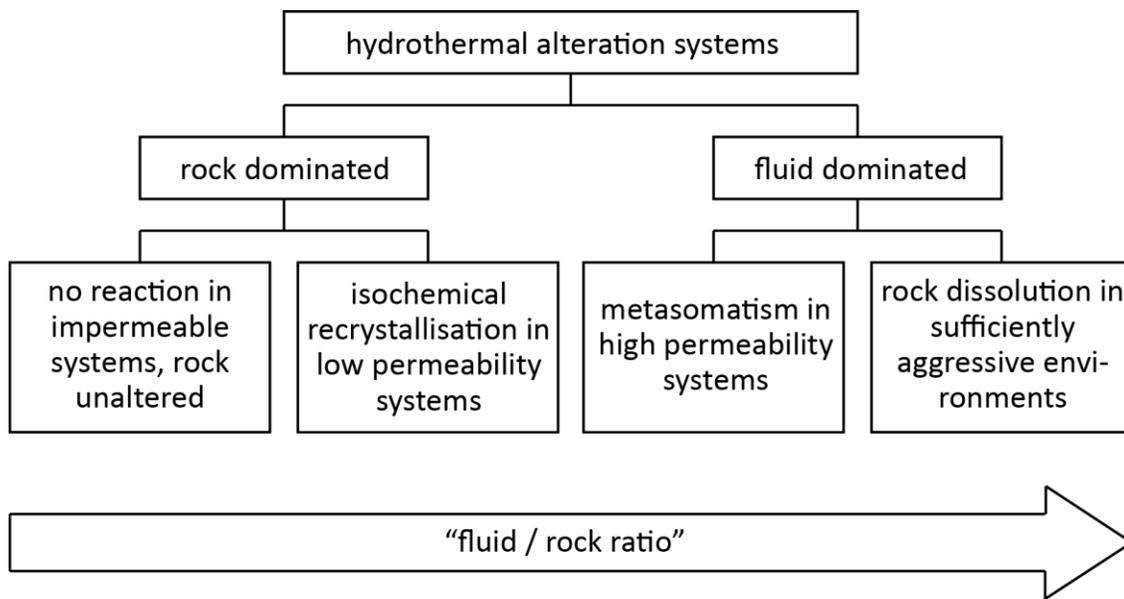


Fig. 10: Clasificación cualitativa de sistemas de alteración hidrotermal en función de la razón f/r (Giggenbach, 1997).

4.2.2 Vetas Hidrotermales

Las vetas han sido el asunto de interés para innumerables estudios por gran parte de las disciplinas de las ciencias de la tierra. Para el desarrollo de esta investigación, se ha puesto especial énfasis en estudios interdisciplinarios enfocados en clarificar la potencial conexión entre la geología estructural y la geoquímica de fluidos (e.g. [Bons et al. 2012](#); [Sánchez et al., 2013](#)).

Una definición general es provista por [Bons et al. \(2012\)](#), quien plantea que las vetas son agregados minerales que precipitan en espacios abiertos (dilatacionales), a partir un fluido.

Diversas son las razones por las cuales estas son estructuras extremadamente importantes. La más obvia es porque representan fases posteriores a la formación de la roca que las alberga y, por lo tanto, son útiles para revelar la historia geológica de estas.

Las vetas están íntimamente relacionadas a los procesos de fracturamiento/fallamiento, ya que la mayoría de ellas se forman por el crecimiento de minerales en espacios creados por fracturas. Así, la forma, orientación y estructuras internas de éstas pueden dar información

acerca de los campos de stress, presión de fluido y cinemática de la deformación (Bons et al., 2012).

Por otro lado, la química, mineralogía y variaciones texturales y morfológicas de los cristales que la rellenan, así como también de inclusiones fluidas, proveen información valiosa acerca del origen y características geoquímicas del fluido hidrotermal que circuló por estos conductos (Pirajno, 2009; Bons et al., 2012).

Se ha planteado, también, la importancia de estas microestructuras, así como de redes de fallas y fracturas, en el control de la circulación y flujo de fluidos hidrotermales (Rowland & Sibson, 2004; Nemcok et al., 2007; Cox, 2010; Faulkner, 2010).

Estas estructuras generan conductos permeables, pese a la competencia entre la abertura de fracturas y el sellamiento de las mismas, por medio de la precipitación mineral (*healing*) (Rowland & Sibson, 2004; Nemcok et al., 2007; Cox, 2010). De esta forma, la permeabilidad debe ser continuamente regenerada para mantener su actividad mediante el fracturamiento y fallamiento, estrechamente vinculados al ciclo sísmico mediante los mecanismos válvula de falla y bomba de succión (Sibson et al., 1988; Sibson, 1994, 1996)

En consecuencia, el registro que provee el sondaje Tol-1 de las redes de fracturas, familias de vetillas y mineralogía de alteración es de suma utilidad para estudiar y comprender los diferentes procesos termodinámicos que pueden afectar a la evolución química del fluido en el SGT, el cual está relacionado genética y espacialmente a la actividad volcánica y tectónica.

4.2.3 Capa sello

Los modelos clásicos de exploración geotérmica (e.g. Cumming et al., 2000; Ussher et al., 2000; Cumming, 2009), basados en estudios de resistividad mediante métodos geofísicos (MT/TDEM), reconocen que los sistemas geotermales se componen por una zona superior impermeable, altamente conductiva (baja resistividad, <10 ohm·m), que sobreyace a un reservorio permeable de baja conductividad (alta resistividad, >10 ohm·m).

El carácter impermeable de esta “capa sello”, ubicada en las partes someras de los sistemas geotermales, se atribuye a la presencia de arcillas (esmectita e interestratificados) de baja permeabilidad y con muy alta capacidad de intercambio catiónico, lo que las hace altamente conductivas. Su formación es promovida por la alteración hidrotermal, entre los 70-220°C, dando lugar a una alteración del tipo argílica, característica de esta capa (Ussher et al., 2000).

Además, se sabe que las rocas ricas en esmectitas poseen resistividades 6 a 10 veces más bajas que rocas con una proporción similar de illita o clorita, a la misma temperatura, porosidad y salinidad (Ussher et al., 2000). Debido a que la esmectita es sensible a los cambios de temperatura, su proporción en los interestratificados disminuye, progresivamente, a medida que ésta aumenta, siendo común que por sobre los 220°C las arcillas estables sean illita y clorita, típicas de la alteración propilítica en las partes más profundas del sistema.

En los modelos propuestos, las variaciones en la resistividad están relacionadas a cambios en la salinidad, saturación de agua, temperatura, porosidad y capacidad de intercambio catiónico en las arcillas. El último efecto es el más importante al momento de la interpretación geofísica, ya que el cambio en la resistividad (<10 ohm·m a >10 ohm·m) entre las zonas argílicas y propilítica es asociado a la transición de arcillas hidratadas (e.g. esmectita) a arcillas más resistivas como la illita o clorita, cercano a los 200-220°C (Cumming et al., 2000).

4.3 Metodología

La identificación y caracterización estructural de la mineralogía primaria y de alteración hidrotermal se basó en la petrografía y, en menor medida, descripción macroscópica (muestra de mano) y SEM-BSE/SEM-CL, de 20 cortes transparentes pulidos realizados en microestructuras (i.e. vetas, vetas-fallas, fallas, vetas-brechas) previamente orientadas (Pérez-Flores et al., 2012, 2013) del único sondaje de diamantina del SGT.

Las descripciones petrográficas se realizaron en el Laboratorio de Microscopía Óptica, ubicado en el zócalo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. A su vez, para el

estudio de microscopía electrónica de barrido (SEM) se utilizaron los mismos cortes transparentes pulidos que para la petrografía. Se tomó la decisión de no metalizarlos debido a que este proceso podría modificar ciertas propiedades ópticas de los minerales, indispensables para futuros estudios de estos. El instrumento utilizado corresponde a un Microscopio Electrónico de Barrido FEI Quanta 250 con capacidad microanalítica mediante dispersión de energía (EDX) y detector de catodoluminiscencia (CL) instalado, también, en el zócalo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Por otra parte, se cuenta con tablas de descripción y un registro fotográfico detallado de la alteración hidrotermal en cada muestra (Anexo A.1 y Anexo A.2)

4.4 Resultados

4.4.1 Alteración Hidrotermal y Zonas

Las litologías presentes en los cortes analizados incluyen andesitas-basálticas/basaltos y, en menor abundancia, tobas cristalinas (Tabla 2). Se identificaron texturas porfíricas, glomeroporfírica, intergranular, traquítica, subofítica y afanítica; todas típicas de flujos de lava de composición básica. Las clasificaciones petrográficas se realizaron en base al triángulo QAP de Streckeisen, considerando la ausencia de minerales hidratados como anfíbola y biotita, por lo que la distinción entre andesita-basáltica y basalto no fue posible en sentido estricto.

En general, la mineralogía primaria de las lavas comprende, en orden de abundancia, fenocristales (0,4 – 3,0 mm) de plagioclasa, piroxeno y olivino inmersos en una matriz compuesta por microlitos (< 0,3 mm) de plagioclasa y menor piroxeno, magnetita y vidrio volcánico.

Los cristales de olivino son escasos y están presentes sólo en la parte superior del sondaje (< 450 m), mientras que fenocristales de clino y ortopiroxenos son más abundantes y están presentes, prácticamente, a lo largo de todo el pozo; los de plagioclasa son ubicuos. Además, en la zona más profunda (> 900 m), se identificaron trazas de cristales (< 0,4 mm) de

apatito, formando cristales marrones euhedrales, tabulares, de alto relieve, levemente pleocroicos y resistentes a la alteración (Fig.11).

Tabla 2: Litología, alteración hidrotermal e intensidad de ésta en los cortes analizados. La columna “Litología MRP” corresponde a la interpretada por la empresa en el logueo del sondaje, mientras que las demás son producto de este trabajo.

Corte	Profundidad [m]	Litología MRP	Litología	Alteración H.	Intensidad A.H
MF2v	99.29 – 99.39	Andesita, Flow breccia	And.basáltica porfírica de px	Argílica	4
MF3v	103.95 – 104.02			Argílica	4
MF4v	106.61 – 106.69			And. basáltica porfírica vesicular de px y ol	Argílica
MF13v	274.85 – 275	Andesita-basáltica, Flujo interior	And. basáltica porfírica vesicular de px	Argílica	3
MF18h	393.17 – 393.41	Andesita, Flow breccia	And.basáltica porfírica de px y ol	Sub-Prop	2
MF18v	393.17 – 393.41			Sub-Prop	2
MF19v	410.6 – 410.71			Sub-Prop	3
MF20bv	409.96 – 410.12			Sub-Prop	3
MF21v	447.45 – 447.52	Andesita, Flujo interior	And.basáltica porfírica de px	Sub-Prop	3
MF22h	469.83 – 470	Andesita-basáltica, Flujo interior		Sub-Prop	3
MF22v	469.83 – 470	Andesita, Flujo interior		Sub-Prop	3
MF23v	566.45 – 566.54	Andesita, Flow breccia		Sub-Prop	3
MF24r	578.26 – 578.43	Andesita, 'Pillow' Brecha y hialoclastita		Sub-Prop	3
MF26v	696.54 – 696.68	Andesita, Toba volcanoclástica		Toba cristalina	Propilítica
MF27rb	712.7 – 713.01	Andesita, Toba volcanoclástica	Propilítica		3
MF34v	909 – 909.05	Andesita, Brecha tectónica	And.basáltica afanítica de px	Propilítica	3
MF36v	947.7 – 947.89	Andesita, Flujo interior		Propilítica	3
MF39v	975.39 – 975.43			Propilítica	3
MF41v	992.31 – 992.39			Propilítica	3
MF45v	1078.8 – 1078.9 ¹			Propilítica	3

El reconocimiento de olivinos y piroxenos se realizó en base a sus características morfológicas y de alteración. Mientras que los olivinos se presentaban, más bien, equidimensionales, con seis caras y alterados a iddingsita, óxidos de Fe y arcillas; los ortopiroxenos tenían formas tabulares y estaban intensamente alterados a arcillas. Por su parte, los clinopiroxenos mostraban formas subhedrales a euhedrales, generalmente maclados y menos alterados en comparación con los ortopiroxenos (Fig. 11).

¹ El sondaje tiene una profundidad original de 1088 m. Debido a que la recuperación del testigo fue incompleta, se decidió dejar como oficial los 1073 m propuestos en Melosh et al. 2009, 2010, 2012. (MRP, com. pers.) Es por esta razón que la muestra excede la profundidad descrita a lo largo de este trabajo.

En cuanto a la permeabilidad primaria de las lavas, ésta se presenta en forma de amígdalas uni o poliminerales, completa o parcialmente rellenas con distintos polimorfos de sílice, arcillas, óxidos de Fe, ceolitas, calcita y, en los cortes más profundos, epidota. Sus formas son irregulares, variando de subesféricas a subelípticas entre 0,2 y 3,0 mm de diámetro, mientras que su porcentaje en volúmen no excede el 20%. Según lo observado, no existe una correlación entre la profundidad y el sellamiento parcial o completo de éstas.

La permeabilidad secundaria es representada, casi en su totalidad, por vetas, fallas, vetas-fallas, vetas-brechas, brechas y, en menor medida, por disolución de plagioclasas durante la formación de epidota, en las zonas más profundas del sondaje (Fig.11).

La intensidad de la alteración en la masa fundamental y fenocristales es variable, aún a escala de láminas delgadas. Sin embargo, cabe notar que es mayor alrededor de los 100 m de profundidad. No se encontró una clara correlación de la intensidad entre tobas y las lavas.

En base a las observaciones petrográficas y análisis preliminares XRD ([Moore, 2009](#)); la mineralogía de alteración se dividió en tres zonas: una superior de alteración argílica, una intermedia de alteración sub-propilítica y una profunda de alteración propilítica. Los hitos que marcan las divisiones propuestas consisten en la aparición de minerales índice, los que son sensibles a cambios en la temperatura del sistema (e.g. arcillas, epidota, actinolita, biotita, etc.).

De esta manera, el criterio utilizado para la división recién propuesta es la aparición de clorita, para la zona sub-propilítica, y epidota; para la propilítica. Estos minerales marcan temperaturas $> 180^{\circ}\text{C}$ y $> 240^{\circ}\text{C}$, respectivamente ([Browne & Ellis, 1970](#); [Browne, 1978, 1984](#); [Reyes, 1998](#)). Sin embargo, la temperatura de aparición de estos minerales es relativa a las características inherentes a cada sistema geotermal, pudiéndolos encontrar a menores o mayores rangos que los recién mencionados.

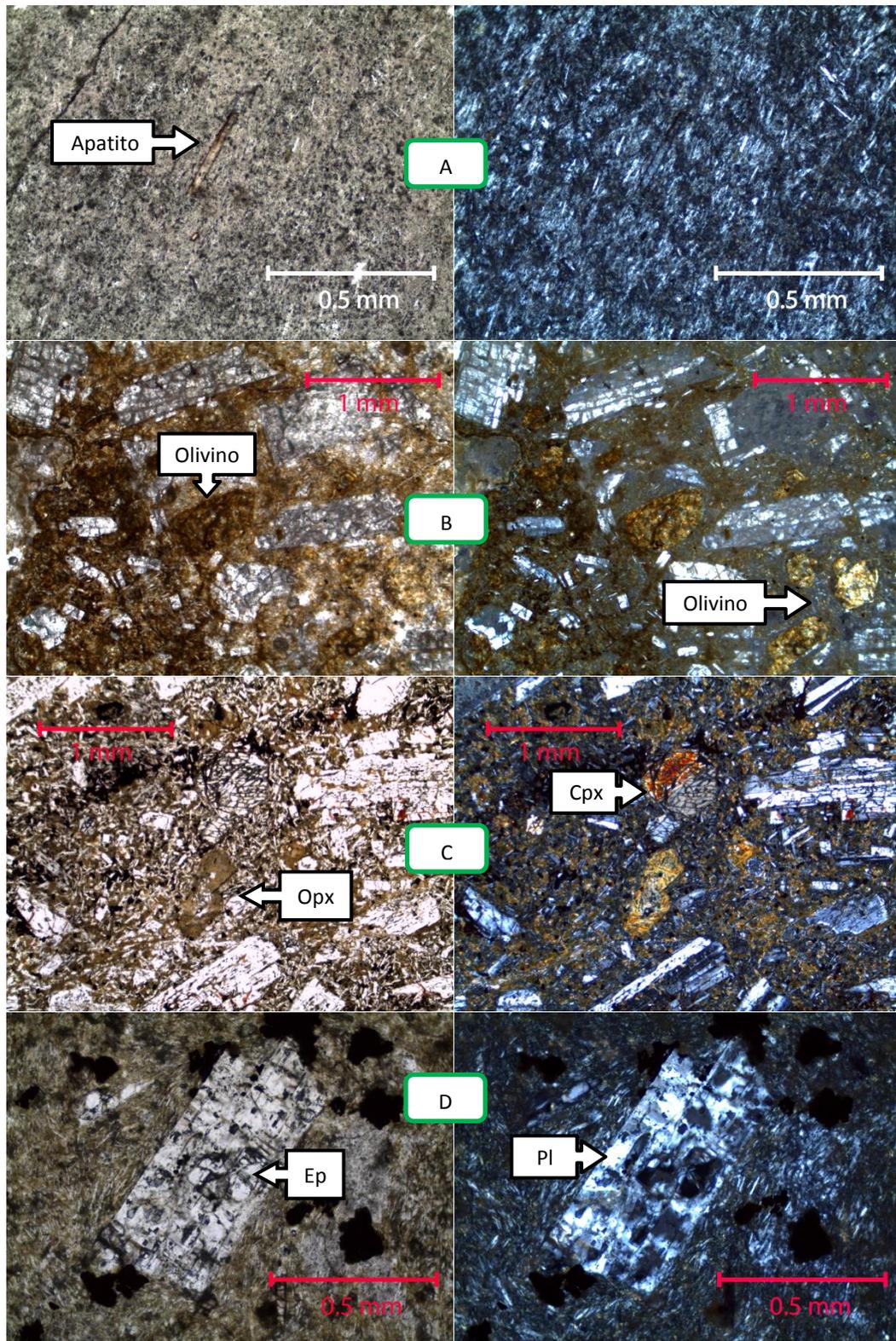


Fig. 11: Fotomicrografías. A: apatito (corte MF34v); B: olivinos (corte MF4v); C: orto y clinopiroxeno (corte MF20bv); D: disolución de plagioclasa y formación de epidota (corte MF45v). Izquierda: nícoles paralelos; derecha: nícoles cruzados.

4.4.1.1 Zona de Alteración Argílica (0-300 m)

La zona argílica se caracteriza por presentar una alteración pervasiva alrededor de los 100 m de profundidad, dominada por arcillas, óxidos de Fe y trazas de pirita. Estos minerales alteran tanto la masa fundamental como los fenocristales y son comunes en el relleno de amígdalas y vetillas. Las arcillas y óxidos de Fe se presentan en cúmulos y reemplazando, a menudo, la totalidad de los minerales ferromagnesianos; mientras que la pirita aparece diseminada en la matriz y, en menor medida, asociada a óxidos de Fe en bordes de vetillas. En general, las plagioclasas tienden a ser más resistentes que piroxenos y olivinos.

Las amígdalas suelen estar rellenas por bandas de calcedonia, arcillas y calcita, así como también por bandas de calcedonia, ceolitas² y calcita tardía (Fig. 12).

Respecto a las arcillas, se presume que el mineral dominante en la zona argílica es la esmectita, dados los colores pardos y amarillentos de la alteración. En efecto, estas observaciones, netamente, petrográficas son confirmadas por los análisis XRD (Moore, 2009). Más aún, estos muestran una zona de alteración de mayor temperatura, entre los 110 y 165 m, con illita e interestratificados del tipo clorita-esmectita, coherentes con la anomalía presente el perfil de temperatura del Tol-1 a esa profundidad (Fig. 7). En sentido estricto, esta zona (110-165 m) presenta una alteración del tipo sub-propilítica dada la presencia de clorita en los interestratificados.

4.4.1.2 Zona de Alteración Sub-Propilítica (300-670 m)

Corresponde a una zona de alteración intermedia entre la argílica y la propilítica. Los productos de alteración son similares a la zona anterior; tanto piroxenos como olivinos se encuentran intensamente alterados a arcillas, mientras que las plagioclasas muestran menor sericitización y alteración a calcita. Los óxidos de Fe dejan de ser tan abundantes como en la zona anterior y predomina una extensiva e intensa alteración de arcillas de colores pardo-verdoso (chl/sme?).

² En base a los análisis XRD de Moore, 2009; las ceolitas, entre los 100 y 120 m, corresponden a estilbita.

Las amígdalas se encuentran rellenas por distintos polimorfos de sílice, arcillas y posterior calcita, aunque no todas presentan esta misma secuencia, pudiendo encontrar sólo de cuarzo-calcita o calcedonia-arcillas (Fig. 12).

Se presume, según las observaciones petrográficas, la aparición de clorita en los interestratificados de filosilicatos máficos, dado que estos se vuelven notoriamente más verdosos a nícoles paralelos y muestran colores de interferencia típicos de ésta, lo que es confirmado por los análisis XRD (Moore, 2009). Estos detectaron la presencia de clorita-esmectita desde los 300 m, menor illita sólo a los 470 m y la desaparición abrupta de esmectita a los 415 m.

4.4.1.3 Zona de Alteración Propilítica (670-1073 m)

Es la zona más profunda del pozo y se caracteriza por la aparición de epidota microcristalina en la matriz del corte MF26v a los 696 m (Fig. 12). A medida que aumenta la profundidad, este mineral se vuelve más euhedral y aumenta de tamaño, encontrándolo en relleno de amígdalas y vetillas, así como en espacios dejados por disolución de plagioclasas en los últimos metros del sondaje.

Las plagioclasas se encuentran alteradas a epidota, calcita, arcillas y albita, mientras que los piroxenos; a arcillas, epidota, calcita, pirita y ox de Fe-Ti (Anexo A.4, SEM). Las arcillas que alteran la masa fundamental y piroxenos, se exhiben, notablemente, más verdosas y con colores de interferencia típicos de la clorita; por lo que se presume que, a estas profundidades, es éste el mineral de arcilla que predomina. Los análisis XRD (Moore, 2009) confirman estas observaciones, detectando la aparición de clorita junto con epidota desde los 673 m y, esporádicamente, interestratificados de clorita-esmectita hasta el final del pozo.

Otros minerales de alteración presentes en vetillas y amígdalas son distintos polimorfos de sílice, wairakita y prehnita. Destaca la presencia de esta última encapsulando a epidota en amígdalas (Fig. 12), lo que se ha documentado en otros sistemas geotermales (e.g. Karaha-Telaga Bodas, Indonesia; Moore et al., 2008).

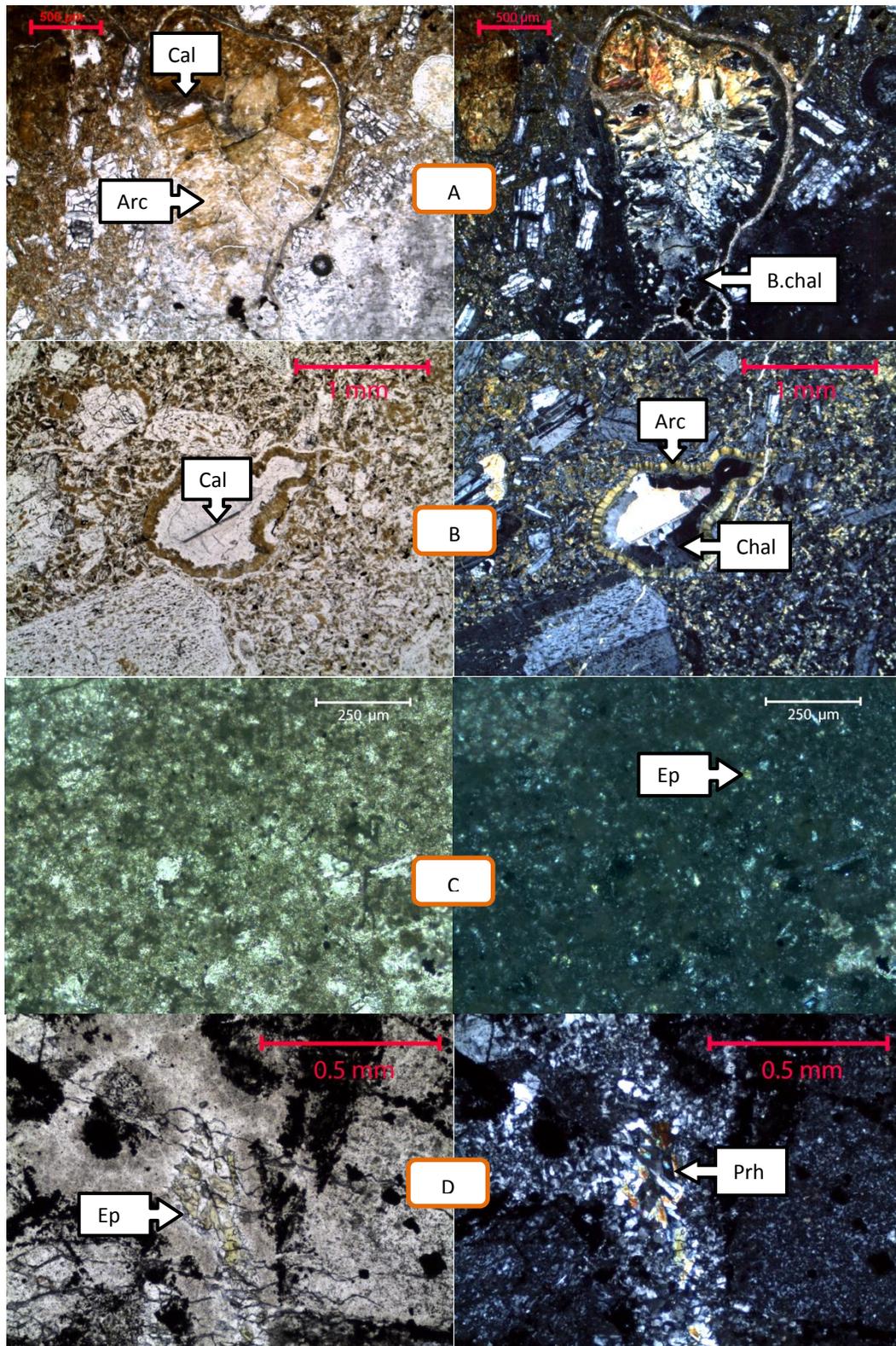


Fig. 12: Fotomicrografías. A: amígdala rellena por b.chal, arc y centro de cal (corte MF4v); B: amígdala rellena por b.chal alterada a arc, chal y calcita interior (corte MF20bv); C: primera aparición de epidota microcristalina (corte MF26v); D: prehnita encapsulando epidota. Izq: nicoles paralelos, der: nicoles cruzados.

4.4.2 Microestructuras y Paragénesis

Junto con el estudio de la alteración hidrotermal en la masa fundamental y amígdalas, expuesto en la sección anterior, se realizó un exhaustivo análisis de las microestructuras presentes, incluyendo descripciones estructurales así como texturales, morfológicas y temporales de los minerales que la rellenan. El énfasis en éstas se debe a proveen información valiosa acerca del origen y características geoquímicas del fluido hidrotermal que circuló por estos conductos.

La preferencia del término “microestructura” por sobre “vetas/vetillas” se debe a que su acepción es global, considerando no sólo el carácter mineralógico de vetas/vetillas, sino que también el estructural, incluyendo vetas-fallas, fallas y vetas-brechas. El prefijo micro, hace referencia a la reducida escala del sondaje.

Para facilitar la lectura de esta sección, se optó por dividirla según las zonas de alteración y mostrar vetillas representativas para cada una de estas. Además de los 20 cortes examinados con detalle se incluyeron 6 más, sólo en la sección de paragénesis, con el objetivo de robustecer el análisis. La razón de esto se debe a que estuvieron disponibles sólo durante el período final de este trabajo, por lo que, en un principio, no formaban parte de éste y se decidió incorporarlos de manera parcial y sin el detalle de los 20 primeros.

4.4.2.1 Zona Argílica

Las microestructuras de esta zona se clasificaron como brechas, vetas-fallas y vetas con generación de brecha. Se caracterizan por presentar bordes sinuosos, espesores variables entre 0,2 a 20 mm, manteos de alto ángulo y por un sellamiento incompleto (espacios abiertos). El relleno mineral de las microestructuras es del tipo sintaxial, es decir, crece desde la roca caja hacia el interior del espacio abierto ([Bons et al., 2012](#)).

En el caso de las vetas con generación de brecha, se distinguió entre dos tipos: las que brechizan roca caja (incluyendo fragmentos de ésta) y las que presentan únicamente brechización mineral al interior de la misma veta. En ambos casos, los clastos se muestran

angulosos, formando morfologías tipo mosaico. Esta observación sugiere poco transporte de los clastos y una brechización *in situ*.

La mineralogía presente consiste en una secuencia temprana de óxidos de Fe, sílice amorfa, bandas de calcedonia y pirita, seguida por arcillas del tipo interestratificados máficos, ceolitas, calcita con textura hojosa (*bladed*) y sílice tardía. En general, los bordes externos de las vetillas forman halos de arcillas, de espesor variable (0,4–0,6 mm), donde la alteración es más intensa en comparación a la que se encuentra en la masa fundamental (Fig.13).

Se identificaron diversas texturas de sílice, donde destacan la tipo *moss* y coloforme, indicativas de ebullición o *flasheo* (Morrison et al., 1995; Moncada & Bodnar, 2012; Moncada et al. 2012) (Fig. 11)

En la Tabla 3 se expone una síntesis de la paragénesis y datos estructurales descritos en cada uno de los cortes de la zona argílica. De manera complementaria, se eligió una microestructura representativa de esta zona (Fig. 13), donde se aprecian algunas texturas, relaciones de corte y morfología de los minerales que la rellenan (ver Anexo A para complementar).

4.4.2.2 Zona Sub-Propilítica

En esta zona, las microestructuras presentan espesores entre 1-20 mm, bordes sinuosos, crecimiento mineral sintaxial, mientras que el sellamiento completo de estas es variable (ver Tabla 4). Se clasificaron como vetas-fallas, vetas y vetas con generación de brecha. Estas últimas sólo presentan brechización mineral, rasgo característico de esta zona de alteración, mientras que las vetas-fallas destacan por ser de bajo ángulo (20-53°).

La secuencia paragenética se caracteriza por óxidos de Fe, bandas de calcedonia, seguidas por interestratificados de filosilicatos máficos, alternancia de calcita y cuarzo microcristalino y final calcita y cuarzo euhedral.

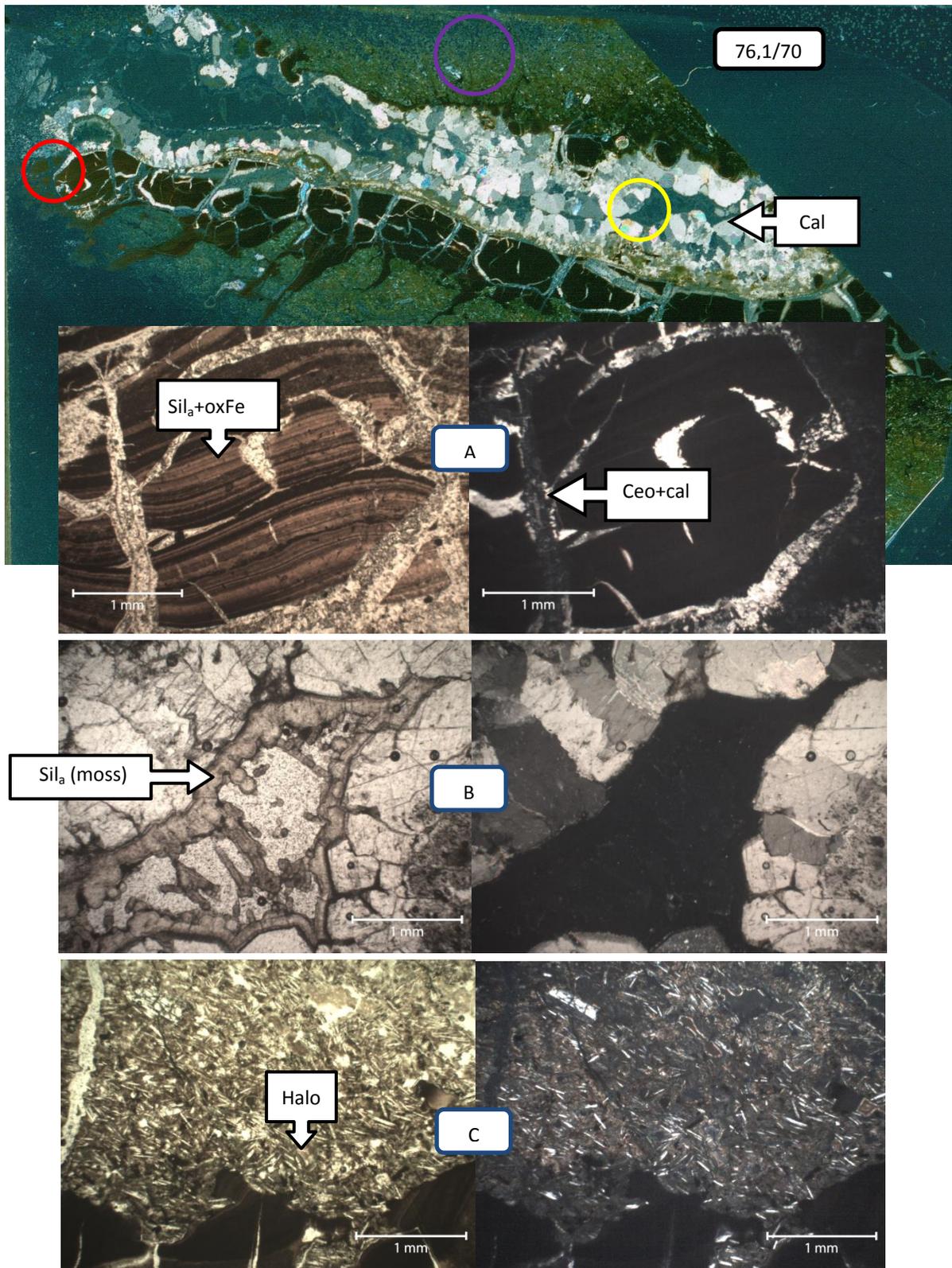


Fig. 13: Escaneo y fotomicrografías del corte MF3v orientado. A-rojo: Sil_a con textura coloforme + oxFe; B-amarillo: sil_a con textura *moss*; C-morado: halo de arc verdosas (+chl/-sme?) hacia la vetilla. Izq: N.P, der: N.C

Tabla 3: Síntesis de la paragénesis y datos estructurales en cada uno de los cortes de la Zona Argílica. Cortes “extras” en azul.

Corte (m)	Et	Paragénesis	Brech	Eb	Esp[mm]	Brd	Halo	Tipo	Sellada	ρ	μ	Rake	Cinemática
MF48v (37,58-37,72)	1	OxFe											
	1	Si _l _a /B. Chal		Sí. Pre Si _l _a /b. chal		S		Vetilla	No	1,4	80	-	-
	2	Arc											
	3	Cal											
MF2v (99,29-99,39)	1	OxFe (hem?)											
	1	B. Chal											
	1	Py	Sí. Pre OxFe. B.R.C	Sí. Pre b.chal y pre cal bladed	0,2-20	S	Sí. Arcillas	Proto-brecha/stock work	No. Cal bladed	-	-	-	-
	2	Arc (-chl/+sme)											
	3	Cal bladed											
MF3v (103,95-104,02)	1	Si _l _a + OxFe											
	1	Py											
	1	Cpy	Sí. Pre Si _l _a +OxFe y pre ceo 1. B.Mx	Sí. Pre Si _l _a +OxFe; pre cal bladed y pre Si _l _a (moss)	5-12	S	Sí. Arc.0,6 mm	Veta-brecha	No. Cal bladed y Si _l _a	76,1	70	-	-
	2	Ceo											
	2	Cal											
	3	Cal bladed											
	4	Si _l _a (moss)											
MF4v (106,61-106,69)	1	Si _l _a + OxFe											
	1	Op (py?)	Sí. Pre Si _l _a + OxFe y pre ceo. B.R.C	Sí. Pre Si _l _a + OxFe y pre cal bladed	0,2-20	S	Sí. Arc. 0,4-10 mm	Amigdala	No. Cavidad rellena por Qz _E y cal bladed	-	-	-	-
	2	Ceo											
	2	Cal											
	2	Arc (-chl/+sme)											
	4	Qz _E											
MF9v (198,55-198,65)	1	OxFe											
	1	Chal		Sí. Pre chal		S		Vetilla-falla		298	77	54	normal
	2	Arc											
	3	Cal											

Corte (m)	Et	Paragénesis	Brech	Eb	Esp[mm]	Brd	Halo	Tipo	Sellada	ρ	μ	Rake	Cinemática
MF11v (240,84-241)	1	B.Chal											
	2	Arc		Sí. Pre B.Chal y pre B.Chal2		S	Sí. Arc. 6 mm	Vetilla-falla		42,3	45	0	-
	3	B.Chal2											
	3	Cal bladed											
MF13v (274,85-275)	1	OxFe (hem?)											
	1	Sil _a (moss)											
	2	Arc (-chl/+sme)	Sí. Pre OxFe y pre b.chal. B.Mx	Sí. Pre Sil _a y pre b.chal	3-12	S	No	Veta-brecha	No. Cavidad rellena por Qz _E	240,3	63	-	-
	3	B. Chal											
	3	Cal bladed											
	3	Qz _M											
4	Qz _E												

Et	Etapas	Agmdo	Aglomerado
Brech	Brechización	E.A	Espacio abierto
Eb	Ebullición	Sil _a + OxFe	Intercalación bandeada de sílice amorfa + OxFe
Esp	Espesor		
Brd	Bordes (sinuosos o rectos)		Calcita bladed
ρ	Rumbo		Qz con textura plumosa
μ	Manteo		Brechización
B.R.C	Brechiza roca caja		Ebullición
B.Mx	Brechiza mineral		Brechización y ebullición
synK	Sincinemática		Fallamiento

A diferencia de la zona argílica, la presencia de pirita dentro de la vetilla es prácticamente nula, encontrándola sólo en la base de la sub-propilítica. Este *gap* en la depositación refleja que las condiciones no fueron lo suficientemente reductoras y/o que el fluido (gas+líquido) que circuló en ese momento estaba empobrecido en los componentes necesarios para su formación (i.e. H₂S).

En la Tabla 4 se presenta un resumen de la paragénesis y datos estructurales descritos en cada uno de los cortes de la zona sub-propilítica. De manera complementaria, se eligió una vetilla representativa de esta zona (Fig. 14), donde se aprecian algunas texturas, relaciones de corte y morfología de los minerales que la rellenan (ver Anexo A para complementar).

4.4.2.3 Zona Propilítica

Los espesores de las microestructuras de la zona propilítica suelen no superar los 5 mm, exceptuando dos de las muestras, las que alcanzan los 11 y 20 mm. A diferencia de las zonas superiores, ésta se caracteriza por presentar bordes rectos, por debajo de los 950 m de profundidad, y brechización solamente de la roca caja (no mineral). Por su parte, la mineralogía crece de forma sintaxial y el sellamiento es variable, al igual que en la zona anterior. Las vetas y vetas-fallas son de alto ángulo.

A nivel general, la temporalidad de los minerales que rellenan estos conductos consta de una secuencia temprana de pirita, bandas de calcedonia y cuarzo microcristalino, seguida por la depositación de epidota y menor clorita. Luego, se presenta calcita con textura hojosa y cuarzo con textura plumosa, ambas indicativas de ebullición; finalizando con una secuencia tardía de wairakita seguida de prehnita.

Como es de notar, la presencia de minerales indicadores de altas temperaturas (epidota, clorita, wairakita y prehnita) es exclusiva de la zona profunda del pozo, denotando proximidad a la fuente de calor.

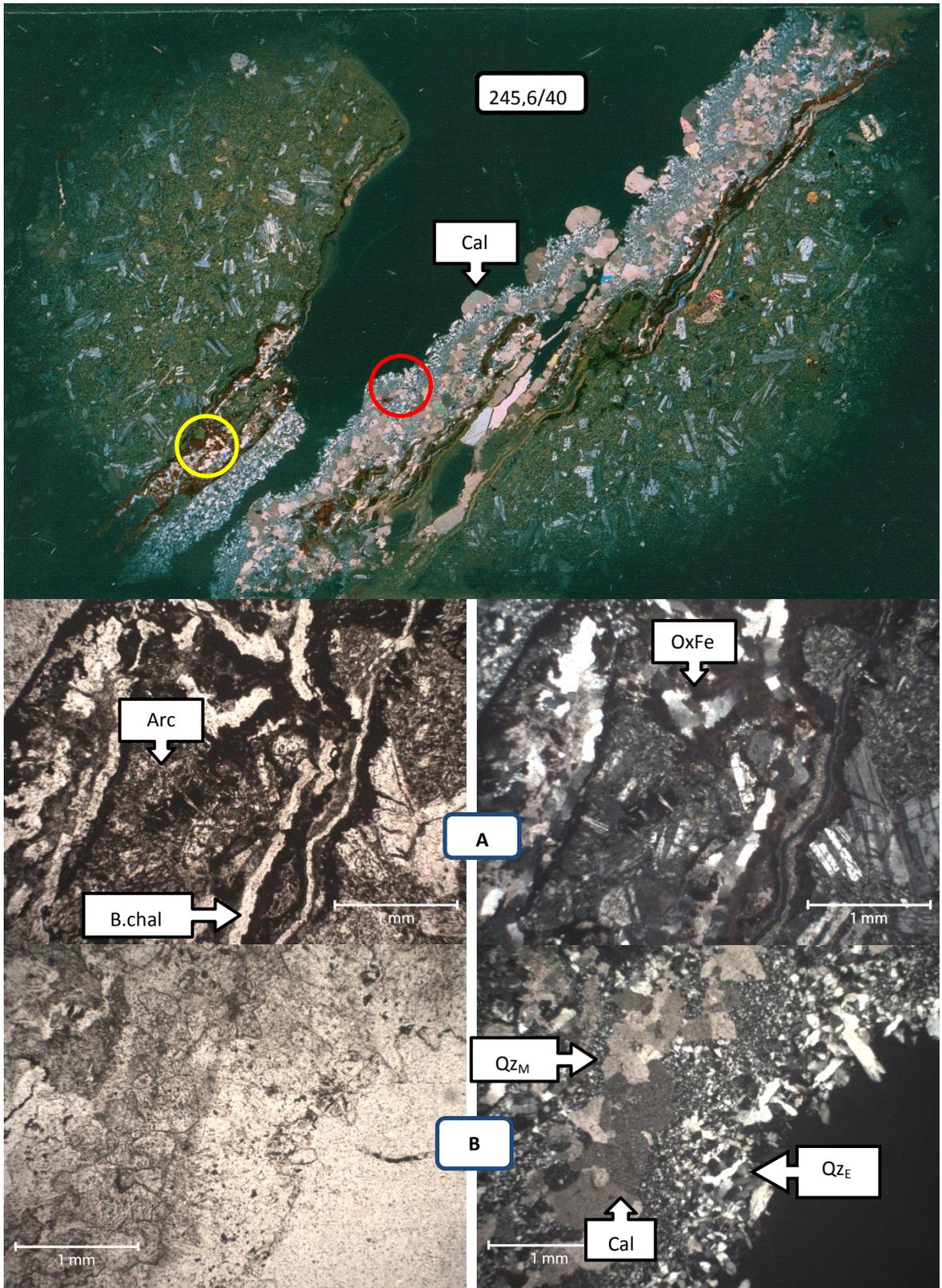


Fig. 14: Escaneo y fotomicrografías del corte MF19v orientado. A-amarillo: compleja historia de brechizaciones; B-rojo: alternancia de calcita y cuarzo, aumentando su tamaño hacia el centro de la vetilla. Izq: N.P, der: N.C

Tabla 4: Síntesis de la paragénesis y datos estructurales en cada uno de los cortes de la Zona Sub-Propilítica.

Corte (m)	Et	Paragénesis	Brech	Eb	Esp[mm]	Brd	Halo	Tipo	Sellada	ρ	μ	Rake	Cinemática
MF18h (393,17-393,41)	1	OxFe (hem?)											
	1	B. Chal	Sí. Pre OxFe. B.Mx	Sí. Pre b.chal y pre cal bladed	2-20	S	No	Veta-brecha	No. Cal bladed	41	90	-	-
	3	Cal bladed											
	3	Qz _M											
MF18v (393,17-393,41)	1	OxFe (hem?)											
	1	B. Chal	Sí. Pre OxFe. B.Mx	Sí. Pre b.chal y pre cal bladed	2-20	S	No	Veta-brecha	No. Cal bladed	41	90	-	-
	3	Cal bladed											
	3	Qz _M											
MF19v (410,6 - 410,71)	1	Mag											
	1	OxFe											
	1	B.Chal											
	2	Arc (-chl/+sme)	Sí. Multiples, pre Ox Fe? y pre chal /qz _M . B.Mx	Sí. Pre chal, pre chal/qz _M	6-14	S	Sí. De arc y ox Fe	Veta-brecha	No. Cavidad rellena por qz y cal	245,6	40	-	-
	3	Chal/Qz _M											
	3	Cal1											
	4	Cal2											
MF20bv (409,96 - 410,12)	1	OxFe (Hem?)											
	2	Arc (-chl/+sme)											
	3	B. chal	Sí. Pre Ox Fe. B.Mx	Sí. Pre b.chal	6-8	S	Sí. OxFe. 6 cm	Veta-Falla	Sí	330,6	20	67	normal-sinistral
	3	Qz _M											
	3	Cal synK											
MF21v (447,45-447,52)	2	Arc (chl/sme)											
	3	Sil _a /Qz _p	No	Sí. Pre Sil _a	1	S	Sí. Arcillas	Veta	Sí	52,9	45	-	-
	4	Qz											
MF22h (469,83 - 470)	1	OxFe											
	1	B. Chal											
	2	Arc (-chl/+sme)											
	3	Cal	Sí. Pre Ox Fe. B.Mx	Sí. Pre b. chal	4-8	S	Sí. Arcillas. 0,2 mm	Veta-brecha	No. Cavidad rellena por qz y ceo euهدral	195	75	-	-
	4	Qz											
	4	Ceo											

Corte (m)	Et	Paragénesis	Brech	Eb	Esp[mm]	Brd	Halo	Tipo	Sellada	ρ	μ	Rake	Cinemática
MF22v (469,83 - 470)	1	OxFe	Sí. Pre Ox Fe. B.Mx	Sí. Pre b. chal	4-8	S	Sí. Arcillas. 0,2 mm	Veta-brecha	No. Cavity rellena por qz y ceo euedral	195	75	-	-
	1	B. Chal											
	2	Arc (-chl/+sme)											
	3	CaI											
	3	CaI2											
	4	Qz											
MF23v (566,45 - 566,54)	1	OxFe	Sí. Pre OxFe y cal B.Mx y R.C	Sí. Pre Qz _M /b.chal	1-3	S	Sí. Arcillas	Vetilla-falla	Sí	144,3	45	167	-
	1	Qz _M /B.Chal											
	2	Arc (+chl/-sme) ?											
	3	CaI											
MF24r (578,26-578,43)	1	OxFe	Sí. Pre cal synK. B.Mx	No	2-5	S	Sí. Arcillas. 0,2-04 mm	Vetilla-Falla	No. Cavity en cal	220,4	53	130	-
	1	Chal/Qz											
	1	Py											
	2	Arc (+chl/-smc)											
	3	CaI synK											
	4	Prh											

Et	Etapas	Agmdo	Aglomerado
Brech	Brechización	E.A	Espacio abierto
Eb	Ebullición	Sil _a + OxFe	Intercalación bandeada de sílice amorfa + OxFe
Esp	Espesor		
Brd	Bordes (sinuosos o rectos)		Calcita bladed
ρ	Rumbo		Qz con textura plumosa
μ	Manteo		Brechización
B.R.C	Brechiza roca caja		Ebullición
B.Mx	Brechiza mineral		Brechización y ebullición
synK	Sincinemática		Fallamiento

Al igual que en las secciones anteriores, se exhibe un resumen de la paragénesis y datos estructurales descritos en cada uno de los cortes de la zona propilítica (Tabla 5). De manera complementaria, se eligió una microestructura representativa de esta zona (Fig. 15), donde se aprecian algunas texturas, relaciones de corte y morfología de los minerales que la rellenan (ver Anexo A para complementar).

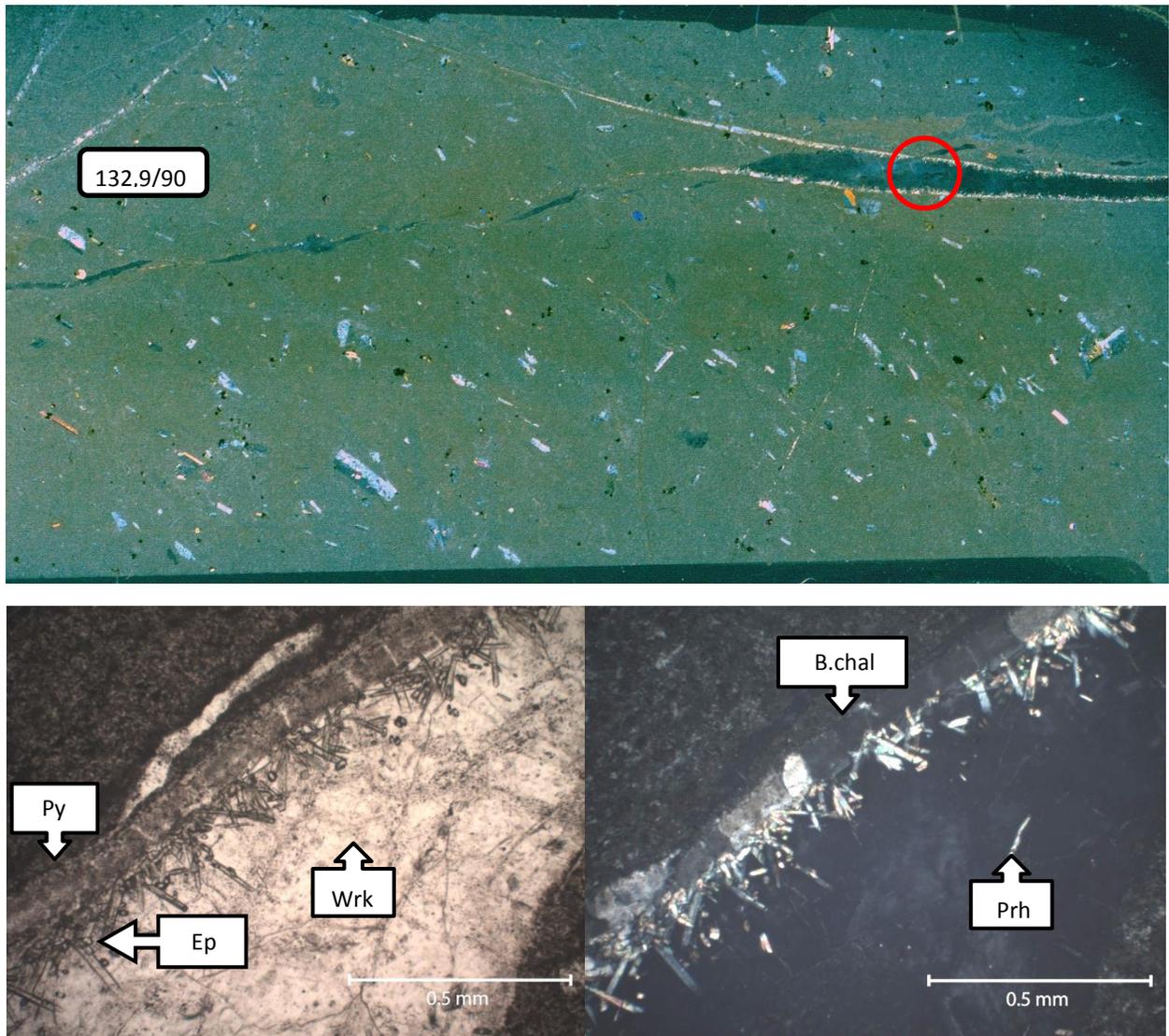


Fig. 15: Escaneo y fotomicrografías del corte MF36v orientado. Vetilla de bordes rectos donde se aprecia la paragénesis completa: borde fino de pirita, banda de calcedonia, epidota acicular euhedral, wairakita y microvetillas de prehnita que cortan sólo la parte interior. Izq: N.P, der: N.C

Tabla 5: Síntesis de la paragénesis y datos estructurales en cada uno de los cortes de la Zona Propilítica. Cortes "extras" en azul.

Corte (m)	Et	Paragénesis	Brech	Eb	Esp[mm]	Brd	Halo	Tipo	Sellada	ρ	μ	Rake	Cinemática
MF26v (696,54-696,68)	?	Cal	No	No	1-4	S	No	Falla	Sí	251,2	20	150	normal
MF27rb (712,7-713,01)	1	Agmdo	No	No	1-3	S	No	Vetilla-falla	No. E.A tardío	348,7	90	65	dextral
1	Py												
2	Ep												
3	Cal synK												
MF28br (767,45-767,78)	1	Qz _M						Veta-falla		47,1	90	45	dextral
	2	Arc											
	3	Cal											
MF31r (829,74-829,85)	1	Qz _M						Veta-falla		72,9	65	90	normal
	2	Arc											
	3	Cal											
MF34v (909-909,05)	1	Py	Sí. Pre/syn py. B.R.C	Sí. Pre py y pre cal bladed	11	R-S	Sí. Arcillas	Veta-brecha	No. Cavidad en cal bladed	173,5	60	-	-
1	Qz _M a Qz _E												
2	Chl												
2	Ep												
	3	Cal bladed											
MF36v (947,7 - 947,89)	1	Py	Sí. Pre/syn py. B.R.C	Sí. Pre py	1-2	R	Sí. Arcillas. 0,2 mm	Vetilla	Sí	132,9	90	-	-
1	B. Chal												
2	Ep												
4	Wrk												
	4	Prh											
MF39v (975,39 - 975,43)	1	B. Chal	Sí. Creación inicial de la fractura. Fallamiento pre arc. Verdes	Sí. Pre b.chal, pre chal, pre Qz _p	2	R	No	Vetilla	Sí	279,9	70	-	-
1	Chal												
2	Arc (chl)												
2	Ep												
3	Qz												
3	Cal												
4	Wrk												
4	Prh												

Corte (m)	Et	Paragénesis	Brech	Eb	Esp[mm]	Brd	Halo	Tipo	Sellada	ρ	μ	Rake	Cinémática
MF41v (992,31 - 992,39)	1	Py	Sí. Pre/syn py. B.R.C	Sí. Pre py y pre chal	4-5	R	Sí. Desvitrif icación. 10-15 mm	Veta-brecha	No. Cavidad en Qz _E diente perro	160,2	90	-	-
	1	Qz _M /B. Chal											
	2	Ep											
	3	Chal											
	4	Ceo											
	4	Qz											
MF44v (1071,59- 1071,67)	1	Qz _M				R		Veta		161,9	57	-	-
	2	Arc (chl)											
	2	Ep											
	3	Chal											
	3	Cal											
	4	Wrk											
MF45v (1078,8- 1078,9)	1	Py	Sí.Pre/syn py. B.R.C	Sí. Pre cal bladed	15-20	R	No	Brecha	No. Cavidad en cal bladed	-	-	-	-
	2	Ep											
	3	Qz _M											
	3	Qz _E											
	3	Cal bladed											
	4	Prh											

Et	Etapas	Agmdo	Aglomerado
Brech	Brechización	E.A	Espacio abierto
Eb	Ebullición	Sil _a + OxFe	Intercalación bandeada de sílice amorfa + OxFe
Esp	Espesor		
Brd	Bordes (sinuosos o rectos)		Calcita bladed
ρ	Rumbo		Qz con textura plumosa
μ	Manteo		Brechización
B.R.C	Brechiza roca caja		Ebullición
B.Mx	Brechiza mineral		Brechización y ebullición
synK	Sincinémática		Fallamiento

4.4.3 Análisis SEM-BSE y SEM-CL

De forma complementaria a la descripción petrográfica, se realizaron análisis mediante un microscopio electrónico de barrido (SEM). El objetivo de estos fue validar ciertos minerales que no pudieron ser identificados con precisión a través de la petrografía y, por otra parte, identificar texturas de recristalización en vetillas.

Para la validación de mineralogía se utilizaron imágenes de electrones retrodispersados con un detector de dispersión de energía (SEM-BSE-EDX), mientras que para las texturas se utilizó un detector de catodoluminiscencia (SEM-CL). Los minerales no estequiométricos, desordenados cristalográficamente, con defectos en su estructura y la incorporación de elementos traza en la estructura del cristal, pueden generar catodoluminiscencia (CL) (Bignall et al., 2004).

Las imágenes e histogramas del EDX se encuentran en el Anexo A.4. Entre los minerales identificados con esta técnica se encuentran: cuarzo, ceolitas, calcita, óxidos de Fe-Ti.

Se obtuvieron imágenes CL (Fig. 16 y 17) de sólo dos cortes: MF21v y MF39v; en los cuales es posible apreciar una clara diferencia en los cristales que rellenan estas vetillas.

Por un lado, en la Fig. 16, el cuarzo se presenta euhedral, con cristales elongados compitiendo por tamaño hacia el centro de manera sintaxial y, además, mostrando zonaciones en su crecimiento. La primera observación indica que estos crecieron en una vetilla que estaba llena de fluido, mientras que la segunda; disolución parcial de los cristales euhedrales con superposición de cuarzo con alta intensidad de catodoluminiscencia (CL-claro) sobre los bordes de estos. También, es posible observar que los antiguos espacios vacíos están rellenos de cuarzo CL-claro.

Además, notar que el borde más externo de la vetilla corresponde a bandas de calcedonia, textura típica de ebullición por descompresión. Esto sugiere que esta vetilla estaría ubicada en una zona de descarga/recarga, donde la velocidad del ascenso de los distintos pulsos

de fluido y, la posible mezcla con aguas meteóricas, fuerzan a que no se alcance el equilibrio fluido-roca.

En el caso de la vetilla MF39v (Fig.17), sólo es posible observar variaciones en la intensidad de la CL en los bordes de ésta. De afuera hacia dentro, se observa una banda de color gris, seguida por “núcleos” de CL de alta intensidad, los que se vuelven oscuros hacia el interior. La zona central presenta un color grisáceo sin mostrar variaciones en la CL.

Paralelamente y según las descripciones petrográficas, las texturas presentes en los bordes corresponden a bandas de calcedonia (banda gris exterior), seguidas por sílice amorfa con textura botroidal (núcleos de CL-claro) las que se vuelven oscuras en sus bordes (CL de baja intensidad). La primera observación sugiere ebullición dada las texturas indicativas de sobresaturación de sílice y alta CL, mientras que las zonas de baja CL, indicaría que estos últimos cristales crecieron bajo condiciones fisicoquímicas estables.

Finalmente, a partir de las zonas oscuras, crece cuarzo con textura plumosa (ebullición-*gentle boiling*³), la que varía a cuarzo euhedral hacia el interior de la vetilla. La ausencia de variaciones en la intensidad de la CL indicaría que los últimos minerales fueron depositados en un solo episodio continuo y de manera más bien instantánea, debido a que las impurezas⁴ que producen CL no alcanzan a zonarse.

³ Revisar Moncada et al., 2012. La intensidad de la ebullición puede variar en el tiempo y espacio dentro del sistema hidrotermal, a medida que las condiciones P-T-X del fluido van cambiando.

⁴ Minerales traza como Mn⁺², Cr⁺³, Fe⁺³, Ti⁺⁴ y R.E.E.

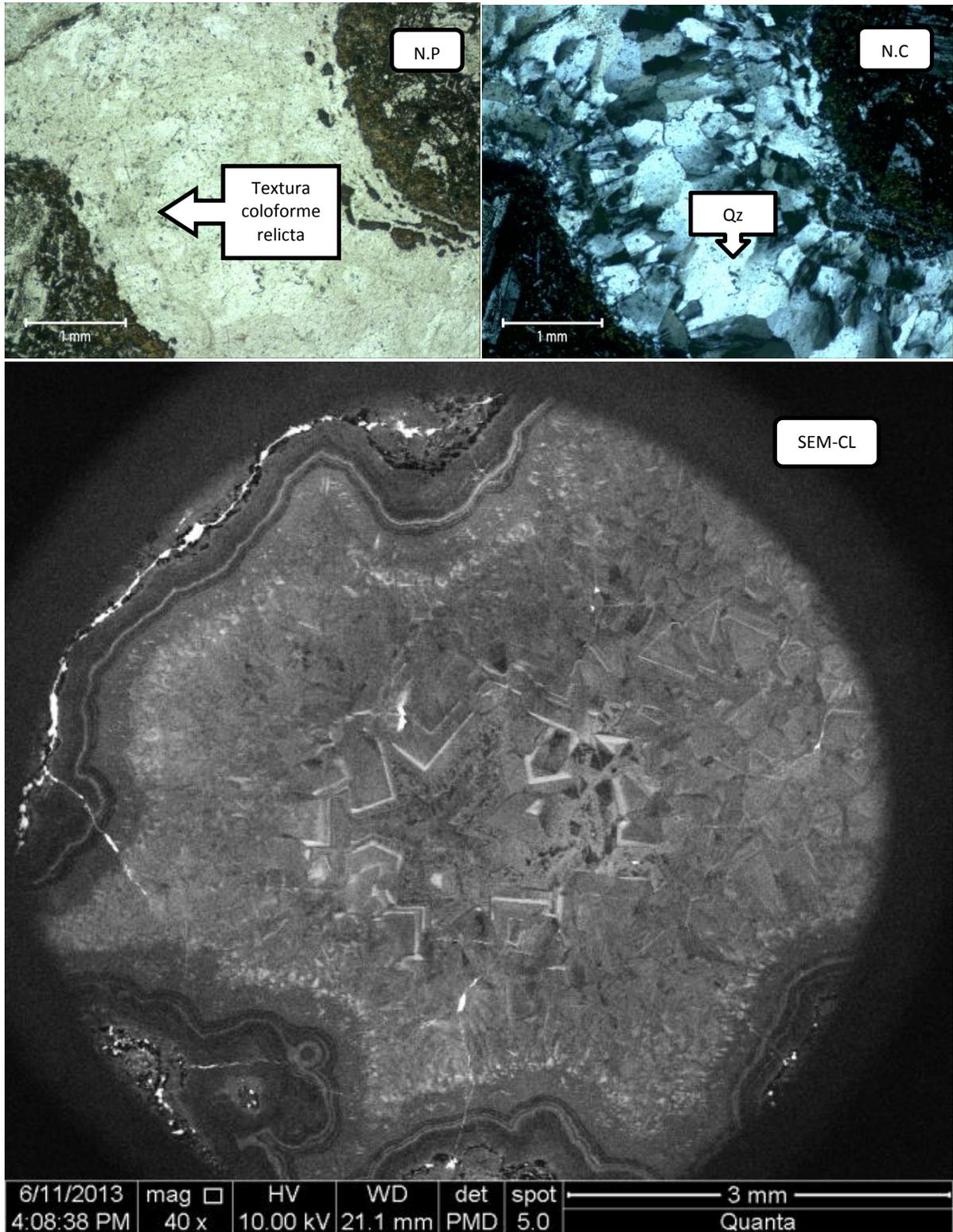


Fig. 16: Imágenes del corte MF21v (447,45-447,52 m). Arriba: Fotomicrografía de una vetilla de cuarzo. Abajo: Imagen SEM-CL de la vetilla superior, mostrando una compleja textura de recrystalización. N.P: Nícoles paralelos; N.C: Nícoles Cruzados.

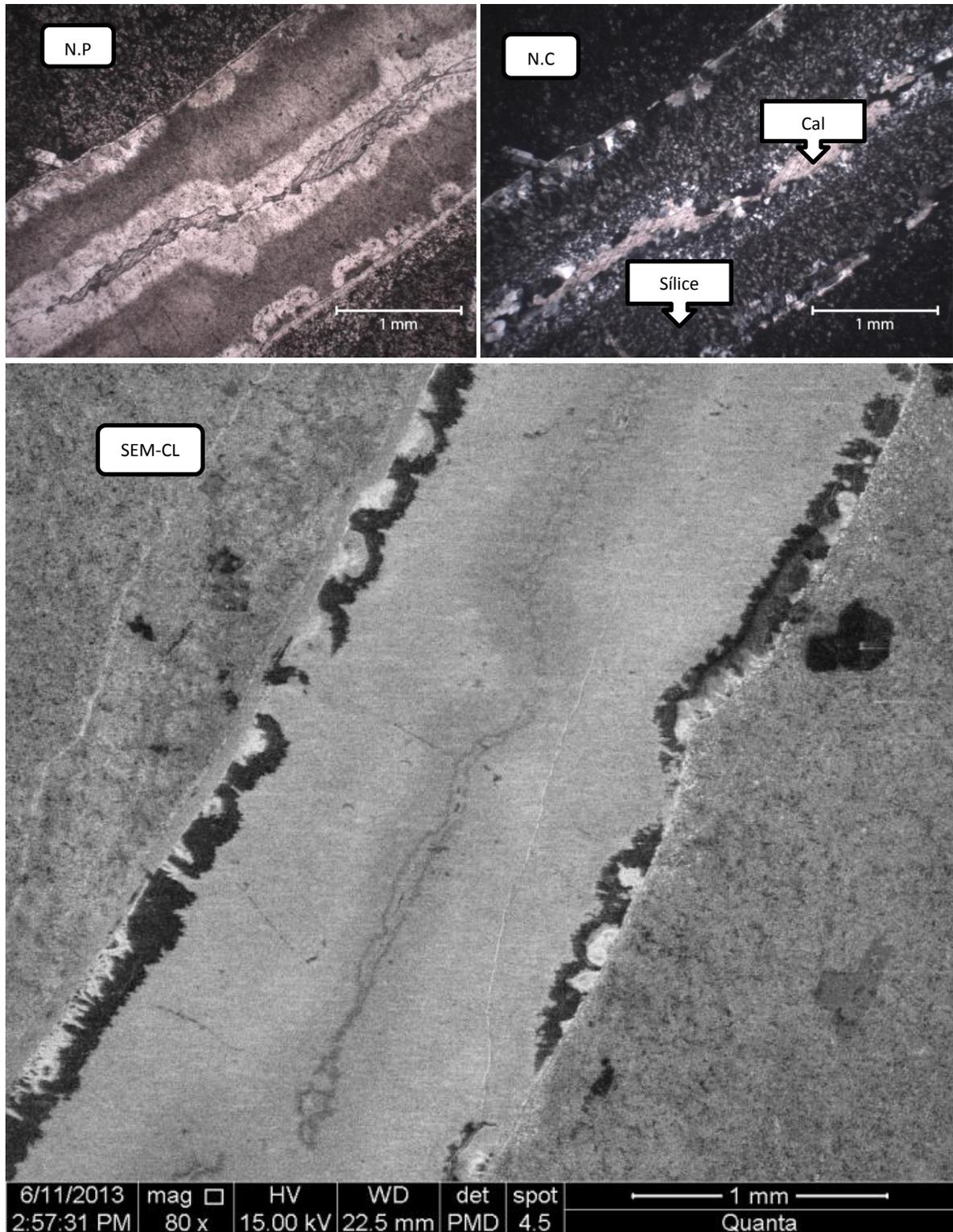


Fig. 17: Imágenes del corte MF39v (975,39-975,43 m). Arriba: Fotomicrografía de una vetilla de cuarzo y relleno de calcita. Abajo: Imagen SEM-CL de la vetilla superior, donde se observan variaciones en la catodoluminiscencia sólo en los bordes. N.P: Nícoles paralelos; N.C: Nícoles Cruzados.

4.5 Discusiones

4.5.1 Evolución Química del Fluido

Los resultados de este estudio sugieren que el SGT ha sido afectado, por lo menos, por 4 etapas evolutivas bien diferenciadas: (1) calentamiento y ebullición, (2) formación de fluidos ácidos reactivos calentados por vapor y ricos en carbonato, (3) ebullición y despresurización, (4) posterior a pérdida de CO₂.

Además, se han reconocido tres zonas de alteración hidrotermal; una zona superficial de alteración argílica (0-320 m), caracterizada por arcillas y óxidos de Fe; una intermedia de alteración sub-propilítica (320-690 m), dominada por una extensiva e intensa presencia de arcillas del tipo chl/sme, y una profunda de alteración propilítica (690-1073 m), representada por la ocurrencia de epidota.

La primera etapa se caracteriza por brechización y la precipitación ubicua de distintos polimorfos de sílice (sílice amorfa, calcedonia⁵, cuarzo microcristalino) con variaciones texturales indicativas de ebullición (*flashing*), como lo son las texturas *moss*, coloforme y bandeada (Moncada et al., 2012). La textura coloforme ha sido interpretada como indicadora de una deposición rápida de calcedonia en un espacio abierto produciendo bandeamientos rítmicos. Se sugiere que esta textura es generada durante una apertura abrupta de una fractura, lo que produce un descenso en la presión y un rápido enfriamiento asociado a ebullición o *flasheo*. Por su parte, para la textura *moss* se requieren altos grados de supersaturación en sílice y relativamente altas temperaturas para formarla. Esta textura resulta de una recristalización a partir de sílice amorfa coloidal (Morrison et al., 1995; Moncada et al., 2012).

Así, la ocurrencia de calcedonia y sílice amorfa junto con la evidencia textural, corroboraría la hipótesis de una ebullición ampliamente distribuida en el sistema. Las causas de este proceso podrían deberse: al colapso de un domo o ladera del volcán (Moore, 2009), a un

⁵ Calcedonia: nombre genérico que se ha dado al polimorfo del cuarzo microcristalino (< 1µm) fibroso (Heaney, 1993; Gislason et al., 1993). Sin embargo, en las descripciones se hizo la distinción entre calcedonia y cuarzo microcristalino (> 1 µm).

deslizamiento de fallas asociadas al SLFA o SLFO y la consecuente descompresión del reservorio o a un derretimiento de grandes masas de glaciares.

De estas tres posibilidades las dos primeras parecen ser las opciones más factibles debido a que se necesita una descompresión abrupta y catastrófica para producir ebullición a lo largo de todo el sondaje. El derretimiento de glaciares no se descarta por completo; sin embargo, es necesario acotarlo temporalmente y verificar si es capaz de provocar una descompresión abrupta.

Una ebullición ubicua debido a un sismo provocado por deslizamiento de fallas es sólo posible si se genera una conexión hidráulica entre las fracturas y superficie. Por otro lado, casos en que se ha producido el colapso de un flanco del volcán se han descrito en otros sistemas geotermales (e.g. Karaha-Telaga Bodas, Indonesia; [Moore et al., 2008](#)). Sin embargo, no se dispone de evidencia geológica en el volcán Tolhuaca que pueda corroborar ninguna de las dos hipótesis. Se recomienda realizar dataciones en los depósitos de sílice de esta etapa inicial que puedan acotar temporalmente esta ebullición generalizada y, de esta manera, poder relacionarlas a algún proceso geológico en concreto.

Conjuntamente, en la primera etapa, hay precipitación de piritita en las zonas argílica y propilítica, y óxidos de Fe en las zonas argílica y sub-propilítica, denotando que el fluido inicial era rico en sílice y H₂S. La presencia de óxidos de Fe se asocia a una influencia supérgena más que a la composición inicial del fluido. Además, la ausencia de estos en la zona de alteración más profunda marcaría una división entre un ambiente oxidante somero y uno reductor, en la base de la zona sub-propilítica.

Luego de la etapa inicial, vapores magmáticos como H₂S y CO₂, separados de la fase líquida debido a la ebullición, ascienden hacia superficie debido a su menor densidad. En el ascenso, interactúan con el fluido de poros de las rocas y/o con cuerpos de aguas meteóricas someras y frías, lo que lleva a su condensación y oxidación. La absorción de vapores magmáticos a profundidades someras lleva a la formación de aguas calentadas por vapor las que, debido a la oxidación de H₂S, contienen HSO₄ y H⁺ lo que las acidifica y vuelve más reactivas.

Más aún, si las aguas meteóricas eran ricas en carbonatos y/o el CO₂ magmático se condensa en éstas, se formarían aguas sulfatadas-carbonatadas; pudiendo infiltrar en profundidad por las redes de recarga del sistema volviendo a calentarse.

Estos procesos conllevan a la formación de minerales que representan la segunda etapa. Ésta se caracteriza por la precipitación de arcillas (sme, menor chl/sme), ceolitas y menor calcita en la zona argílica; interestratificados de filosilicatos máficos (chl/sme) en la zona sub-propilítica y epidota con menor clorita en la zona de alteración más profunda. Sin embargo, la precipitación de epidota y clorita no estaría necesariamente relacionada a la interacción de estos fluidos reactivos calentados por vapor, sino más bien a un aumento de la temperatura, por sobre los 250°C, en la base del pozo. Esta observación sugiere una segmentación de los procesos según la profundidad.

La segunda etapa afectaría de manera directa a las zonas de alteración más someras (argílica y sub-propilítica) debido a su cercanía espacial con los procesos descritos anteriormente. Es así como la ocurrencia de ceolitas y menor calcita reflejan la entrada de fluidos carbonatados al sistema, mientras que la extensiva y pervasiva presencia de arcillas (chl/sme) en la matriz y parte de las vetillas; reactividad de los fluidos. Al contrario, los procesos que dominan en la zona propilítica consisten, principalmente, en un aumento progresivo de la temperatura.

La tercera etapa queda evidenciada por una nueva brechización y la precipitación de calcita con textura hojosa (*bladed*) y menor calcedonia en la zona argílica, calcita y polimorfos de SiO₂ en la zona intermedia; mientras que calcita *bladed*, calcedonia y cuarzo con textura plumosa en profundidad. Cabe destacar la ausencia de calcita *bladed* en la zona intermedia.

De esto se desprende que el fluido era rico en sílice y en CO₂, actor fundamental en la precipitación de calcita. La formación de ésta es particularmente sensible a cambios en la composición del fluido más que a variaciones en la temperatura. La textura hojosa (*bladed*) de la calcita ha sido ampliamente reconocida como indicadora de ebullición (e.g. [Browne & Ellis, 1970](#); [Browne, 1978, 1984](#); [Moore et al., 2008](#); [Moncada et al., 2012](#)) y su morfología se

En la zona argílica los fluidos corresponden, esencialmente, a aguas calentadas por vapor, las que producen una alteración pervasiva, ácida en la matriz y mineralogías que evidencian ebulliciones alternadas. La zona sub-propilítica es una zona transicional que marca una segmentación con la zona más profunda.

En cuanto a la zona propilítica, la ocurrencia de wairakita indica temperaturas por sobre los 220°C (Reyes, 1998). Algunos estudios (Moore et al. 2004, 2008; Moore, 2009) sugieren que su depositación se debe a la infiltración profunda de fluidos bicarbonatados calentados por vapor y mezcla *in-situ* con fluidos del reservorio.

Por otro lado, es posible observar el crecimiento de prehnita post wairakita en ciertas vetillas, y prehnita post epidota en ciertas amígdalas. Relaciones similares han sido descritas en otros sistemas geotermales (e.g. Moore et al., 2004, 2008; Moore 2009).

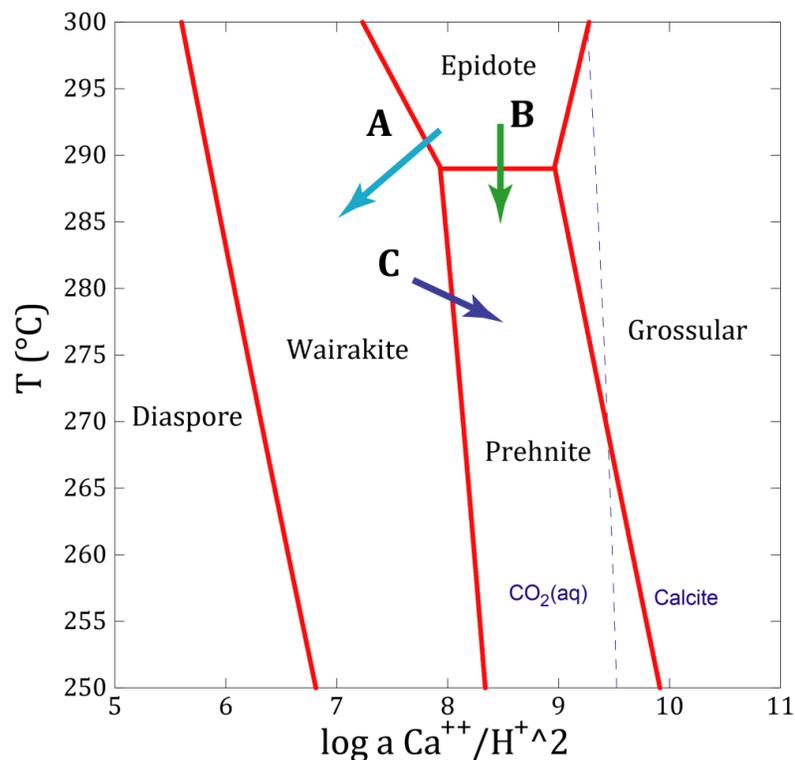


Fig. 19: Estabilidades minerales en el sistema Ca-Fe-Al-Si-H₂O-Cl, mostrando tres caminos hipotéticos de reacción. La línea punteada muestra la estabilidad de la calcita a $P(\text{CO}_2) = 0.001 \text{ MPa}$. Diagrama modificado de Moore et al., 2004, 2008.

En la Figura 19 se muestran tres caminos de reacción esquemáticos que pueden explicar las relaciones mineralógicas observadas. El camino “A” (celeste) muestra el efecto al disminuir el pH y la temperatura, dando lugar a la precipitación de wairakita luego de epidota. El camino “B” (verde) muestra que un simple descenso en la temperatura permite la formación de prehnita después de epidota. Por último, el camino “C” (morado) muestra que un aumento del pH y una disminución de la temperatura pueden generar prehnita después de wairakita. Sin embargo, bajo ciertos valores de pH bastaría solamente un incremento en la temperatura para generar esta relación mineral.

Para finalizar, se resumen las etapas evolutivas y la mineralogía correspondiente a cada zona de alteración en la Tabla 6.

Tabla 6: Resumen de las etapas evolutivas del SGT y de la mineralogía correspondiente a cada zona de alteración.

1°: Calentamiento y Ebullición
<ul style="list-style-type: none"> - Z. Arg: OxFe, Amph, Py, B. chal, (-CPy), - Z. Sub-Prop: B. chal, OxFe, (-Mag techo, -Py base) - Z. Prop: Py, B.chal, Qz M
2°: Formación de fluidos ácidos reactivos y carbonatados calentados por vapor
<ul style="list-style-type: none"> - Z. Arg: Arcillas (chl/sme?), Ceo, (-Cal) - Z. Sub-Prop: Arcillas (chl/sme?) - Z. Prop: Ep, (-Chl)
3°: Ebullición y despresurización
<ul style="list-style-type: none"> - Z. Arg: Cal bladed, B.chal, (-Qz M) - Z. Sub-Prop: Cal, Qz M, (- Cal synK base, - Cal bladed techo, - Amph) - Z. Prop: Cal bladed, Qz Plumoso, Chal (-Cal synK techo, -Qz M a Eu)
4°: Posterior a pérdida de CO₂
<ul style="list-style-type: none"> - Z. Arg: Qz Eu (-Amph) - Z. Sub-Prop: Cal, Qz Eu, (-Ceo, -Prh base) - Z. Prop: Wrk, Prh (-Qz)

4.5.2 Comparación con modelo de Moore, 2009

Las etapas evolutivas propuestas en esta investigación no difieren en gran medida y no representan mayor contradicción con las expuestas en el trabajo de Joseph Moore (2009).

La primera y segunda etapa de Moore (2009): calentamiento inicial y ebullición generalizada, respectivamente; son resumidas en la primera etapa del presente trabajo: calentamiento y ebullición. Ambos modelos concuerdan en que la ocurrencia de distintos polimorfos de sílice se debe a una ebullición generalizada dadas las texturas indicativas de este proceso, así como brechizaciones y los altos grados de sobresaturación en sílice necesarios para precipitar sílice amorfa y calcedonia a lo largo de todo el sondaje. También, existe consenso en que uno de los procesos atribuibles a la ebullición puede ser el colapso de un domo o ladera del volcán, a pesar de no tener evidencias geológicas concretas.

Por otra parte, Moore (2009) explicita que la depositación de arcillas y epidota sucede en la primera etapa, simplemente, a partir de un calentamiento inicial mientras que, en esta investigación, se propone que ocurren post ebullición en una segunda etapa que consiste en la formación de fluidos reactivos ácidos y carbonatados calentados por vapor.

Las paragénesis iniciales, sobre todo en las dos zonas más superficiales (e.g. Fig. 14), pueden llevar a confusión debido a las complejas texturas de brechización entre polimorfos de sílice, arcillas y óxidos de Fe presentes en los bordes de las vetillas, por lo que podrían ser un factor de error. Sin embargo, en la zona más profunda del pozo (e.g. Fig. 15), éstas son claras e indicativas que el proceso de ebullición es previo a la depositación de epidota y clorita.

En base a que las arcillas necesitan de un ambiente reactivo para su formación promovido, por ejemplo, por la condensación de vapores magmáticos en los niveles superiores, es que se propone que la ocurrencia de arcillas es posterior a la ebullición generalizada. Además, a partir de esta segunda etapa ocurre una segmentación en el sistema, evidenciada por la precipitación de epidota en profundidad, proceso que afirmaría un continuo aumento de la temperatura en la zona más profunda del pozo, consistente con lo propuesto en Moore (2009).

La tercera etapa, propuesta en esta investigación, consiste en una nueva ebullición y consecuente despresurización del sistema, evidenciada por nuevas brechizaciones, precipitación de calcita con textura *bladed* y menores polimorfos de sílice, también, con texturas indicativas que comprueban este proceso. Por su parte, en Moore (2009) la ocurrencia de calcita con textura *bladed* se asigna a la segunda etapa, la única de ebullición y despresurización.

Esta aparente contradicción se puede explicar debido a que los procesos descritos, anteriormente, pueden ocurrir en escalas de tiempo geológico muy cortas que permitan generar un continuo entre la formación de arcillas y ebulliciones sucesivas. No obstante, se identificaron brechizaciones con distintas temporalidades, las que insinúan por lo menos dos episodios separables de ebullición.

La tercera etapa de Moore (2009) y la última de este trabajo son, esencialmente, las mismas. En ambas se sugiere que aguas calentadas por vapor percolan en profundidad, mezclándose *in situ* con los fluidos del reservorio, resultando en la precipitación de wairakita. Además, es de común acuerdo que este proceso produciría un enfriamiento favoreciendo la precipitación de prehnita post epidota (e.g. Fig. 12).

Por otro lado, el relleno final de amígdalas con calcita, descrito en la tercera etapa de Moore (2009) y aludiendo a la infiltración de fluidos bicarbonatados, se traslapa con la anterior de este trabajo (3ª), donde una de las explicaciones de la ocurrencia de calcita es debido al proceso recién descrito.

La única diferencia en estas etapas es la presencia de prehnita post wairakita o viceversa. Según lo descrito en Moore (2009), se observó wairakita antecediendo prehnita a los 948 m, observación idéntica a la realizada en esta investigación a los 947 m (corte MF36v, Fig. 15). Sin embargo, este autor también identificó una generación más joven de wairakita, encapsulando cuarzo, epidota y prehnita, demostrando que fue el último mineral en precipitar. Esta última aseveración no fue observada en el presente trabajo, por lo que debería ser corroborada en futuros análisis paragenéticos.

Los procesos relacionados a la precipitación de una generación tardía de wairakita se atribuyen a una disminución del pH causada, por ejemplo, por la mezcla entre fluidos bicarbonatados superficiales y los del reservorio (Moore, 2009) (camino inverso del proceso C descrito en la Figura 19). La alternancia en la precipitación de este mineral se puede explicar debido a la percolación de diferentes pulsos de fluidos bicarbonatados calentados por vapor, y consecutivo enfriamiento/calentamiento al mezclarse con los del reservorio.

La última etapa de Moore (2009) consiste en un aumento de la temperatura registrado mediante inclusiones fluidas, atrapadas en calcita en profundidades intermedias junto con cuarzo y prehnita cercanos a la base del pozo. Este nuevo calentamiento se insinúa en la última etapa de esta investigación, dadas las texturas de ebullición tardía presentes en algunos cortes de las zonas someras (e.g. MF3v).

Para finalizar, ambos modelos proponen una evolución bastante similar con leves traslapes temporales, validando los procesos mencionados y sugiriendo que la mineralogía descrita en la base del pozo evidencia haber penetrado la parte superior del reservorio. Una de las mayores diferencias entre ambos trabajos es que en el presente se plantea, explícitamente, una segmentación de los procesos que en Moore (2009) no es mencionada.

Se recomienda verificar ciertas relaciones paragenéticas (e.g. wairakita tardía) y realizar dataciones en sílice/calcita para poder acotar la temporalidad de los procesos y, de esta manera, hilar aún más fino en la evolución del SGT.

4.5.3 Relación de la Alteración Hidrotermal con los Datos Estructurales

De manera anexa a esta investigación, se realizó un mapeo estructural de detalle (1:50) de las microestructuras del sondaje Tol-1 (Pérez-Flores et al., 2012) y luego, una re-orientación de éstas mediante métodos paleomagnéticos, las que muestran ejes de deformación compatibles con el campo de stress regional propuesto en la zona (σ_{\max} N238E) (Pérez-Flores et al., 2013).

La idea de esta sección es complementar estos análisis con los datos estructurales y de alteración hidrotermal del presente trabajo.

Las tres zonas definidas para la alteración hidrotermal poseen una estrecha correlación con tres dominios estructurales, limitados por zonas de falla y con comportamientos reológicos y de transferencia de calor distintos (Sánchez et al., 2013b, 2013c).

Cabe notar que, a lo largo de todo el sondaje, los clastos brechizados tanto de las brechas como de vetas-brechas (ya sea de roca caja o mineral) presentan bordes angulosos formando morfologías tipo mosaico. Esta observación sugiere poco transporte de los clastos y una brechización *in situ*, acorde a las características descritas para brechas generadas mediante el mecanismo bomba de succión en las partes someras de la corteza (<4 km) (Sibson et al., 1975; Woodcock et al., 2007).

A continuación se presenta un esquema que resume las principales características estructurales y de alteración hidrotermal de este trabajo (derecha, en rojo) junto con los resultados descritos en Pérez-Flores et al., (2012) y Sánchez et al., (2013b, 2013c)⁶ (izquierda, en verde).

⁶ Ver Fig. 9 en capítulo 3.2.1 para complementar.

❖ Dominio 1: 0-300 m

- Alta frecuencia de fracturas con espacios abiertos.
- Fallas normales y vetas de alto ángulo.
- Ausencia de fracturas de cizalle.
- Zona cataclástica en la base.
- Acuífero somero calentado por vapor
- dT/dz : flujo de fluido lateral

- **Alteración argílica: oxFe y arcillas (sme, -chl/sme).**
- **Bordes sinuosos.**
- **Brechización mineral y roca caja.**
- Microestructuras de alto ángulo y con espacios abiertos:
 - Vetas y vetas-brechas: 63-80°.
 - Vetas-fallas: sub-verticales.

❖ Dominio 2: 300-670 m

- Predominio de fracturas de cizalle.
- Muy baja frecuencia de vetas.
- Estructuras de bajo ángulo ($\leq 35^\circ$)
- dT/dz : régimen de transferencia de calor por conducción.

- **Alteración sub-propilítica: arcillas pervasivas (chl/sme, -sme techo).**
- **Bordes sinuosos.**
- **Brechización sólo mineral.**
- Predominio de vetas-fallas y vetas-brechas por sobre vetas con simple relleno mineral.
- Vetas y vetas-brechas de alto ángulo y con espacios abiertos: 40-90°.
- Vetas-fallas de bajo ángulo: 20-53°.
- Ausencia de brechas.

❖ Dominio 3: 690-1073 m

- Muy baja densidad de fracturas de cizalle.
- Predominio de vetas sub-verticales y con espacios abiertos.
- dT/dz : tendencia hacia un régimen isothermal.

- **Alteración propilítica: epidota y chl.**
- **Bordes rectos bajo los 910 m.**
- **Brechización sólo roca caja.**
- Baja densidad de fallas.
- Fallas de bajo ángulo: 20°.
- Vetas y vetas-fallas de alto ángulo: 57-90°.
- Brechas y vetas-brechas (alto ángulo) con espacios abiertos.

Se resaltaron, en “negrita”, los aportes novedosos detallados en la presente investigación, mientras que las demás observaciones corroboran los resultados de los trabajos previos.

Cabe enfatizar, nuevamente, que las zonas de alteración hidrotermal poseen una correlación extraordinaria con los dominios estructurales, sugiriendo que las dos zonas de falla, que separan estos dominios, podrían estar ejerciendo un control de primer orden en la segmentación, ya sea permitiendo/inhibiendo el flujo de fluidos o subestimando/sobrestimando la potencia de las zonas debido a un desplazamiento de los bloques.

Finalmente, cabe referirse al control que ejerce la disposición espacial (orientación) de las microestructuras en la alteración hidrotermal. Según lo observado y analizado, todas presentan relleno, en mayor o menor medida, de cuarzo y calcita. Por lo tanto, la orientación no influye directamente en la mineralogía que rellena el conducto hidrotermal, sino más bien, en su capacidad de crear conductos permeables que permitan la circulación de fluido. Las orientaciones de vetas y fallas muestran ejes de deformación compatibles con el campo de

stress regional propuesto en la zona (σ_{\max} N238E) (Pérez-Flores et al., 2013), lo que promovería la circulación vertical y generación de fracturas extensionales (Sibson, 1996).

En consecuencia, la pregunta que surge es bajo qué condiciones la alteración hidrotermal es capaz de inhibir la generación de nueva permeabilidad. La precipitación de cuarzo y calcita en los conductos hidrotermales del SGT mantendría el comportamiento frágil y, por tanto, aumentaría la permeabilidad, demostrado por las texturas alternadas de apertura y sellamiento (*crack-seal*) y brechización en las vetas. Estos minerales mantienen la fuerza de fricción de las fracturas e intensifican su cohesión (Davatzes & Hickman, 2010).

Por otra parte, las vetas con generación de brechas de la zona intermedia presentan únicamente brechización del tipo mineral al interior de la veta. Esta observación posee profundas implicancias. La brechización interior se puede explicar por la presencia de cuarzo y calcita y su tendencia al fracturamiento. Sin embargo, la matriz de las rocas que componen esta zona está intensa y extensivamente alterada a arcillas (chl/sme y sme en el techo): filosilicatos con bajos coeficientes de fricción, los que tienden a fluir ante un determinado esfuerzo, minimizando la dilatación de fracturas, favoreciendo el cizalle y promoviendo el comportamiento dúctil (Davatzes & Hickman, 2010; Fetterman & Davatzes, 2011). Esto explicaría el hecho de que no exista brechización de la roca caja. Así, esta zona actuaría en desmedro de la generación de nueva permeabilidad.

4.5.4 Capa sello

En base al estudio de la mineralogía de alteración y a la estrecha relación con los datos estructurales, se propone que la zona intermedia de alteración sub-propilítica (dominio estructural 2) actuaría como una capa sello en el SGT, manteniendo altas temperaturas en profundidad.

Las evidencias concretas que respaldarían esta afirmación se resumen a continuación:

- ✓ alteración pervasiva de arcillas (chl/sme y –sme techo) en la matriz de esta zona,

- ✓ propiedades dúctiles y la tendencia al cizalle de los filosilicatos, evidenciada por la preponderancia de fallas de bajo ángulo vs. vetas del logueo estructural,
- ✓ brechización únicamente del tipo mineral (interna) en las microestructuras,
- ✓ régimen de transferencia de calor conductivo.

Más aún, la aparición de epidota en la zona propilítica (dominio 3 estructural) y el relleno de cuarzo y calcita de sus vetas, promovería la generación de fracturas dado su comportamiento frágil, evidenciado en las texturas minerales y densidad de vetas vs. fallas en el logueo estructural, constituyendo la parte superior del reservorio de alta permeabilidad.

A pesar de que los argumentos de la capa sello recién mencionados son sugerentes, no concuerdan plenamente con las características típicas descritas en los modelos clásicos (e.g. [Cumming et al., 2000](#); [Ussher et al., 2000](#); [Cumming, 2009](#); ver capítulo 4.2.3). Estos proponen que la capa sello se desarrolla en zonas de alteración argílica, dominadas por arcillas con muy alta capacidad de intercambio catiónico, lo que las hace altamente conductivas (e.g. esmectitas), entre los rangos de temperaturas donde estos minerales son estables (70-220°C).

El perfil de resistividad del SGT (Fig. 9, capítulo 3.2.1) muestra una compleja y extensa zona de alta conductividad (colores rojos, naranjas) interrumpida, ocasionalmente, por zonas más resistivas interpretadas como un acuífero colgado y zonas de *upflow* dominadas por vapor ([Melosh et al., 2010, 2012](#)). Alrededor de los 400 m, se distingue una transición abrupta y subhorizontal entre zonas de baja y alta resistividad, sugiriendo la aparición de filosilicatos menos conductivos como la clorita por debajo de esa profundidad.

Estas interpretaciones geofísicas no se correlacionan completamente con los análisis preliminares XRD de Moore (2009), ya que la aparición de clorita en los interestratificados ocurre a los 300 m y como fase pura a los 670 m. Sin embargo, sí coincide con la desaparición abrupta de esmectita como fase pura a los 415 m de profundidad, pudiendo ser ésta una explicación plausible para el contraste entre las resistividades del perfil.

En ningún caso se descarta que el conductor corresponda, en gran parte, a una zona de alteración argílica superficial dominada por esmectita, ni tampoco se refuta que esta arcilla posea un carácter impermeable inherente a sus propiedades. No obstante, las observaciones estructurales hacen que estas condiciones sean insuficientes para la conformación de una capa sello, evidenciado en la ausencia de fracturas de cizalle y alta frecuencia de fracturas con espacios abiertos y de alto ángulo que promoverían la circulación de fluido, aun cuando la zona 1 está dominada por esmectita. También, la presencia de un acuífero somero calentado por vapor podría influir en que este nivel no sea completamente impermeable, aunque se carece de información necesaria para afirmarlo.

Por otro lado, estudios realizados por Davatzes & Hickman (2009) muestran que un contenido muy alto de arcillas también tiende a inhibir la creación de nueva permeabilidad vía fracturamiento, incluso no siendo esmectitas. Por lo tanto, un alto contenido de arcillas, por ejemplo, del tipo clorita-esmectita sí pueden ser impermeables, a pesar de ser más resistivas que la esmectita y por tanto, subvaloradas en la interpretación geofísica.

Estos argumentos, junto con la alta densidad de fracturas de cizalle y el régimen conductivo para la transferencia de calor, refuerzan lo propuesto en esta investigación en cuanto a que el nivel intermedio actuaría como capa sello del sistema, considerándose anómala respecto a lo planteado en los modelos clásicos y a lo interpretado, mediante geofísica, en otros sistemas geotermales de Chile (e.g. [Arcos et al., 2011](#): Pampa Lirima; [Clavero et al., 2011](#): Tinguiririca; [Hickson et al., 2011](#): Mariposa; [Reyes et al., 2011](#): Irruputuncu y Olca; [Urzúa et al., 2002](#): Apacheta). Sin embargo, se ha documentado una capa sello inusual de mayor resistividad (>10 ohm·m) en el prospecto geotermal La Torta, asociada a arcillas de mayores resistividades (anhidrita) ([Cumming et al., 2002](#)).

Asumiendo que el nivel intermedio sí actúa como un nivel impermeable, la definición clásica de una capa sello, únicamente, en base a sus cualidades mineralógicas (i.e. alteración argílica-esmectita) es insuficiente y no concluyente. Al parecer, las características estructurales también ejercerían un rol preponderante y fundamental en el desarrollo del nivel sello

demostrando que una combinación particular entre la alteración hidrotermal y las estructuras sí puede tener el carácter impermeable que se sugiere en este trabajo.

Sin embargo, no es claro si es la alteración hidrotermal quien promueve un determinado comportamiento estructural o viceversa, haciendo una analogía con el clásico dilema de causalidad y dejando una pregunta abierta: ¿qué fue primero, el huevo o la gallina/ fracturamiento-fallamiento o alteración hidrotermal?

4.5.5 Limitaciones

La primera limitación del presente trabajo es no contar con análisis específicos (e.g. XRD) de las arcillas y ceolitas, minerales sensibles a la temperatura. Esto hubiera sido de gran utilidad para una definición más rigurosa de las zonas de alteración así como para caracterizar en detalle el tipo de arcillas que componen la capa sello, así como las variaciones en el porcentaje de esmectita en los interestratificados al aumentar la profundidad y temperatura.

Por ejemplo, se ha documentado en otros sistemas geotermales que la proporción y naturaleza de los filosilicatos máficos es dependiente de la litología primaria y cinética de reacción más que de la temperatura en el proceso de alteración ([Droguett et al., 2012](#)).

Además, se carece de información en profundidades clave (300-670 m) disponiendo de sólo 3 análisis de los 30 totales en este intervalo (299 m - 415,83 m - 468,67 m).

Respecto a las ceolitas, con su identificación se podrían determinar variaciones en la fugacidad de CO₂ del fluido y acotar de mejor manera los rangos de presión y temperatura de su precipitación.

En cuanto a la definición de las etapas evolutivas del sistema, la utilización de un único sondaje hace que éstas sean un tanto sesgadas. A pesar de que se dispuso de información parcial del sondaje Tol-2, lo recomendable sería realizar el mismo ejercicio con mayor cantidad de pozos, localizados en distintas partes del sistema, para así construir un modelo que integre información ampliamente distribuida.

4.5.6 Síntesis Alteración Hidrotermal y Datos Estructurales

Los resultados de este estudio sugieren que el SGT ha sido afectado, por lo menos, por 4 etapas evolutivas bien diferenciadas: (1) calentamiento y ebullición, (2) formación de fluidos ácidos reactivos calentados por vapor y ricos en carbonato, (3) ebullición y despresurización, (4) posterior a pérdida de CO₂. Sin embargo, existen observaciones mineralógicas que sugieren una segmentación de los procesos, sobre todo en la zona más profunda del pozo.

Las diferencias entre el presente modelo y el propuesto por Moore (2009) radican, esencialmente, en la temporalidad de ciertos procesos, a pesar de que ambos coinciden en la validez de estos.

Se reconocieron tres zonas de alteración hidrotermal; una zona superficial de alteración argílica (0-300 m), caracterizada por arcillas (sme, -chl/sme) y óxidos de Fe; una intermedia de alteración sub-propilítica (320-670 m), dominada por una extensiva e intensa presencia de arcillas del tipo chl/sme (sme en el techo), y una profunda de alteración propilítica (670-1073 m), representada por la ocurrencia de epidota y clorita.

La alteración hidrotermal muestra una estrecha correlación con los dominios estructurales, evidenciando una segmentación química y estructural del sistema, apuntando a que la zona intermedia (sub-propilítica), actuaría como una capa sello y la inferior (zona propilítica); como la parte superior permeable del reservorio.

La proposición de que la zona intermedia, dominada por interestratificados del tipo chl/sme, por fracturas de cizalle y un régimen conductivo, corresponde a la capa sello del sistema es rupturista con los modelos clásicos que plantean, únicamente, un rasgo mineralógico como lo esencial para la formación de este nivel (i.e. presencia de esmectita). Esto insinúa que las características estructurales del SGT ejercen un rol preponderante y de primer orden en el proceso, siendo un factor fundamental a considerar en futuras exploraciones.

5. MODELACIÓN GEOQUÍMICA

5.1 Introducción

En esta sección se exponen los resultados de la modelación geoquímica. En primer lugar, se presentan diagramas de actividad-actividad, útiles al momento de representar equilibrio fluido-mineral en sistemas idealizados dominados por roca (*rock-dominated*). Finalmente se muestran modelos *flush* de interacción fluido-roca, cuyo objetivo es comprender los probables cambios mineralógicos que produce la circulación de un fluido a través de litologías representativas del SGT. Así se podrá evaluar la influencia de éstas versus la temperatura y composición del fluido en la alteración hidrotermal y contrastar la mineralogía esperable según el modelo y la observada mediante petrografía.

5.2 Metodología

Diagramas actividad-actividad y modelos de interacción fluido-roca

Para los diagramas de actividad-actividad, modelaciones fluido-roca y cálculos de actividades de especies acuosas, a las temperaturas requeridas, se utilizaron los códigos Act2 y React del programa Geochemist's Workbench (GWB), respectivamente, y la base termodinámica que viene por defecto con el programa (Bethke, 2008).

En cuanto a los diagramas y modelaciones, se utilizó la química de fluidos tipo Tolhuaca (Mighty River Power Chile, comunicación personal). Estos corresponden a aguas cloruradas con altas razones B/Cl, características típicas de fluidos bien equilibrados y asociados al SFLA. Las altas concentraciones de B reflejarían transferencia de masa de cámaras magmáticas corticales someras, propicias a formarse en este sistema de falla (Sánchez et al., 2013a).

Complementariamente, para los modelos de interacción fluido-roca, se utilizó la mezcla de un condensado magmático con agua pura en razón de 1:10 (ver química en Reed, 1997) para simular aguas calentadas por vapor.

Los diagramas de la última sección fueron realizados con modelos *flush* para litologías representativas que componen el SGT. Para ello se empleó la química de la Unidad Tolhuaca Fisural 1 (lavas de composición andesítico-basáltica), Fm. Malleco (depósitos volcano-sedimentarios), Intrusivos Hipabisales, obtenidas de Moreno et al. (2012).

En estos modelos (*flush*) (Fig. 20), el volumen de poros de una roca es reemplazado reiteradamente con un fluido fresco o sin reaccionar, desplazando al existente y luego equilibrándose con ésta asumiendo equilibrio local.

De esta manera, los modelos *flush* pueden simular el flujo de grandes masas de fluido a través de pequeñas masas de roca, pudiendo apreciar los cambios mineralógicos que ocurren en ésta y acercándose de forma más realista a una interacción fluido-roca, por ejemplo en un conducto hidrotermal (Mark et al., 2005).

Se privilegió el modelo *flush* por sobre otros (titulación⁷ o *flow-through*⁸) debido a que éste se centra en los cambios mineralógicos que afectan a una determinada masa de roca, a medida que se hace circular un fluido. En otras palabras, se enfoca en la evolución de la roca y no del paquete de fluidos que circula a través de ésta (caso *flow-through*). En consecuencia, una aplicación útil es visualizar y contrastar la mineralogía esperable, en distintos escenarios geológicos, con la observada en las descripciones petrográficas. Más aún, variando las razones fluido-roca del modelo, es posible reflejar la mineralogía presente en el centro y halo de una vetilla (alta f/r y baja f/r, respectivamente).

⁷ Tipo de modelo en donde se añade, gradualmente, un reactante al sistema a lo largo del camino de reacción, disolviéndose irreversiblemente. Este proceso puede causar que ciertos minerales se saturen y precipiten o que minerales ya presentes en el sistema se disuelvan, evolucionando hasta que el fluido alcanza la saturación con el reactante o éste se agota.

⁸ Similar a la titulación con la diferencia que toda masa mineral, presente al término de cada paso de la reacción, es aislada del sistema para evitar que ésta vuelva a reaccionar. Se puede hacer un símil con una cristalización fraccionada y es útil para visualizar los cambios que afectan a un paquete de fluido a medida que circula a través de una roca.

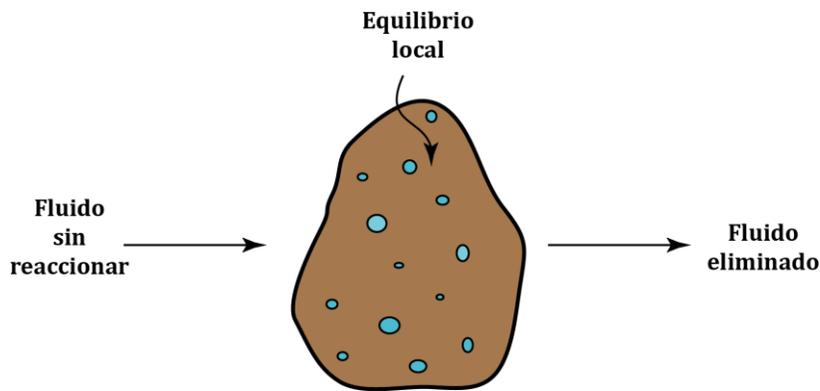


Fig. 20: Ilustración esquemática de un modelo *flush*. En estos, un fluido sin reaccionar desplaza reiteradamente al existente en el sistema (roca+fluido de poros) eliminando la misma masa de fluido que ingresó.

5.3 Diagramas Actividad-Actividad

5.3.1 Generalidades

Los diagramas de actividad son herramientas muy útiles para resumir la relación entre minerales hidrotermales y los fluidos (Browne, 1984). Estos permiten realizar análisis gráficos de estabildades minerales a distintas temperaturas y así compararlas con la composición del fluido.

Las reacciones que ocurren durante la interacción fluido-roca, frecuentemente, ejercen un efecto *buffer* en la composición química de los fluidos, restringiéndola a condiciones de equilibrio parcial y/o local. En consecuencia, los diagramas de actividad son útiles para representar equilibrio fluido-mineral y para predecir transferencias de masa en sistemas donde los fluidos se mueven lentamente y sus composiciones están gobernadas por reacciones que involucran minerales dependientes de la temperatura (i.e. sistemas dominados por roca) (Browne and Ellis, 1970; Giggenbach, 1997; Simmons y Browne, 2000).

Estos diagramas de equilibrio mineral representan una situación idealizada de un miembro extremo como lo son los sistemas dominados por roca; sistemas más bien isoquímicos o con muy bajas razones fluido-roca. Sin embargo, proveen una base conveniente en la cual examinar variaciones de asociaciones minerales con respecto a la profundidad y condiciones del fluido.

5.3.2 Resultados y Discusiones

En la Figura 21 se muestran algunos diagramas de actividad-actividad a temperaturas de 220°C-250°C-290°C, para diferentes componentes (para complementar, Ver Anexo B). En estos diagramas, los campos de estabilidad mineral limitan entre sí por líneas de equilibrio.

En particular, los diagramas A, B, y C de la Figura 21, son ampliamente utilizados por diversos autores para representar equilibrio fluido-mineral (e.g. [Browne y Ellis, 1970](#); [Browne, 1978](#); [Browne, 1984](#); [Inoue, A., 1995](#); [Simmons y Browne, 2000](#); [Druschel y Rosenberg, 2001](#); [Bignall et al., 2004](#); [Echavarría, 2004](#); [Simmons, 2013](#); [Sánchez et al., 2013a](#)).

A temperaturas aproximadas al techo del reservorio (290°C), los diagramas sugieren que los fluidos tipo Tolhuaca están en equilibrio con albita, feldespato-K (probablemente adularia), cuarzo, epidota, clorita, biotita y menor mica-K (illita⁹).

Notar que la mineralogía de equilibrio que arroja la modelación, a los 290°C, se acerca bastante a la observada en los últimos metros del pozo Tol-1, exceptuando la ocurrencia de adularia y biotita. Sin embargo, el primer mineral ha sido documentado en el sondaje Tol-2 ([Moore y Jones, 2010](#)), en cambio el segundo; puede ser atribuido a procesos más profundos que el programa no logra discriminar con la realidad.

Por otra parte, cambios en la temperatura del fluido producen variaciones en la posición de las líneas de equilibrio de los campos de estabilidad mineral; por lo que una asociación estable a una temperatura y composición del fluido dada, puede ser inestable a mayores o menores temperaturas. Así, un enfriamiento, por ejemplo, hasta los 220°C, conduciría a que las asociaciones estables fueran mica-K (illita), mica-Na, kaolinita, cuarzo y clorita (ver anexo B para complementar).

Esta observación confirmaría que la temperatura es uno de los principales factores que controlan las reacciones de equilibrio en la alteración hidrotermal presente en el SGT.

⁹ Se asume que el campo de estabilidad de la illita, mineral de arcilla composicionalmente variable, cae cercano al campo de la moscovita. El programa sólo representa miembros extremos y no soluciones sólidas ni minerales interestratificados.

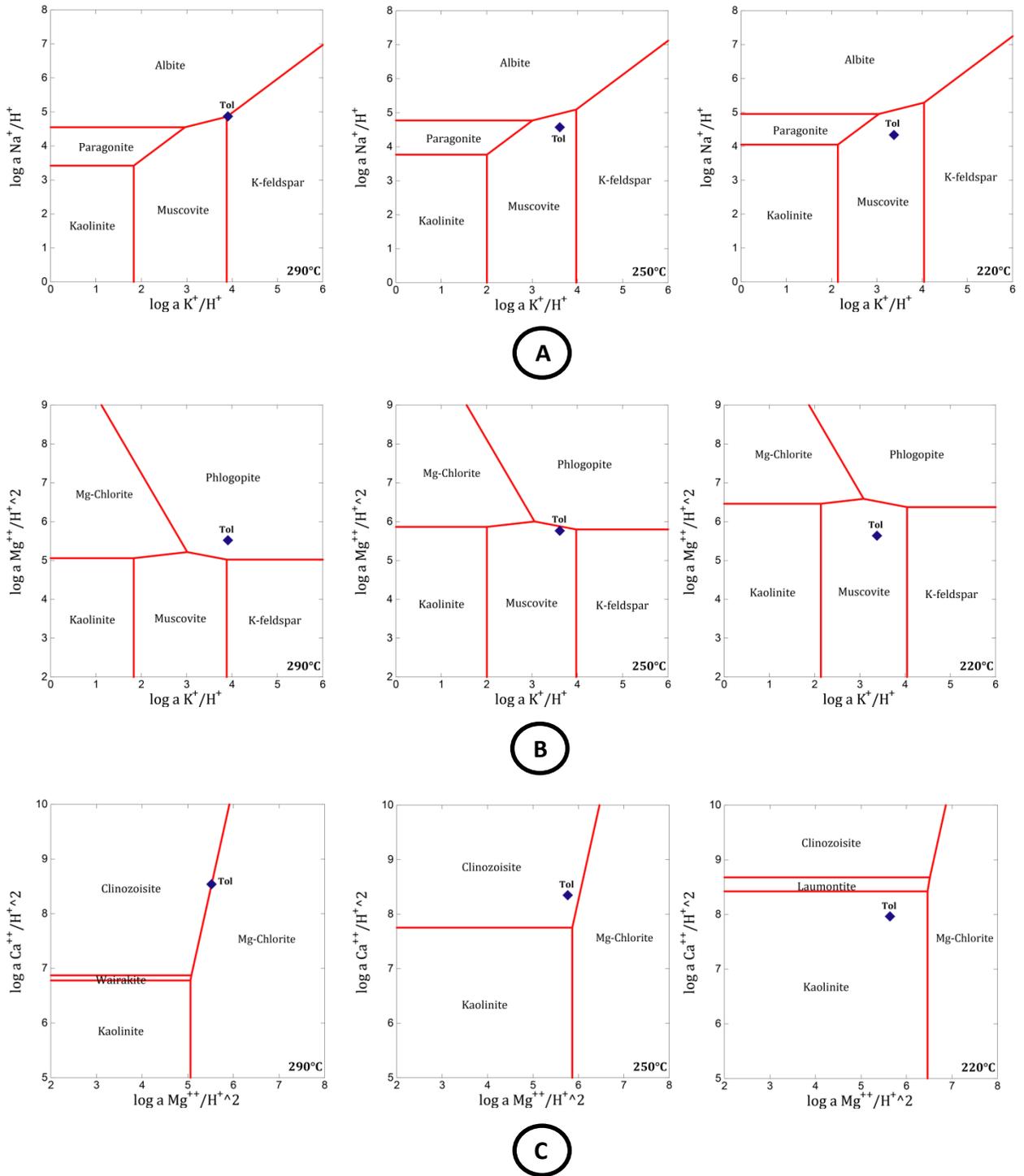


Fig. 21: Diagramas de actividad-actividad en equilibrio con cuarzo, a temperaturas de 290°C-250°C-220°C, mostrando los campos de estabilidad de aluminosilicatos representativos en los sistemas A: Na₂O-K₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O, B: MgO-K₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O, C: CaO-MgO-SiO₂-Al₂O₃-H₂O.

5.4 Modelos de Interacción Fluido-Roca

5.4.1 Generalidades

Los modelos numéricos de caminos de reacción (*reaction path*) se basan en el cálculo simultáneo de equilibrios fluido-mineral involucrando gran cantidad de fases y reacciones en respuesta a procesos específicos seguidos por el camino de reacción (e.g. interacción fluido-roca, ebullición, mezcla de fluidos, enfriamiento). Estos cálculos son simulados numéricamente, por lo que los cambios teóricos en la composición del fluido, transferencia de masa y paragénesis mineral, a lo largo de un camino de reacción bien definido, pueden ser cuantificados con precisión (Reed, 1997; Simmons y Browne, 2000). Sin embargo, estos modelos entregan únicamente un resultado cualitativo, los que no reflejan por completo la complejidad de la realidad.

Este enfoque es útil cuando la química del fluido es controlada por procesos físicos. Así, en estos sistemas dominados por fluido, los minerales hidrotermales que precipitan a partir de un fluido son producto de los procesos que los afectan.

Existen numerosas publicaciones donde se desarrollan, entre otros, modelos de interacción fluido-roca, los que han servido de base para este trabajo. Ejemplos de su utilización han sido presentados por: Reed, 1997; Gianelli et al., 1998; Gianelli y Grassi, 2001; Druschel y Rosenberg, 2001; Balangue, 2004; Mark et al., 2004; Sánchez et al., 2013a.

El objetivo de las modelaciones de esta sección es comprender los probables cambios mineralógicos que produce la circulación de un fluido a través de distintas litologías que componen el SGT y determinar el rol de la temperatura, composición química del fluido y litología en la alteración hidrotermal del SGT. Además, es útil para contrastar la mineralogía esperable según la modelación con la observada mediante la petrografía.

5.4.2 Resultados y Discusiones

En la Tabla 8 se expone la química de litologías representativas que componen el basamento y edificio del volcán Tolhuaca. Éstas corresponden a la Fm. Malleco (depósitos volcano-sedimentarios), Intrusivos Hipabisales y Unidad Tolhuaca Fisural 1 (lavas de composición andesítico-basáltica), respectivamente.

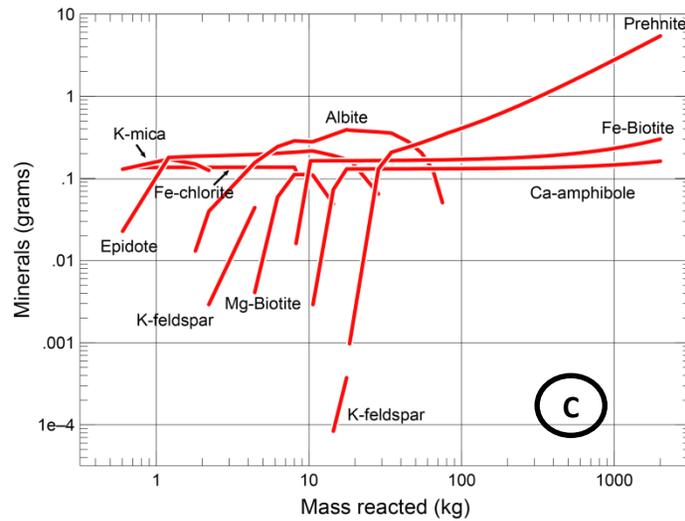
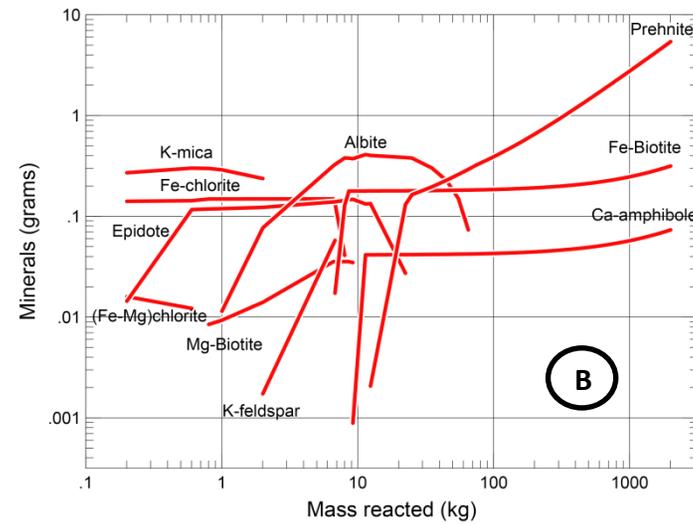
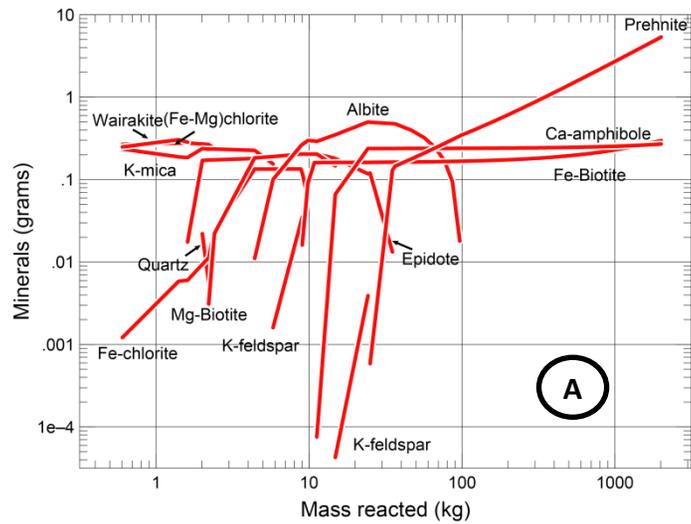
No se consideraron otras unidades del basamento (e.g. Cura-Mallín, Complejo Volcánico Vizcacha-Cumilao, Granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco) por la simple razón de que no se disponía de su química en detalle.

Tabla 7: Química de litologías representativas del basamento y edificio volcánico utilizadas para la modelación. Los datos corresponden a los análisis realizados por Moreno et al., 2012. Concentraciones en mg/kg.

Roca	SiO ₂	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
Tol. Fis. 1	540,5	5,875	91,031	63,368	1,084	37,272	57,105	23,665	8,358	0,873
Fm. Malleco	642,8	6,774	80,446	58,332	0,852	6,272	21,155	32,939	18,513	1,222
Intrusivo Hip.	591,2	6,954	86,956	55,605	1,084	19,721	40,166	29,526	16,603	1,484

La Figura 22 y 23 muestran la mineralogía esperable al hacer circular a 300°C el fluido tipo Tolhuaca a altas y bajas razones f/r, respectivamente; simulando una interacción fluido-roca en la zona profunda del pozo, cercana al reservorio. Por su parte, la Figura 24 refleja la interacción de aguas calentadas por vapor a 150°C, emulando una interacción en las zonas más someras del sistema.

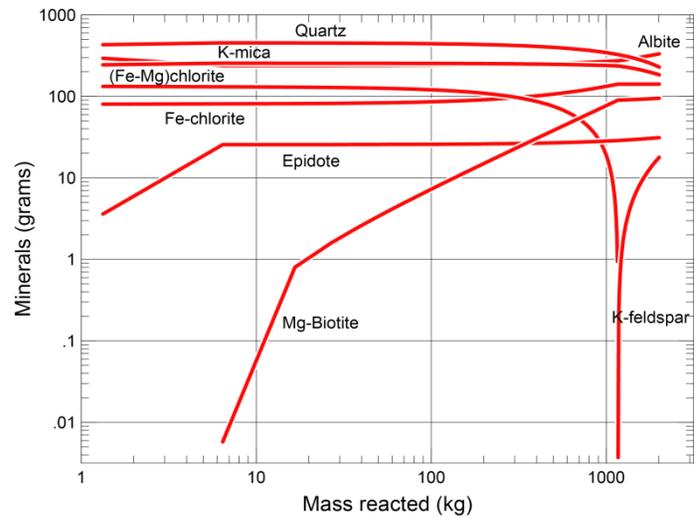
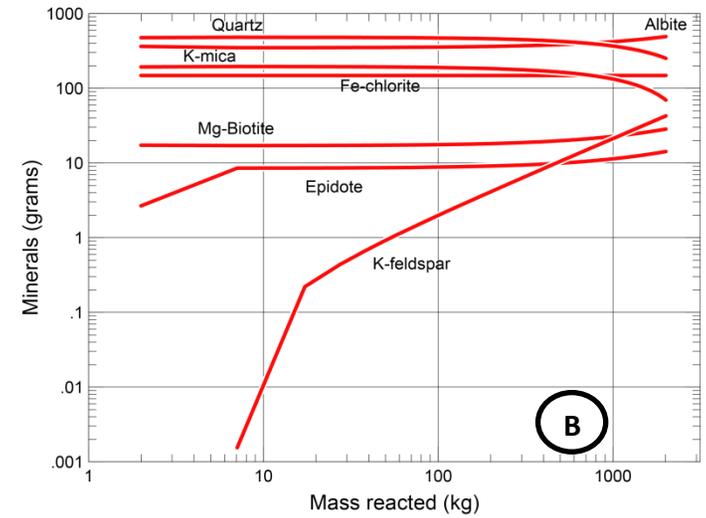
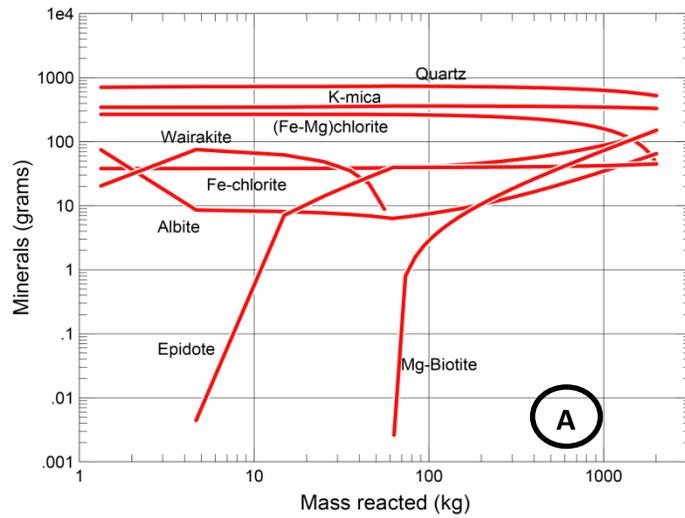
Notar que al aumentar la masa reactada (eje de las abscisas), la modelación geoquímica es equivalente a una evolución temporal en los distintos escenarios geológicos. Variaciones de estos estos se presentan en el Anexo B (interacción fluido tipo Tolhuaca a 300°C, bajas razones f/r y con calcedonia como fase estable; interacción fluido tipo Tolhuaca a 200°C y altas razones f/r).



Alta f/r

300°C

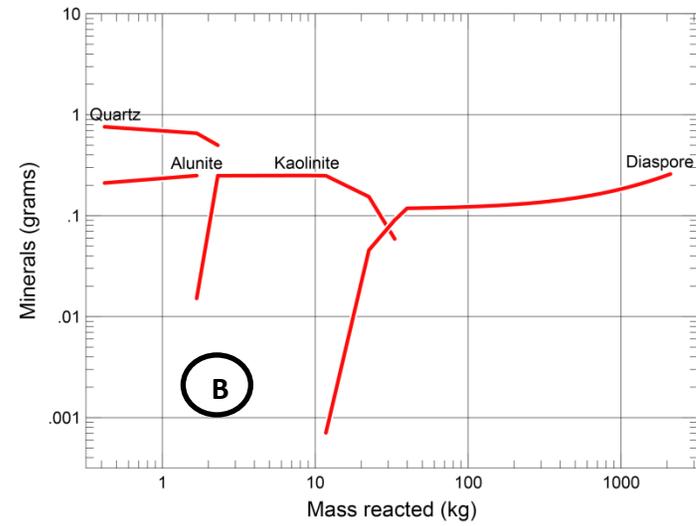
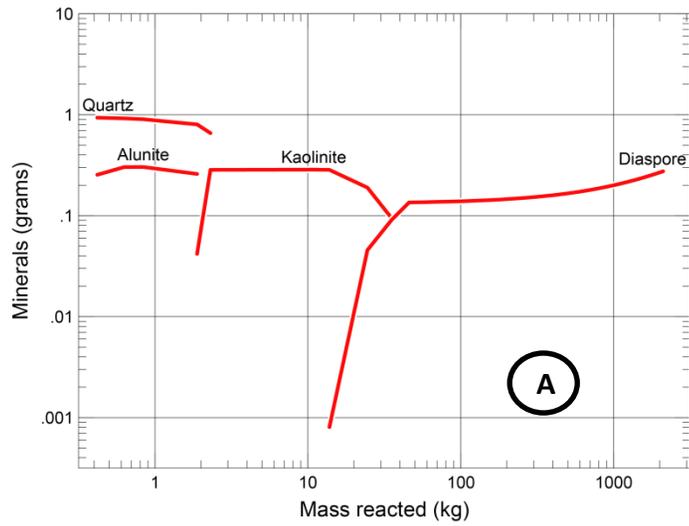
Fig. 22: Diagramas *flush*, a 300°C, resultantes de la interacción del fluido tipo Tolhuaca con la unidad Tol.Fis.1 (A), Fm. Malleco (B) e Intrusivo Hipabisal (C), a altas razones f/r.



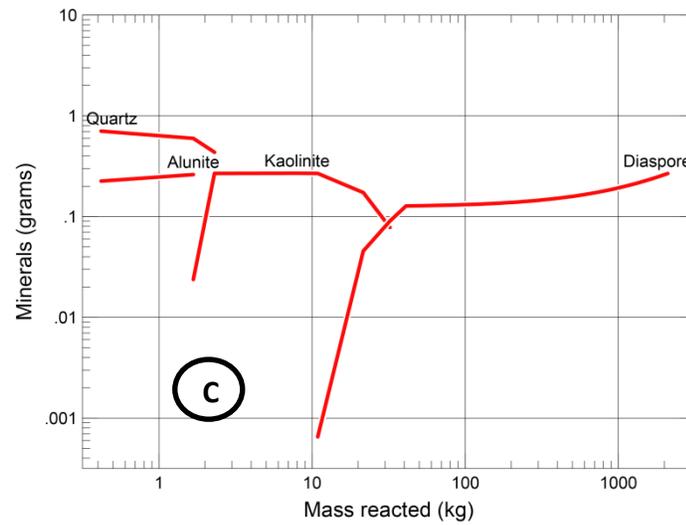
Baja f/r

300°C

Fig. 23: Diagramas *flush*, a 300°C, resultantes de la interacción del fluido tipo Tolhuaca con la unidad Tol.Fis.1 (A), Fm. Malleco (B) e Intrusivo Hipabisal (C), a bajas razones f/r.



Alta f/r



150°C

Fig. 24: Diagramas *flush*, a 150°C, resultantes de la interacción de aguas calentadas por vapor con la unidad Tol.Fis.1 (A), Fm. Malleco (B) e Intrusivo Hipabisal (C), a altas razones f/r.

De las figuras se desprende que la alteración hidrotermal es prácticamente insensible al tipo de litología, desarrollando mineralogías comunes tanto en las lavas que componen el edificio volcánico (Tol.Fis.1) como en el basamento (Fm.Malleco e Intrusivos Hipabisales).

A altas razones f/r y a 300°C (Fig. 22) la mineralogía consiste en clorita, mica-K (illita), biotita, albita, feldespato-K (adularia), epidota, prehnita, tremolita-actinolita y menor cuarzo y wairakita; mientras que a bajas razones f/r (Fig. 23) ésta se compone de cuarzo, mica-K (illita), clorita, albita, epidota, biotita y menor wairakita y feldespato-K (adularia).

La ocurrencia de actinolita-tremolita (Anfíbola-Ca), adularia (K-Feld) y de biotita en la Figura 22, minerales no observados en el sondaje Tol-1, pueden ser atribuidos a procesos más profundos que los registrados en el sondaje. De hecho, se ha documentado la presencia de actinolita y adularia (K-Feld) en el sondaje Tol-2 ([Moore y Jones, 2010](#))

Las variaciones mineralógicas observadas en las Figuras 22 y 23 son mínimas y se reflejan en la disponibilidad de elementos que aporta la roca en los momentos iniciales de la interacción, dando lugar, por ejemplo, a la precipitación de wairakita dado el alto contenido de Ca en las rocas de la Unidad Tolhuaca Fisural 1. A medida que aumenta la masa reactada, la mineralogía esperable es prácticamente idéntica para las tres litologías utilizadas.

Una situación similar ocurre en el caso de la interacción de aguas calentadas por vapor a 150°C (Fig. 24), desarrollando mineralogías típicas de ambientes ácidos (cuarzo, alunita, kaolinita, diásporo). Nuevamente, la influencia de la litología es baja, evidenciando que los factores preponderantes son la temperatura y composición del fluido.

No obstante, sería imprudente despreciar por completo el rol de la litología en la alteración dado que las características texturales y de porosidad primaria varían según sea ésta (e.g. lavas vs. tobas). Esto afectaría al tiempo de residencia de los fluidos y, en consecuencia, a lo que demora la alteración hidrotermal en sellar la porosidad inicial pudiendo producir posterior fracturamiento, una vez completada (permeabilidad secundaria).

Por ende, sí puede existir un control litológico: la roca caja influenciaría la alteración hidrotermal, principalmente, a través de un control de la permeabilidad debido a su textura y no de su química, como lo demuestra la modelación. Otros factores que pueden determinar la permeabilidad total de una roca son la generación de porosidad, mediante la disolución de minerales, y la longevidad de ésta (Fetterman & Davatzes, 2011).

En consecuencia, es preferible hablar de una independencia química y mineralógica de la litología presente en el SGT en la alteración hidrotermal más que de la litología *sensu stricto*. Conclusiones similares en cuanto al rol ésta han sido reportadas por Browne (1978, 1984) y Henley & Ellis (1983).

Dado que la influencia química de la litología, en el SGT, es menor en la alteración hidrotermal y a las similitudes composicionales con éstas, se puede extrapolar que las mineralogías esperables al hacer circular los fluidos a través de la Fm. Cura-Mallín, Complejo Vizcacha-Cumilao e Intrusivos de Grupo Plutónico Melipecuo, serán, esencialmente, las mismas que las obtenidas en las modelaciones de este trabajo.

De forma complementaria, los modelos de las Figuras 22 y 23 pueden ser utilizados para representar, de manera idealizada, la distribución de la mineralogía en el centro y halo de una vetilla, caracterizados por un ambiente de alto y bajo flujo de fluido (alta f/r , baja f/r), respectivamente (Fig. 25).

Notar que la gran diferencia entre el centro y halo de la vetilla de la Figura 25 es la distribución de las arcillas (chl+ill ó interestratificados chl/ill), siendo más abundantes en ambientes con menores razones f/r ; resultado esperable según las observaciones petrográficas realizadas en el sondaje.

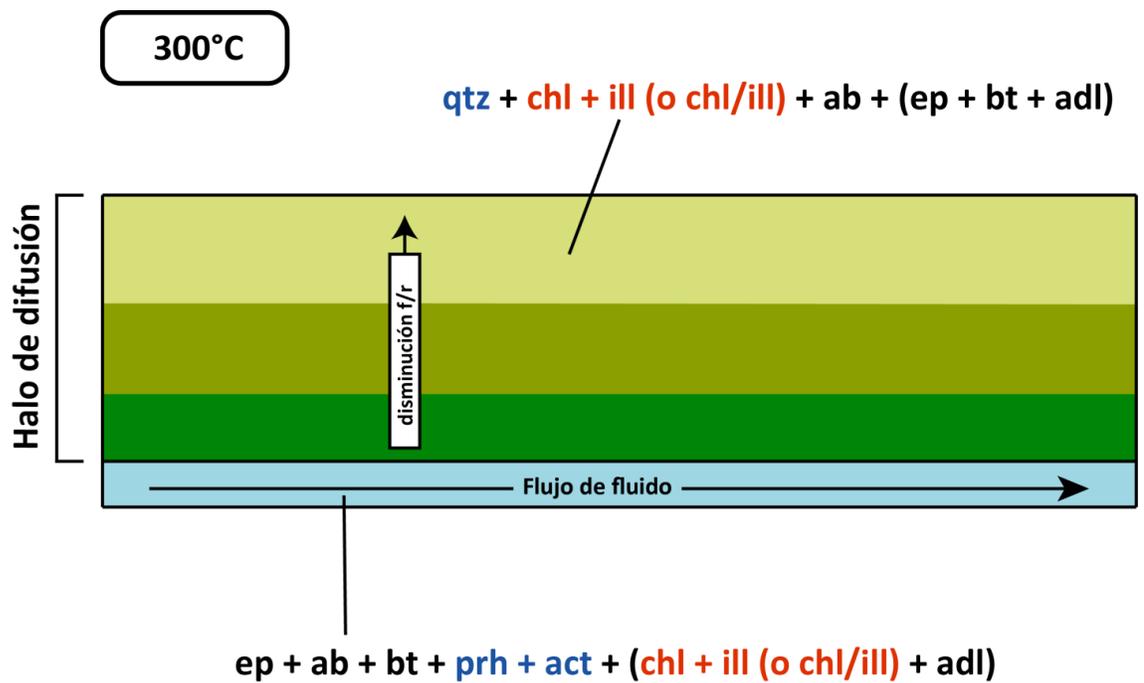


Fig. 25: Diagrama esquemático de la mitad de una fractura que conduce un fluido hidrotermal a temperatura y presión constante. Se muestra la distribución mineralógica esperable según el modelo, en el centro y halo de la vetilla.

Otra diferencia es la presencia de cuarzo y ausencia de prehnita y actinolita en ambientes de bajo flujo de fluido. Sin embargo, la distribución del cuarzo no es bien representada por el modelo dado que, según las observaciones petrográficas, éste se presenta en el interior de las vetillas y no en sus halos.

El modelo tampoco logra representar de manera precisa la ocurrencia de adularia. A pesar de que este mineral no fue observado, se ha interpretado que su ocurrencia es característica de zonas de alta permeabilidad (Browne, 1978), como por ejemplo, en las zonas de upflow de algunos sistemas geotermales (Simmons & Browne, 2000).

Estas contradicciones aparentes en el querer representar la distribución mineralógica de una vetilla mediante modelos *flush*, se pueden explicar debido a que estos no consideran cinéticas de reacción, disolución de minerales ni tampoco el tiempo de residencia de los fluidos, dependiente, a su vez, de la permeabilidad inicial de la roca.

Para finalizar, se presenta una modelación que incluye simultáneamente interacción fluido-roca y enfriamiento isobárico (*quenching*) desde 300°C a 100°C, entre el fluido tipo Tolhuaca y la Unidad Tolhuaca Fisural 1 (Fig. 26).

La secuencia mineralógica que muestra el diagrama (Fig. 26) es coherente con la observada y esperable en las vetillas. Mientras que a altas temperaturas las fases estables son wairakita, albita, feldespato-K (adularia), epidota, tremolita-actinolita, prehnita y biotita (líneas en rojo), a menores temperaturas lo son los interestratificados de filosilicatos máficos (chl/sme, ill/sme), illita, laumontita y kaolinita (líneas azules), con la presencia de cuarzo en casi todo el rango de temperatura (línea verde).

Así, este tipo de diagramas es útil para enfatizar la distribución de la mineralogía respecto a la temperatura, para determinar los efectos de ésta en la solubilidad mineral.

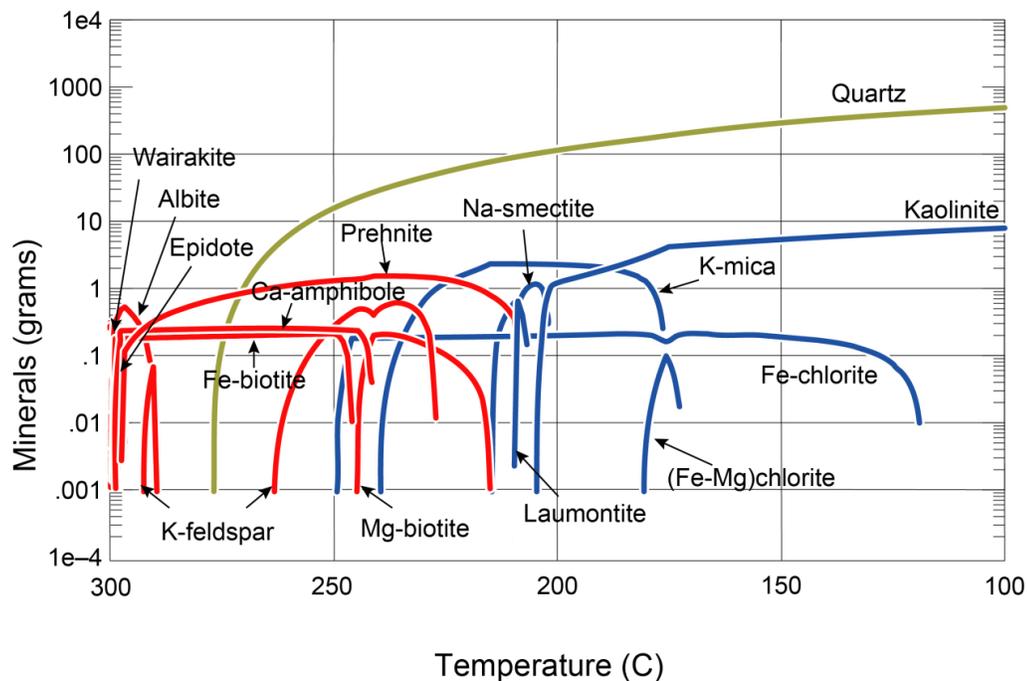


Fig. 26: Resultado de una modelación *flush* de la Unidad Tol.Fis.1 involucrando la circulación de fluidos tipo Tolhuaca, los que se enfrían desde los 300°C-100°C. Notar que este modelo representa un escenario geológico en el cual una masa de roca interactúa con un fluido que se enfría progresivamente a través del tiempo. Los colores representan la distribución de la mineralogía respecto a la temperatura (rojo-alta T; azul-baja T; verde-ubicuo).

5.5 Limitaciones del Estudio

Las principales limitaciones de esta sección son que en los modelos *flush* no se consideró cinética de reacción ni las variaciones de porosidad de la roca caja en respuesta a la alteración hidrotermal.

Las asociaciones minerales son variables en el tiempo y, por ende, pueden sellar o aumentar la permeabilidad de la roca a medida que el fluido circula a través de ésta, afectando el tiempo de residencia de los fluidos y, por tanto, la alteración hidrotermal.

5.6 Síntesis Modelación Geoquímica

Los diagramas de actividad-actividad sugieren que, a temperaturas aproximadas del reservorio (290°C), los fluidos tipo Tolhuaca están en equilibrio con albita, feldespato-K (adularia), cuarzo, epidota, clorita, biotita y menor mica-K (illita). De estos minerales, sólo la biotita no ha sido documentada, dado que su ocurrencia se debe a procesos más profundos de los estudiados y que el programa no logra diferenciar.

Por otra parte, un enfriamiento hasta los 220°C, conduciría a que las asociaciones estables fueran mica-K (illita), mica-Na, kaolinita y clorita, demostrando la dependencia de la temperatura en el equilibrio mineral.

Los modelos *flush* de interacción fluido-roca demuestran que la alteración hidrotermal es prácticamente insensible a la química de la litología, desarrollando mineralogías comunes tanto en las lavas que componen el edificio volcánico (Tol.Fis.1) como en el basamento (Fm.Malleco e Intrusivos Hipabisales).

Dado que la influencia química de la litología, en el SGT, es menor en la alteración hidrotermal, se puede extrapolar que las mineralogías esperables al hacer circular los fluidos a través de la Fm. Cura-Mallín, Complejo Vizcacha-Cumilao e Intrusivos de Grupo Plutónico Melipecuo, serán, esencialmente, las mismas que las obtenidas en las modelaciones de este trabajo, debido a su similitud composicional con las litologías utilizadas en esta sección.

Los factores preponderantes son la temperatura y composición del fluido. Se sugiere que la permeabilidad inicial de la roca caja, su longevidad y capacidad de fracturarse (permeabilidad secundaria) también cumplirían un papel importante; sin embargo, esta investigación carece de evidencias concluyentes que lo demuestren.

6. MODELO CONCEPTUAL

En este capítulo se presenta un modelo conceptual evolutivo del Sistema Geotermal Tolhuaca (SGT), basado en la interpretación de los análisis de alteración hidrotermal, modelación geoquímica y estructurales desarrollados en las secciones anteriores.

Las litologías del modelo conceptual¹⁰ corresponden a las mismas utilizadas para la modelación geoquímica: lavas de composición andesítico-basáltica que componen el edificio volcánico (Unidades Tolhuaca, Unidades Tolhuaca Fisural), depósitos volcano-sedimentarios que subyacen directamente al volcán (Fm. Malleco y Fm. Cura-Mallín) e intrusivos de poca profundidad tales como diques o sills (Intrusivo Hipabisal). Por su parte, las formaciones más antiguas subyacen a las ya mencionadas, por lo que no se aprecian en las figuras.

Se decidió incluir en el esquema a la Fm. Cura-Mallín dado su potencial carácter como reservorio del sistema geotermal. Esto debido a su amplia distribución en el área de estudio, sus características de permeabilidad primaria/secundaria y su potencia superior a los 2500 m (Muñoz & Niemeyer, 1984). Sin embargo, no se dispone de suficiente información para ser concluyente respecto al reservorio, siendo los posibles candidatos la Fm. Malleco, Fm. Cura-Mallín o ambos.

La primera etapa consiste en un calentamiento y creación inicial de fracturas, aumentando la permeabilidad y permitiendo el flujo de fluidos. Esta descompresión conlleva a una brechización y ebullición ubicua, reflejada por la precipitación de distintos polimorfos de SiO₂ con diferentes texturas. La ocurrencia de óxidos de Fe en las dos zonas más superficiales y

¹⁰ La distribución y contactos litológicos utilizados en el modelo conceptual se basaron en el perfil del CVLT, Moreno et al., 2012.

pirita en la zona profunda, marca una división entre ambientes oxidante y reductor, respectivamente.

Producto de la ebullición, el fluido se separa en una fase vapor enriquecida en volátiles como H₂S y CO₂, los que se condensan en niveles intermedios y superficiales formando fluidos reactivos ácidos y calentados por vapor; y en una fase líquida, salina y neutra en la zona profunda.

En la segunda etapa, los fluidos reactivos promueven la alteración hidrotermal de la roca caja formando arcillas y otros filosilicatos los cuales, debido a sus bajos coeficientes de fricción, tienden a fluir ante un determinado esfuerzo, minimizando la dilatación de fracturas, favoreciendo el cizalle y promoviendo el comportamiento dúctil. Esto resultaría en una disminución de la permeabilidad en el nivel intermedio, caracterizado por una intensa alteración de arcillas (Zona Sub-Propilítica).

La formación de la capa sello¹¹ da paso a una segmentación de los procesos superficiales dominados, esencialmente, por la interacción con aguas calentadas por vapor, versus los profundos, donde la precipitación de epidota y menor clorita, evidencian un progresivo aumento de la temperatura del sistema.

La tercera etapa consiste en una nueva brechización, ebullición y consecuente despresurización, precipitando calcita con textura hojosa (*bladed*) y distintos polimorfos de sílice. El aumento de CO₂ en el sistema se podría deber a un aumento de intrusiones magmáticas (diques, sills) en niveles poco profundos de la corteza y su consiguiente desgasificación y/o a una continua infiltración de fluidos carbonatados calentados por vapor desde la superficie.

Finalmente, la cuarta etapa se caracteriza por una segmentación final marcada por la infiltración de fluidos carbonatados calentados por vapor y mezcla *in situ* con los fluidos del

¹¹ Se dibujó la capa sello de forma tabular horizontal debido a que los datos geofísicos sugieren, más bien, un control litológico en vez de un patrón que siga la distribución de las isothermas (Melosh et al., 2010).

reservorio, dando paso a la precipitación de wairakita y posterior prehnita. En los niveles superficiales precipita una alternancia de calcita y cuarzo con menores ceolitas y polimorfos de sílice, denotando variaciones en la fugacidad de CO_2 y posibles ebulliciones en los niveles más someros.

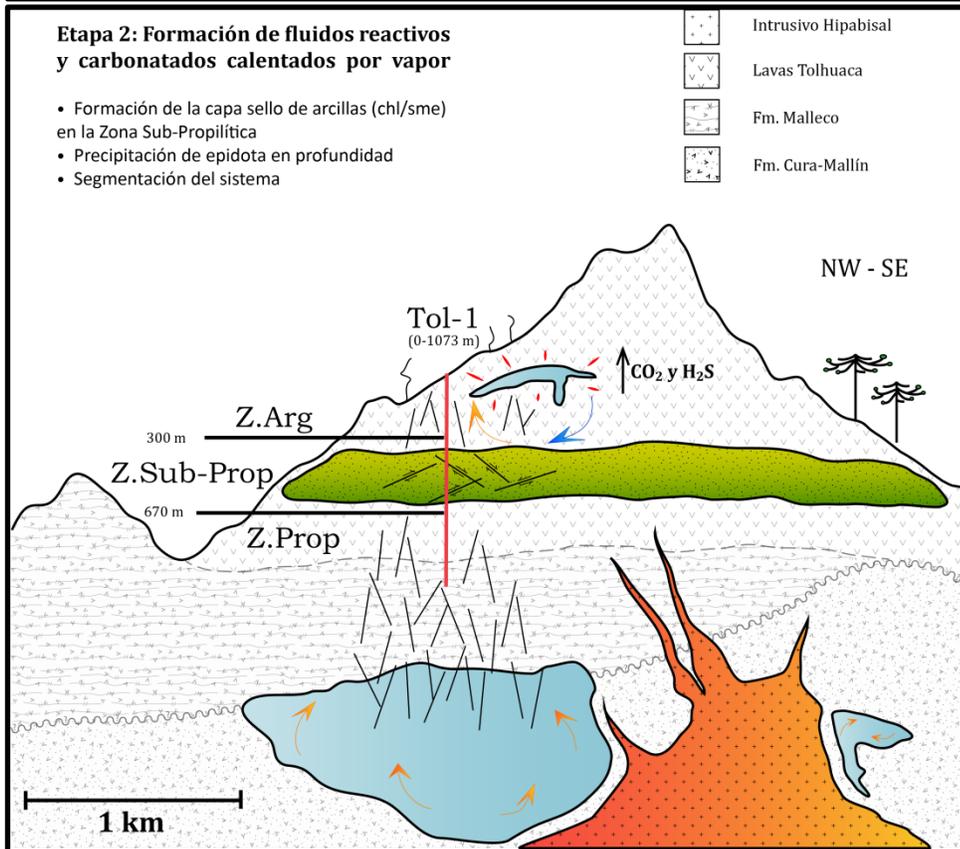
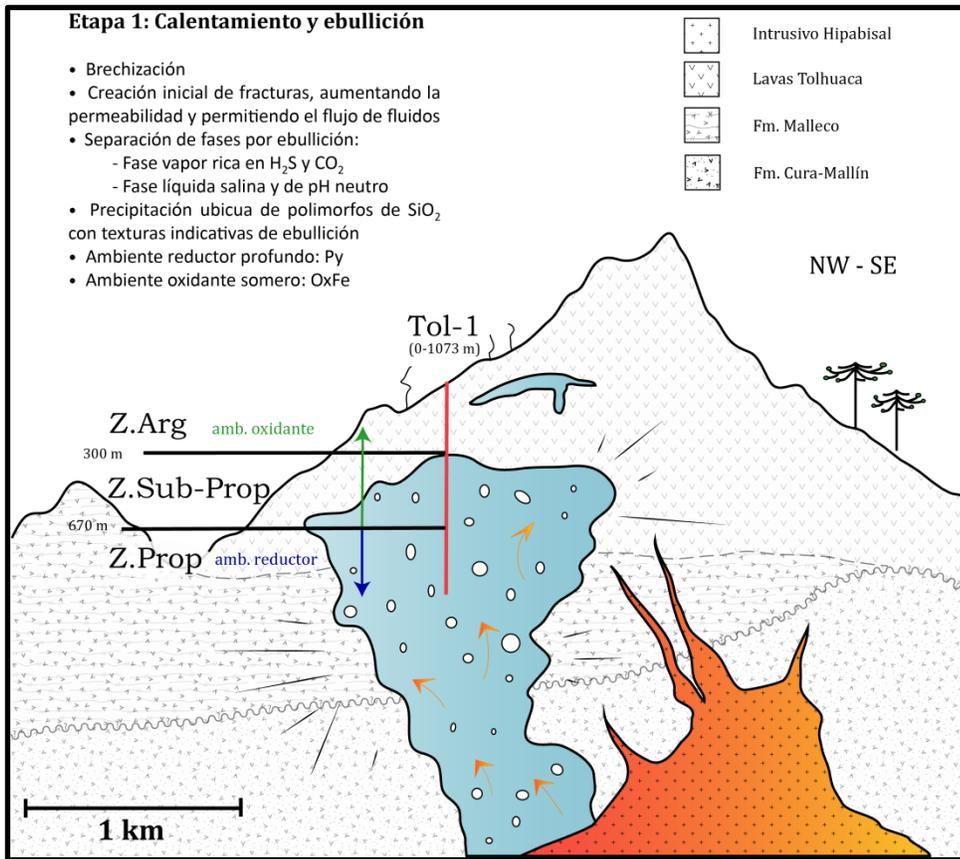


Fig. 27: Modelo final: etapa 1 y 2.

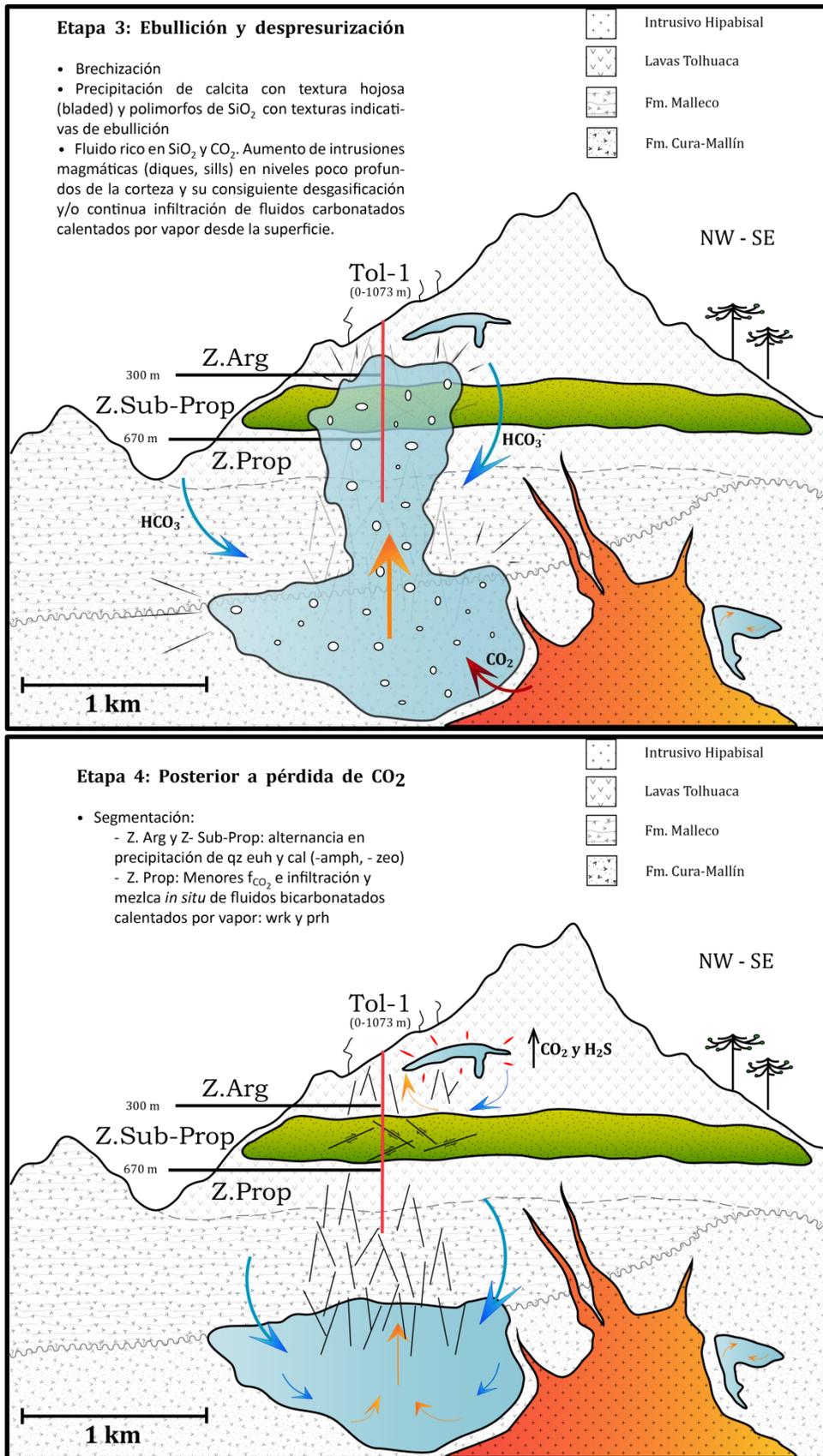


Fig. 28: Modelo final: etapa 3 y 4

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 Conclusiones

En base al estudio de la mineralogía de alteración, se propone que el SGT ha sido afectado, por lo menos, por 4 etapas evolutivas bien diferenciadas: (1) calentamiento y ebullición, (2) formación de fluidos ácidos reactivos calentados por vapor y ricos en carbonato, (3) ebullición y despresurización, (4) posterior a pérdida de CO₂.

Las diferencias entre el presente modelo y el propuesto por Moore (2009) radican, esencialmente, en la temporalidad de ciertos procesos, existiendo consenso en la validez de estos.

La alteración hidrotermal muestra una estrecha correlación con los dominios estructurales, evidenciando una segmentación química y estructural del sistema. Se han reconocido tres zonas: una superficial de alteración argílica (0-320 m) dominada por aguas calentadas por vapor, caracterizada por arcillas (sme, -chl/sme) y óxidos de Fe; una intermedia de alteración sub-propilítica (320-690 m), con una extensiva e intensa presencia de arcillas del tipo chl/sme (-sme en el techo), las que constituyen una capa sello; y una profunda de alteración propilítica (690-1073 m), representada por la ocurrencia de epidota y conformando la parte superior permeable del reservorio.

La proposición de que la zona intermedia, dominada por interestratificados del tipo chl/sme, por fracturas de cizalle y un régimen conductivo, corresponde a la capa sello del sistema es rupturista con los modelos clásicos que plantean, únicamente, un rasgo mineralógico como lo esencial para la formación de este nivel (i.e. presencia de esmectita). Esto insinúa que las características estructurales del SGT ejercen un rol preponderante y de primer orden en el proceso, siendo un factor fundamental a considerar en futuras exploraciones.

Los modelos *flush* de interacción fluido-roca demuestran que la alteración hidrotermal es insensible a la química de la litología, desarrollando mineralogías comunes tanto en las lavas

que componen el edificio volcánico (Tol.Fis.1) como en el basamento (Fm.Malleco e Intrusivos Hipabisales). Los factores preponderantes son la temperatura y composición del fluido.

Dada la independencia química de la litología en la alteración hidrotermal, que también aplica para las demás formaciones que componen el basamento (i.e. Fm. Cura-Mallín, Complejo Vizcacha Cumilao, Intrusivos del Grupo Plutónico Melipeuco), se sugiere que el control litológico estaría dado por la permeabilidad primaria/secundaria y su longevidad la que, a la vez, afectaría al tiempo de residencia de los fluidos y, en consecuencia, a la alteración hidrotermal.

7.2 Recomendaciones

En próximos estudios de alteración hidrotermal que se realicen en el SGT se recomienda:

- Realizar un análisis detallado de la distribución de arcillas mediante difracción de rayos X (XRD), tanto en la roca de caja como en las vetillas. La distribución y variaciones en las capas de estos minerales, particularmente, sensibles a variaciones en la temperatura pueden entregar información relevante respecto a la alteración hidrotermal y a la génesis de la capa sello.
- Caracterizar e identificar las ceolitas presentes de modo de acotar con mayor precisión rangos químicos y de temperatura de la alteración hidrotermal.
- Complementar los modelos geoquímicos considerando cinética de reacción y variaciones temporales de la porosidad de la roca caja a medida que evoluciona la alteración hidrotermal, asemejándose a un sistema dinámico más realista.
- Datar calcitas mediante métodos radiométricos para acotar la temporalidad de ciertos procesos como ebullición o precipitaciones syn-cinemáticas.

8. REFERENCIAS

Arnórsson, S., 2000. Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use. *Vienna: International Atomic Energy Agency*, 351 pp.

Arcos, R., Clavero, J., Giavelli, A., Simmons, S., Aguirre, I., Martini, S., Mayorga, C., Pineda, G., Parra, J., Soffia, J., 2011. Surface Exploration at Pampa Lirima Geothermal Project, Central Andes of Northern Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 35, p. 689-693.

Balangue, M.I.R., 2004. Chemical reaction path modeling of hydrothermal mineralization in the Tongonan geothermal field, Leyte (Philippines). *Geothermics* 33, p. 143-179.

Barrientos, S.E., Acevedo-Aránguiz, P.S., 1992. Seismological aspects of the 1988–1989 Lonquimay (Chile) volcanic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 53, no. 1–4, p. 73–87, doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90075-O](http://dx.doi.org/10.1016/0377-0273(92)90075-O).

Bethke, C.M.; 2008. Geochemical and Biogeochemical Reaction Modeling. Second Edition. Cambridge University Press, 547 pp.

Bignall, G., Sekine, K., Tsuchiya, N., 2004. Fluid-rock interaction processes in the Te Kopia geothermal field (New Zealand) revealed by SEM-CL imaging. *Geothermics*, v. 33, no. 5, p. 615–635.

Bons, P.D., Elburg, M.A., Rivas-Gomez, E., 2012. A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of structural Geology*, v 43. P 33-62.

Browne, P.R.L, Ellis, A.J, 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*, Vol. 269, p. 97-131.

Browne, P.R.L, 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 6: 229-248. DOI: 10.1146/annurev.ea.06.050178.001305

Browne, P.R.L., 1984. Lectures on Geothermal Geology and Petrology. *UNU Geothermal Training Programme*, Iceland, Report 2, 92 pp.

Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A., 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault zone in Southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55-66.

Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, 96–113.

Clavero, J., Pineda, G., Mayorga, C., Giavelli, A., Aguirre, I., Simmons, S., Martini, S., Soffia, J., Arriaza, R., Polanco, E., Achura, L., 2011. Geological, Geochemical, Geophysical and First Drilling Data from Tinguiririca Geothermal Area, Central Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 35, p. 731-734.

Cox, S.F., 2010. The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*, p. 217–233, doi: 10.1111/j.1468-8123.2010.00281.x.

Cumming, W., Nordquist, G., Astra, D., 2000. Geophysical exploration for geothermal resources: an application for combined MT-TDEM. 70th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts.

Cumming, W., Vieytes, H., Ramírez, C., Sussman, D., 2002. Exploration of the La Torta Geothermal Prospect, Northern Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 26, p. 3-6.

Cumming, W., 2009. Geothermal resource conceptual models using surface exploration data. *Proceedings, 34th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, CA.

Davatzes, N., Hickman, S., 2005. Controls on Fault-Hosted Fluid Flow: Preliminary Results from the Coso Geothermal Field, CA. *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol.29, p. 343-348.

Davatzes, N., Hickman, S., 2009. Fractures, stress and fluid flow prior to stimulation of well 27-15, Desert Peak, Nevada, EGS Project. *Proceedings, 34th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, CA.

Davatzes, N. C., Hickman, S.H., 2010. The feedback between stress, faulting and fluid flow: lessons from the Coso Geothermal Field, CA, USA. *Proceedings World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, 15 pp.

Droguett, B., Morata, D., Clavero, J., Pineda, G., Morales, S., Carrillo, F.J., 2012. Mineralogía de alteración en el pozo Pte-1, campo geotermal Tinguiririca, Chile. En *XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta. T4*, p. 500-502.

Druschel, G.K, Rosenberg, P.E., 2001. Non-magmatic fracture-controlled hydrothermal systems in the Idaho Batholith: South Fork Payette geothermal system. *Chemical Geology* 173; 271-291.

Echavarría, L., 2004. Los fluidos hidrotermales formadores de la mineralización epitermal el Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 59, p. 70-82.

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, vol 32, p. 1557-1575.

Fetterman, J.A., Davatzes, N.C., 2011. Evolution of Porosity in Fractures in the Newberry Volcano Geothermal System, Oregon, USA: Feedback between Deformation and Alteration. *GRC Transactions*, vol. 35, p. 339-346.

Freedman, A, Bird, D., Arnórsson, S., Fridriksson, T., Elders, W., Fridleifsson, G., 2009. Hydrothermal minerals record CO₂ partial pressures in the Reykjanes Geothermal System, Iceland. *American Journal of Science*, vol. 309, p. 788-833.

Gianelli, G., Mekuria, N., Battaglia, S., Chersicla, A., Garofalo, P., Ruggieri, G., Manganelli, M., Gebregziabher, Z., 1998. Water-rock interaction and hydrothermal mineral equilibria in the Tendaho geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 86; p.253-276.

Gianelli, G., Grassi, S., 2001. Water-rock interaction in the active geothermal system of Pantelleria, Italy. *Chemical Geology*, Vol. 181, p. 113-130.

Giggenbach, W.F., 1984. Mass transfer in hydrothermal alteration systems – A conceptual approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 48, pp. 2693-2711.

Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2749-2765.

Giggenbach, W.F., 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. *En: D'Amore, F. (Ed.), Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy, pp 119–144.

Giggenbach, W.F., 1997. The Origin and Evolution of Fluids in Magmatic-Hydrothermal Systems. *En: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Tercera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, 737-796.

Gíslason, S.R., Heaney, P.J., Oelkers, E.H., and Schott, J., 1997. Kinetic and thermodynamic properties of moganite, a novel silica polymorph. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 1193–1204.

González, O., Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. *Instituto de Geología, Universidad de Chile*, Publicaciones 24, 119 p.

Hauser, A., 1997. Catastro y caracterización de las fuentes minerales y termales de Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Subdirección Nacional de Geología, Boletín n° 50.

Heaney, P.J., and Post, J.E., 1992. The widespread distribution of a novel silica polymorph in microcrystalline quartz varieties. *Science*, v. 255, p. 441–443.

Hervé, M., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *In Congreso Geológico Chileno*, N°1, Actas, Vol.1, p. B39-B56. Santiago.

Hervé, F; Thiele, R. 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. Universidad de Chile, *Comunicaciones* 38: 67-91.

Hervé, F., 1994. The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to magmatic arc. *In: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds), Tectonics of the Southern Central Andes.* Springer Verlag, pp. 243-248.

Hickson, C.J., Ferraris, F., Rodriguez, C., Sielfeld, G., Henriquez, R., Gislason, T., Selters, J., Benoit, D., White, P., Southon, J., Ussher, G., Charroy, J., Smith, A., Lovelock, B., Lawless, J., Quinlivan, P., Smith, L., Yehia, R., 2011. The Mariposa Geothermal System, Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 35, p.817-825.

Inoue, A., 1995. Formation of clay minerals in hydrothermal environments. *In: Origin and mineralogy of clays. Clays and the environment*, 1° edition, Dr. Bruce Velde (ed), p. 268-329.

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, v. 455, no. 1–4, p. 14–24.

Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., and Rodríguez, C., 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 158, no. 1–2, p. 70–86. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017

Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore-arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21, 1669-1691.

Lahsen, A., 1988. Chilean geothermal resources and their possible utilization. *Geothermics*, Volume 17, Issues 2–3, Pages 401-410.

Lohmar, S., Stimac, J., Colvin, A., González, A., Iriarte, S., Melosh, G., Wilmarth, M., Sussman, D., 2012. Tolhuaca volcano (southern Chile, 38.3° latitude S): New learnings from surface mapping and geothermal exploration wells. *In XIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta. T4, p. 437-439.

López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22(2), 219-234.

Marini, L., 2004. Geochemical Techniques for the Exploration and Exploitation of Geothermal Energy. *Laboratorio di Geochimica, Dip.Te.Ris., Università degli Studi di Genova*, Corso Europa 26, 16132 Genova, Italia.

Mark, G.; Wilde, A.; Oliver, N.; Williams, P.; Ryan, C.; 2004. Modeling outflow from the Ernest Henry Fe oxide Cu-Au deposit: implication for ore genesis and exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 85; 31-46.

Melnick, D., Folguera, A., and Ramos, V., 2006. Structural control on arc volcanism: The Cavihue–Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 66–88. doi:10.1016/j.jsames.2006.08.008

Melosh, G., 2006. Region IX GDP Geothermal Exploration Project Technical Report. *Unpublished Geotermia Del Pacifico report*, 43 pgs.

Melosh, G., Cumming, W., Sussman, D., Benoit, D., Soto, E., Colvin, A., Wilmarth, M., Winick, J., Fredes, L., 2009. Rapid Exploration of the Tolhuaca Prospect, Southern Chile. *GRC Transactions*, Vol. 33.

Melosh, G., Cumming, W., Benoit, D., Wilmarth, M., Colvin, A., Winick, J., Soto, E., Urzúa, L., Powell, T., Peretz, A., 2010. Exploration results and resource conceptual model of the Tolhuaca Geothermal Field, Chile. *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010.

Melosh, G., Moore, J., Stacey, R., 2012. Natural reservoir evolution in the Tolhuaca geothermal field, southern Chile. *Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, January 30-February 1, 2012, SGP-TR-194.

Moncada, D., Bodnar, R.J., 2012. Gangue mineral textures and fluid inclusion characteristics of the Santa Margarita Vein in the Guanajuato Mining District, Mexico. *Central European Journal of Geosciences*, 4(2), p. 300-309.

Moncada D., Mutchler S., Nieto A., Reynolds T.J., Rimstidt J.D., Bodnar R.J., 2012. Mineral Textures and Fluid Inclusion Petrography of the Epithermal Ag-Au Deposits at Guanajuato, Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 114, p. 20-35.

Moore, J., Bruton, C., Powell, T., 2004. Wairakite: A potential indicator of fluid mixing. *Geothermal Resources Council Transactions*, v. 28, p. 495-498.

Moore, J.N., Allis, R.G., Nemčok, M., Powell, T.S., Bruton, C.J., Wannamaker, P.E., Raharjo, I.B. and Norman, D.I., 2008. The evolution of volcano-hosted geothermal systems based on deep wells from Karaha – Telaga Bodas, Indonesia. *American Journal of Science*, v. 308, p. 1-48.

Moore, J., 2009. A Petrologic and Fluid Inclusion Investigation of Selected Samples from GeoGlobal Energy LLC Well Tolhuaca 1, *EGI report to GGE*, Dec. 18, 2009.

Moore, J., Jones, C., 2010. A Petrologic and Fluid Inclusion Investigation of Selected Samples from GeoGlobal Energy LLC Well Tolhuaca 2, *EGI report to GGE*, Nov. 22, 2010.

Moreno, H., Naranjo, J., Polanco, E., 2012. Geología del complejo volcánico Lonquimay-Tolhuaca. Regiones de la Araucanía y del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, Serie Geología Básica, escala 1:50.000. (En edición)

Morrison, G., Guoyi, D., Jaireth, S., 1995. Textural zoning in epithermal quartz veins. *Townsville, Qld.: Klondike Exploration Services*, 34 p.

Muñoz, J., Niemeyer, H., 1984. Petrología de la Formación Trapa-Trapa y consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36° y 39° lat. S (Cordillera Principal). *Revista Geológica de Chile*, N° 23, p. 53-67.

Nemčok, M., Moore, J.N., Christensen, C., Allis, R., Powell, T., Murray, B., Nash, G, 2007. Controls on the Karaha–Telaga Bodas geothermal reservoir, Indonesia. *Geothermics*, 36(1), 9-46.

Niemeyer, H., Muñoz, J., 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del BíoBío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, N° 57, escala 1:250.000.

Petit Breuilh, 2004. La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos: siglos XVI al XX, el modelo chileno. *Casa de los Volcanes*, Cabildo Insular de Lanzarote (Arrecife): 400p.

Pérez-Flores, P., Sánchez, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Veloso, E., Lohmar, S., Stimac, J., Reich, M., Rubilar, J., 2012. Sampling and detailed structural mapping of veins, fault-veins and faults from Tolhuaca Geothermal System, Southern Chile. *In XIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta. T4, p. 71-73.

Pérez-Flores, P., Veloso, E., Cembrano, J., Sánchez, P., Iriarte, S., Lohmar, S., 2013. Paleomagnetic Reorientation of Structural Elements in Drill Cores: an example from Tolhuaca Geothermal Field. *AGU fall Meeting*, San Francisco, EE.UU.

Pirajno, F., 2009. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer Science, Business Media B.V.

Potent S., 2003. Kinematik und Dynamik neogener Deformationsprozesse des südzentralchilenischen Subduktionssystems, nördlichste Patagonische Anden (37°-40°S). *PhD Thesis*: Universität Hamburg, 159 pp.

Powell, T., 2003. Geochemical Evaluation of Hot Spring Waters in the Tolguaca, Sierra Nevada and Sollipulli Exploration Areas, Southern Chile. *Unpublished Report for Geotermia Del Pacifico*, 8 pgs.

Powell, T., Cumming, W., 2010. Spreadsheets for geothermal water and gas geochemistry. Proceedings, *35th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California.

Radic, J.P., 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur , 36-39 ° S). *Andean Geology*, v. 37, no. 1, p. 220–246.

Ray, M., Hilton, D., Muñoz, J., Fischer, T., Shaw, A., 2009. The effects of volatile recycling, degassing and crustal contamination on the helium and carbon geochemistry of hydrothermal fluids from de Sourthern Volcanic Zone of Chile. *Chemical Geology* 266, p. 38-49.

Reed, M.H., 1997. Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. *En: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Tercera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, 303-366.

Reyes, A.G, 1998. Petrology and mineral alteration in hidrotermal systems: from diagenesis to volcanic catastrophes. *The United Nations University (UNU), Geothermal Training Programme*, Number 18, Reykjavik, Iceland, 78 p.

Reyes, N., Vidal, A., Ramirez, E., Arnason, K., Richter, B., Steingrimsson, B., Acosta, O., Camacho, J., 2011. Geothermal Exploration at Irruputuncu and Olca Volcanoes: Pursuing a

Sustainable Mining Development in Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 35, p. 983-986.

Risacher, F., Hauser, A.; 2008. Catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile. *Catastro. Servicio nacional de Geología y Minería*, 81 p.

Risacher, F., Fritz, B., and Hauser, A., 2011. Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, no. 1, p. 153–170.

Rose, A.W., Burt, D.M, 1979. Hydrothermal Alteration. *En: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Segunda Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Wiley Interscience Publication, 173-235.

Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, vol 25, TC4013.

Rowland, J. V., Sibson, R.H., 2004. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids*, 4(4), 259-283.

Sánchez, P., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Reich, M., 2013a. Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems: the intra-arc Liquiñe–Ofqui fault system, Southern Andes. *International Geology Review*, DOI:10.1080/00206814.2013.775731

Sánchez, P., Reich, M., Pérez-Flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., Lohmar, S., 2013b. The interplay between fault-fracture networks activity, fluid flow and mineralization in the Andes: A case study in the Liquiñe-Ofqui fault system. *Proceedings AGU Meeting of the Americas*, Cancún, México.

Sanchez, P., Pérez-Flores, P., Reich, M., Arancibia, G., Cembrano, J., Campos, E., Lohmar, S., 2013c. The influence of fault-fracture network activity on fluid geochemistry and mineral precipitation at the Tolhuaca geothermal system, southern Chile. *Mineralogical Magazine*, 77(5), p. 2122.

Sibson, R.H., Moore J. McM., Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society*, v. 131, p. 653-659.

Sibson, R.H., Robert, F., Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16(6), 551.

Sibson, R.H., 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. In: *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins* (edited by Parnell, J.). Geological Society, London, Special Publications, 78, 69-84.

Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, vol. 18, issue 8, pp. 1031-1042.

Simmons S.F.; Browne P.R.L., 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system; implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 95(5): 971-999.

Simmons, S.F., 2013. Fluid-mineral equilibria in great basin geothermal systems: implications for chemical geothermometry. Proceedings, 38th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Sanford University, Sanford, California, SGP-TR-198.

Somoza, R., Ghidella, M., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4): 797-809.

Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161-206.

Suárez, M., Emparán, C., 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, N° 71, 105 p., 1 mapa 1:250.000.

Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Vergara, M., Munizaga, F., 1987. Estudio Geológico Regional a escala 1:100.000 de la hoya superior, curso medio del Río Biobío. Informe

para la Empresa Nacional de Electricidad, Convenio ICP-8601 (Inédito), *Universidad de Chile Departamento de Geología y Geofísica*, 304 p.

Urzúa, L., Powell, T., Cumming, W., 2002. Apacheta, a New Geothermal Prospect in Northern Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 26, p. 65-70.

Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., Anderson, E., 2000. Understanding the resistivities observed in geothermal systems. *Proceedings World Geothermal Congress 2000*. 1915-1920.

Whitney, D., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Vol 95, p.185-187.

Woodcock, N.H., Dickson, J.A.D., Tarasewicz, J.P.T., 2007. Transient permeability and reseal hardening in fault zones: evidence from dilation breccia textures. *In: Fractured Reservoirs*, Lonergan, L., Jolly, R.J.H., Rawnsley, K., Sanderson, D.J. (eds), Geological Society of London, Special Publication, v.270, p. 43-54.

ANEXOS

ANEXO A: ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Anexo A.1: Fotomicrografías

MF2v (99,29-99,39 m)



Fig. A.1 1: Escaneo polarizado del corte MF2v.

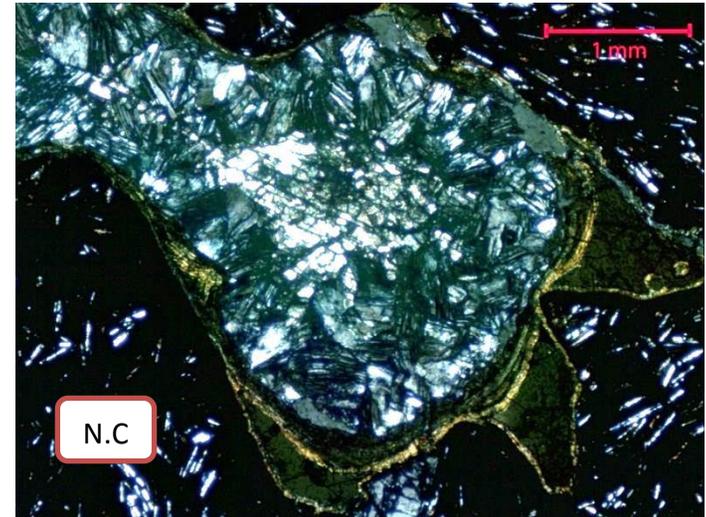
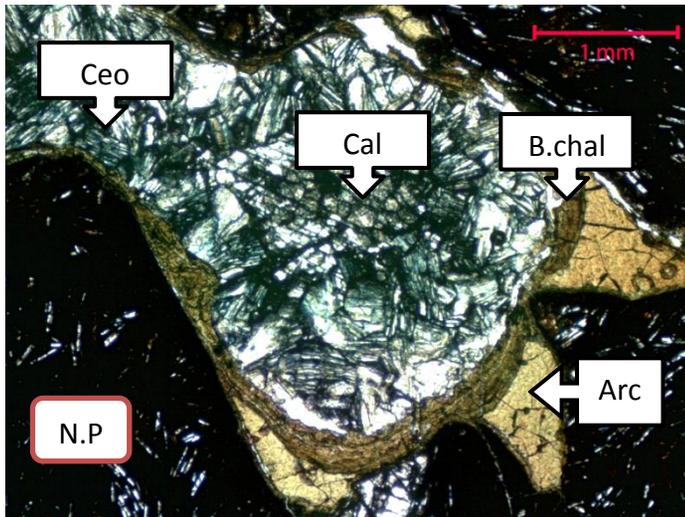


Fig. A.1 2: Círculo rojo. Matriz de la brecha rellena por bandas de calcedonia alteradas a arcillas, ceolitas (clivaje en dos direcciones muy marcado) y calcita.

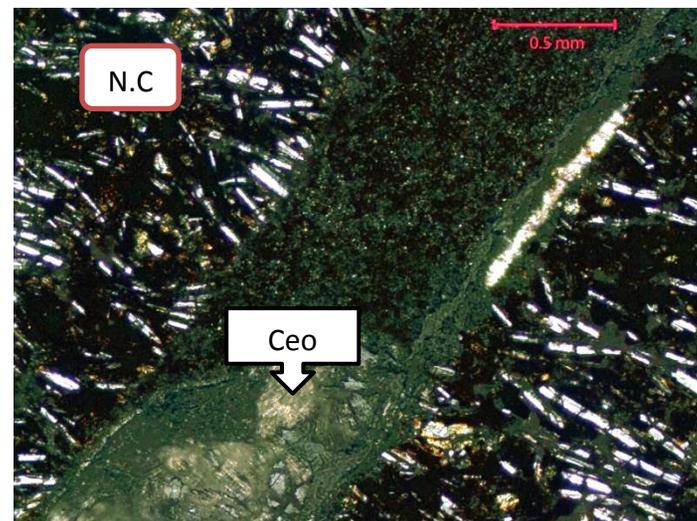
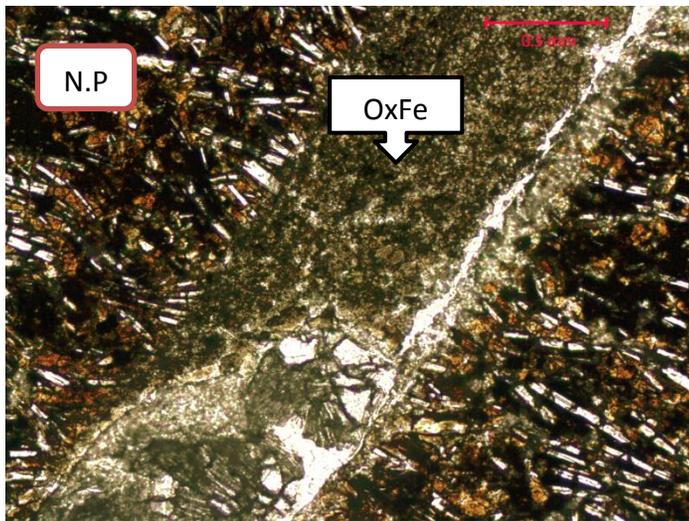


Fig. A.1 3: Círculo amarillo. Vetilla de óxido de Fe (Hem?). Abajo se observan las ceolitas reemplazadas parcialmente por calcita.

MF3v (103,95-104,02)

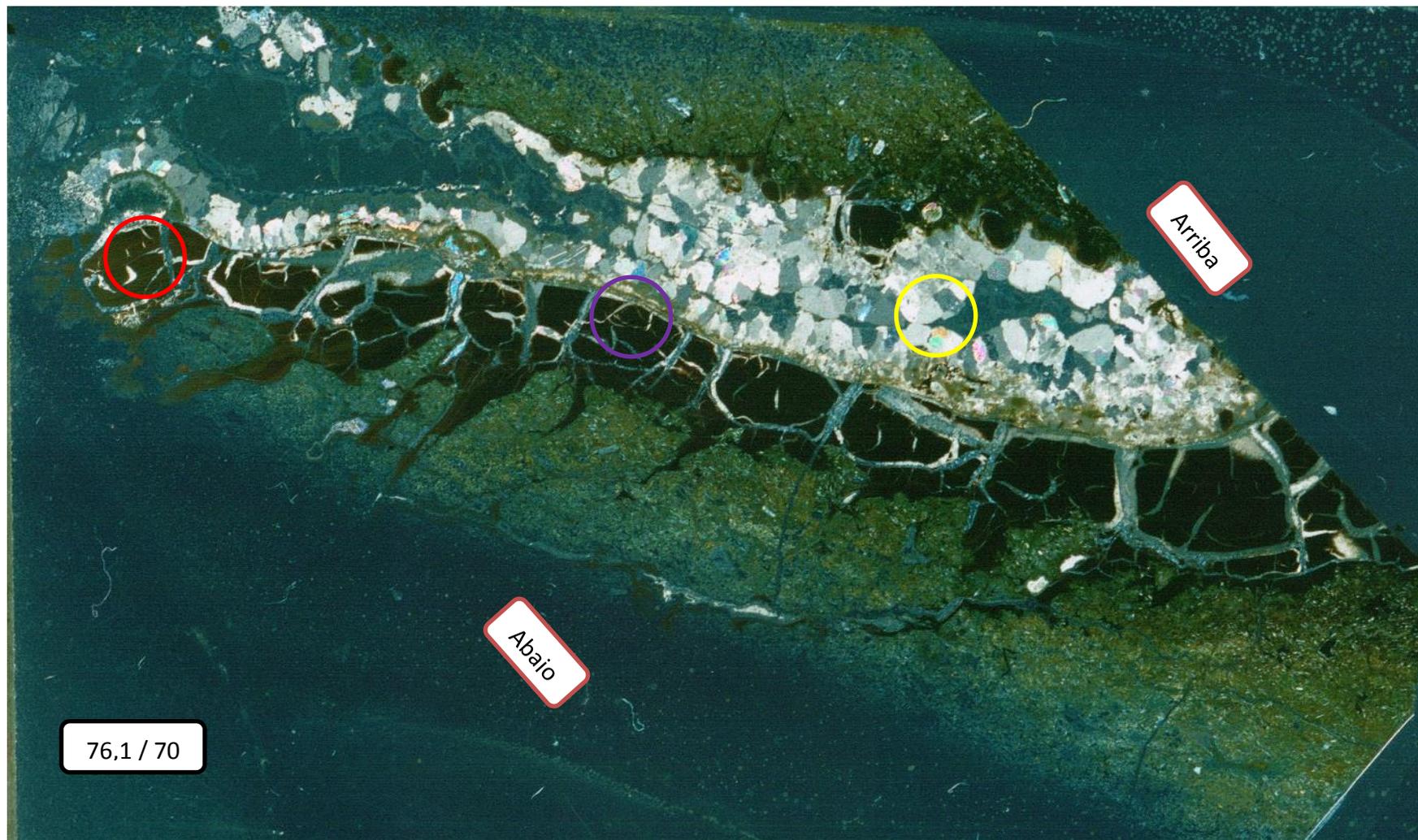


Fig. A.1 4: Escaneo polarizado del corte MF3v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

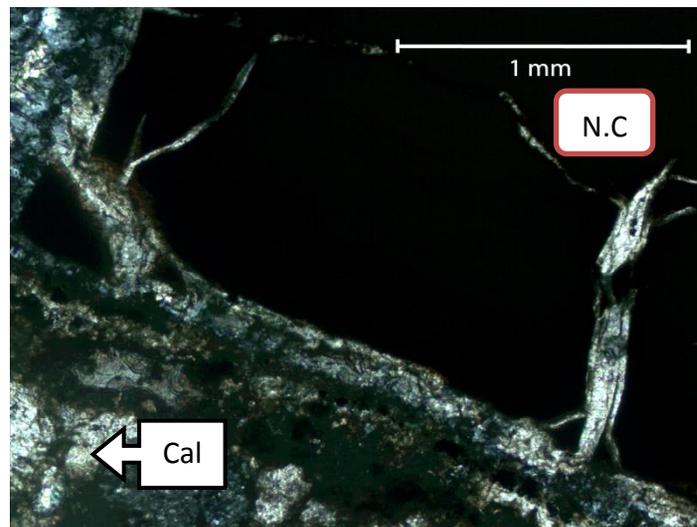
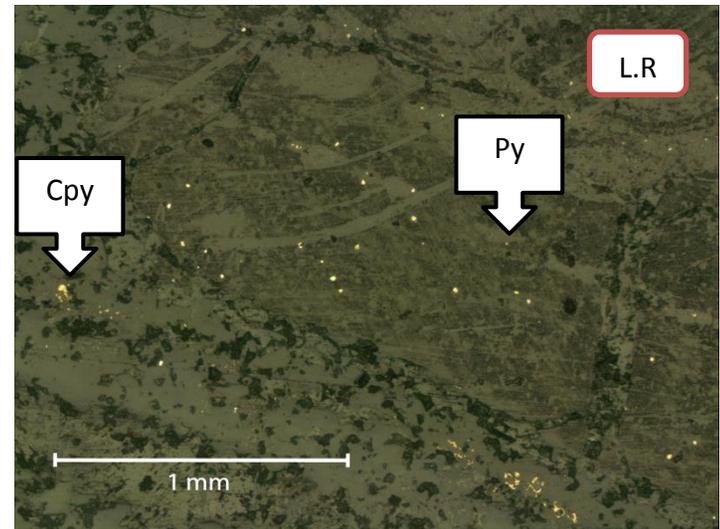
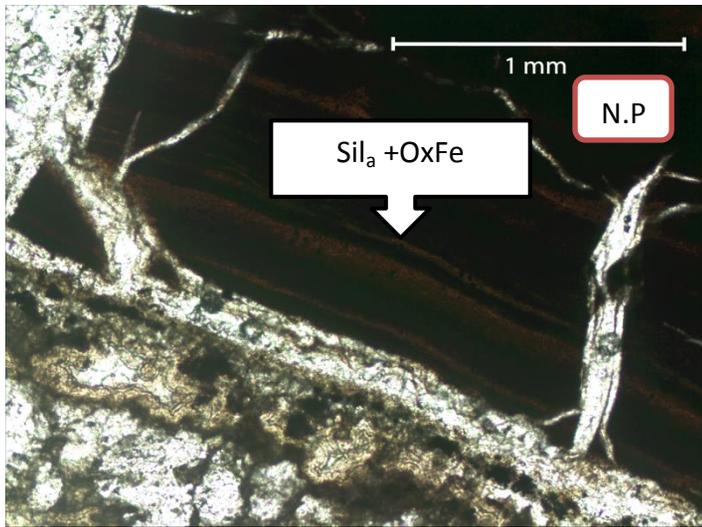


Fig. A.1 5: Círculo morado. Banda de sílice amorfa con textura coliforme + óxidos de Fe, cortada por microvetillas de ceolitas y calcita. Banda inferior de calcopirita. Py asociada sólo a las bandas de sílice amorfa + oxFe.

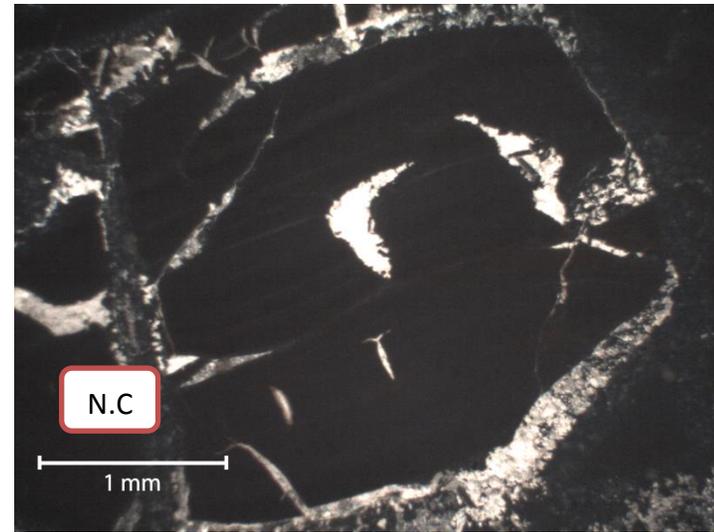
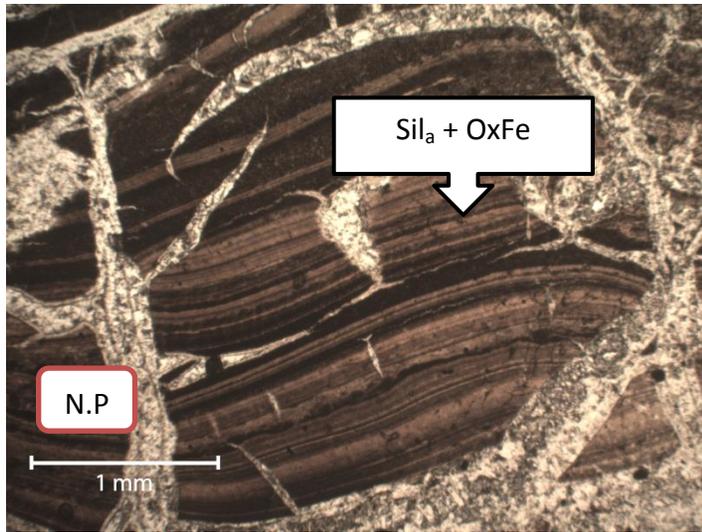


Fig. A.1 6: Círculo rojo. Bandas de sílice amorfa con textura coloforme + óxidos de Fe, cortadas por microvetillas de ceo + cal.

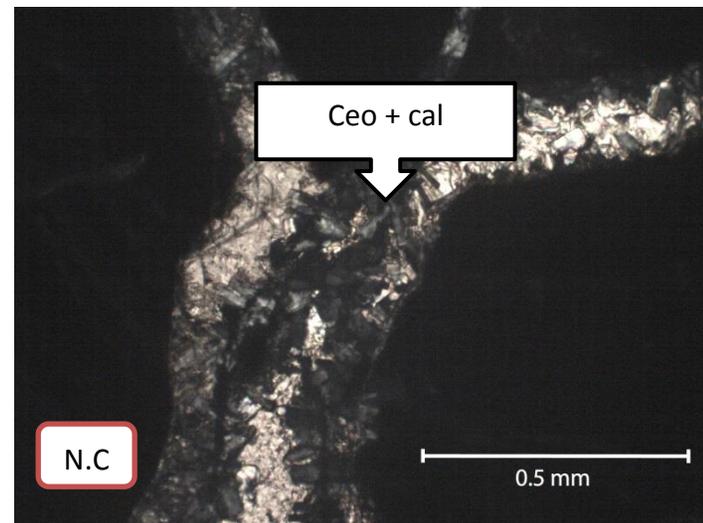
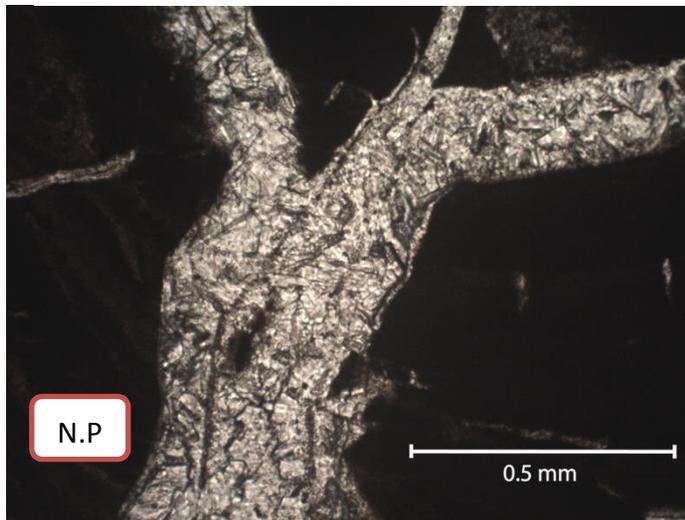


Fig. A.1 7: Zoom microvetillas de ceolitas con clivaje en dos direcciones reemplazadas parcialmente por calcita.

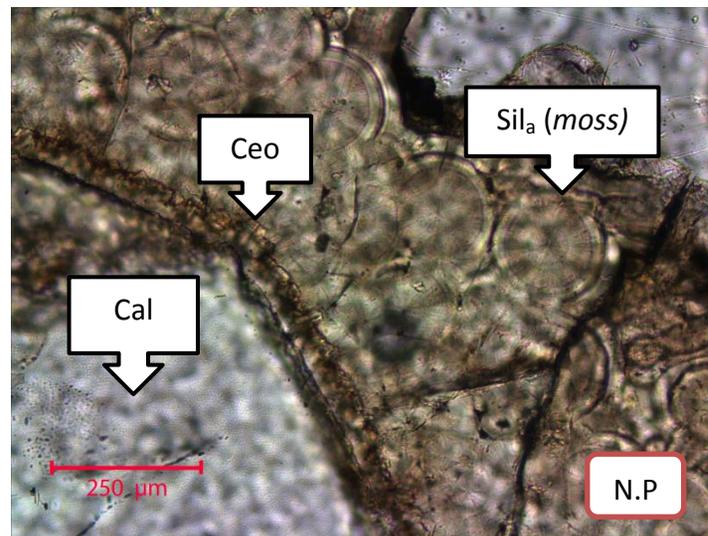
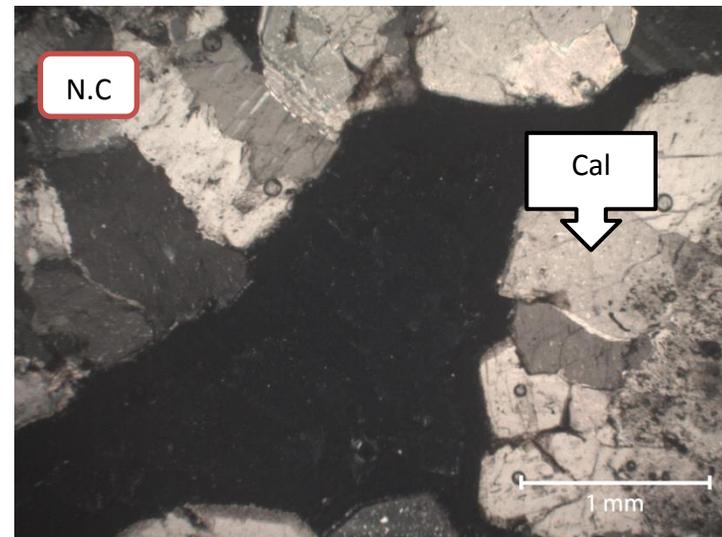
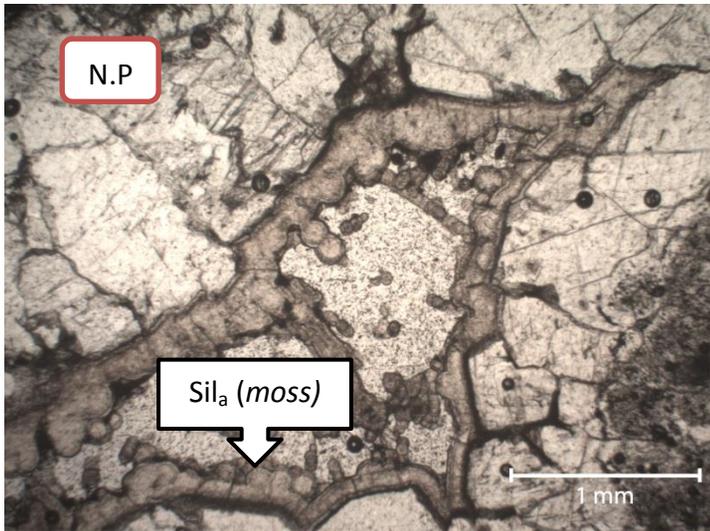


Fig. A.1 8: Círculo Amarillo. Ceolitas con clivaje en dos direcciones formando un borde de reacción entre la calcita y sílice amorfa con textura moss.

MF4v (106,61-106,69)

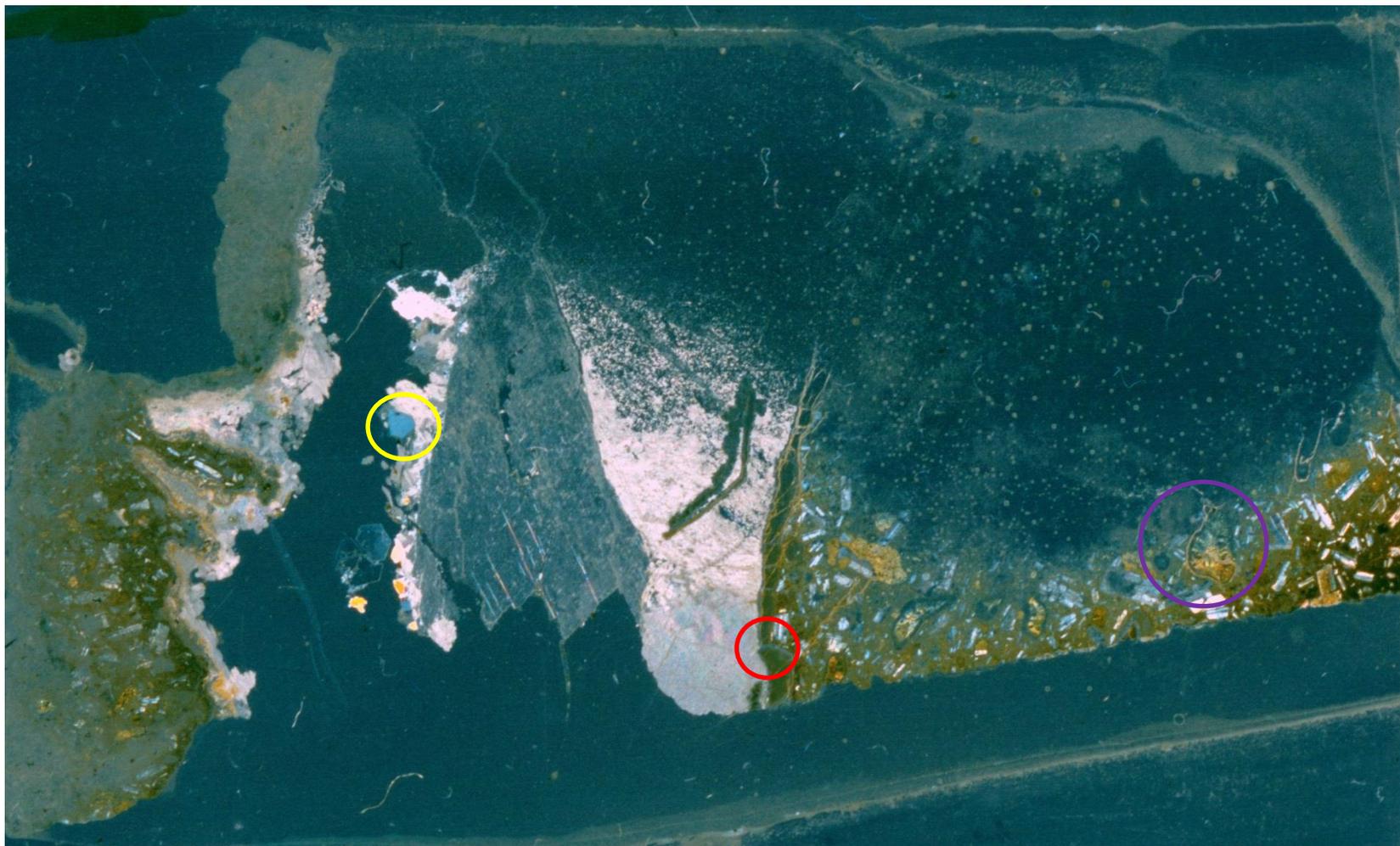


Fig. A.1 9: Escaneo polarizado del corte MF4v.

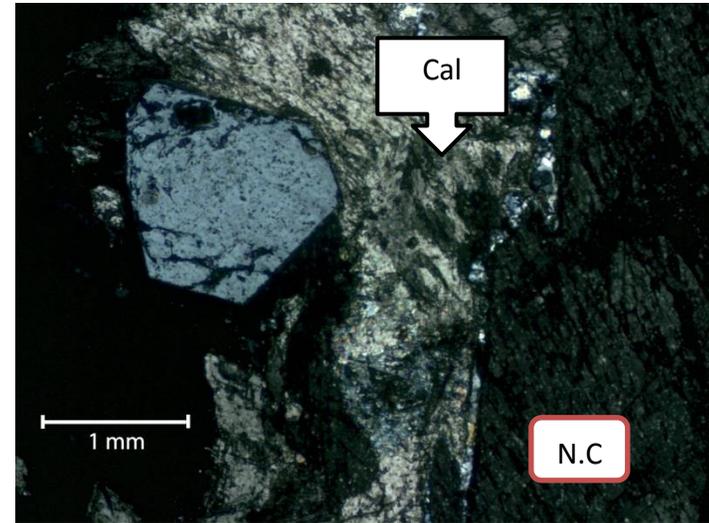
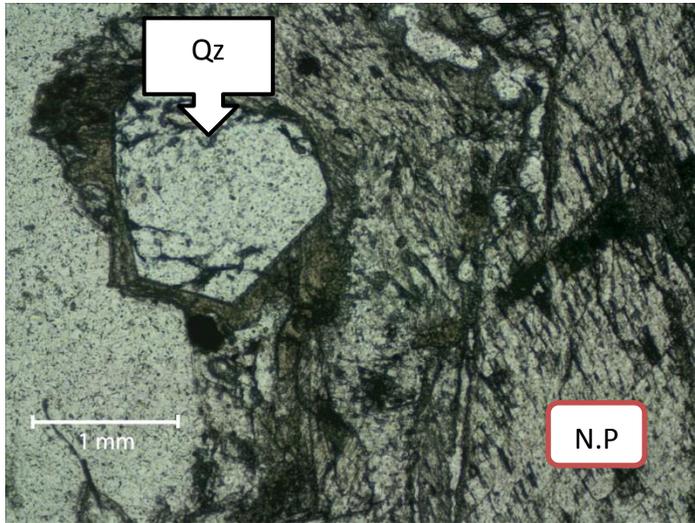


Fig. A.1 11: Círculo amarillo. Cuarzo creciendo en espacio abierto de forma euhedral

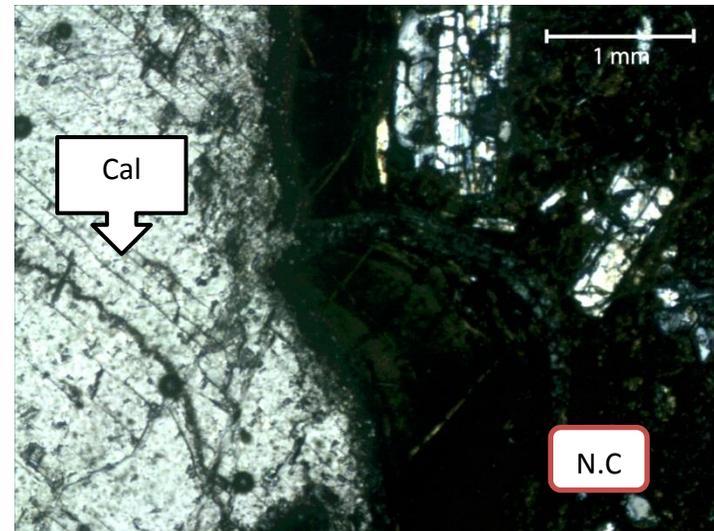
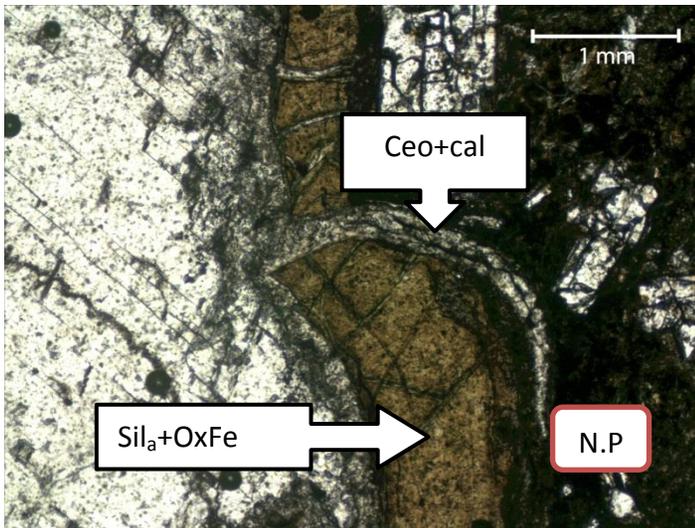


Fig. A.1 10: Círculo rojo. Borde de sílice amorfa con textura coloforme + oxFe cortada por microvetillas de ceo + cal. Muy similar al corte MF3v

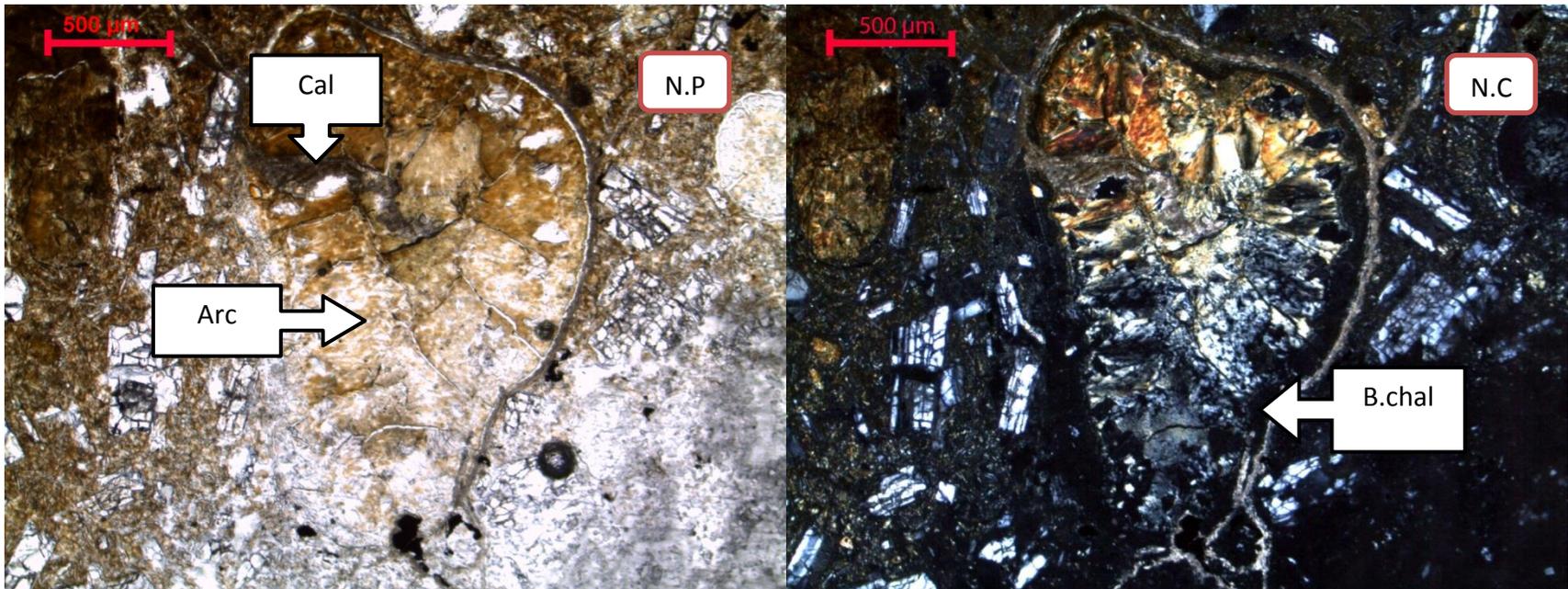


Fig. A.1 12: Círculo morado. Amígdala rellena por bandas de calcedonia alteradas a arcillas, arcillas y calcita tardía

MF13v (274,85-275)

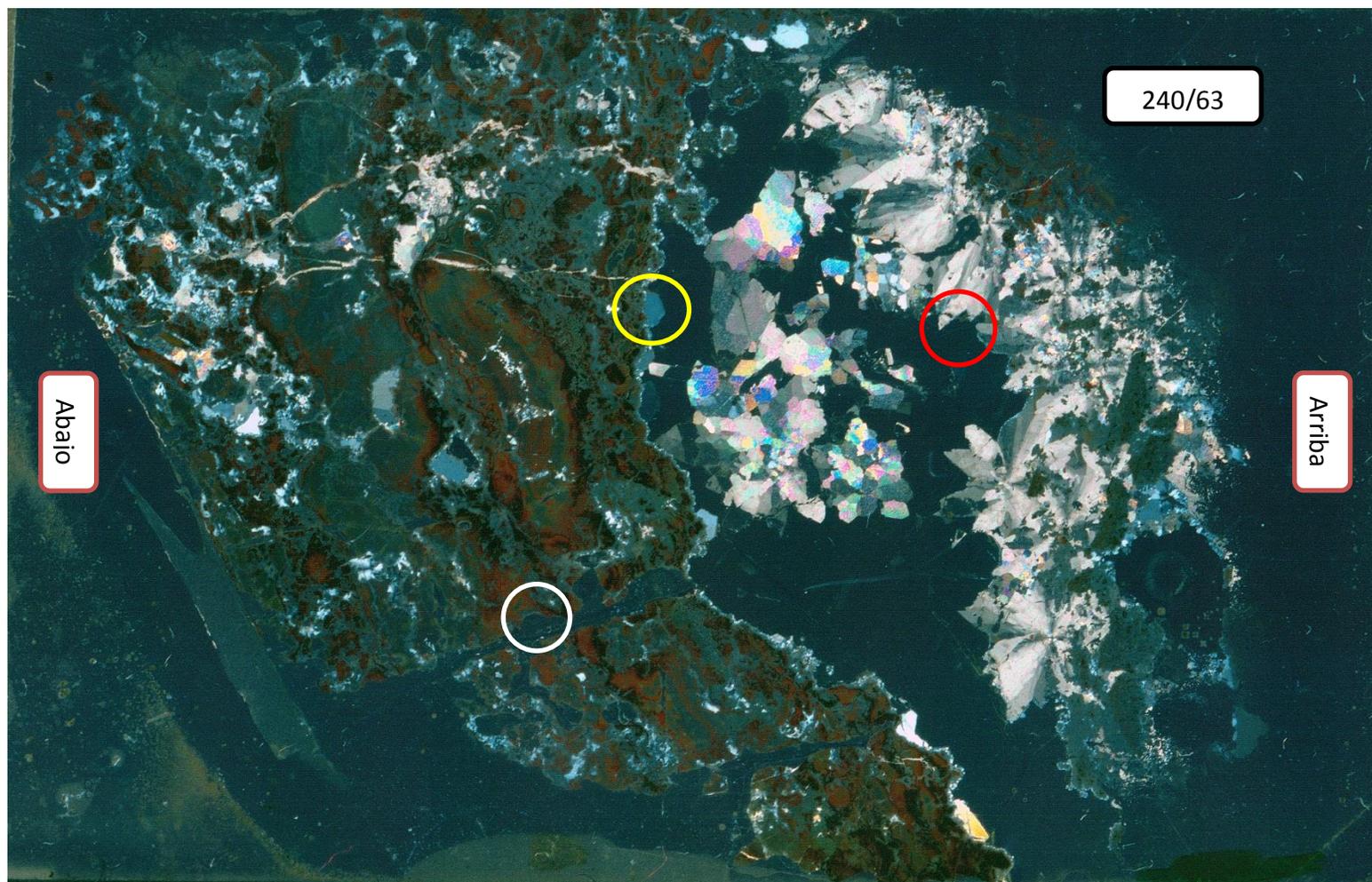


Fig. A.1 13: Escaneo polarizado del corte MF13v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

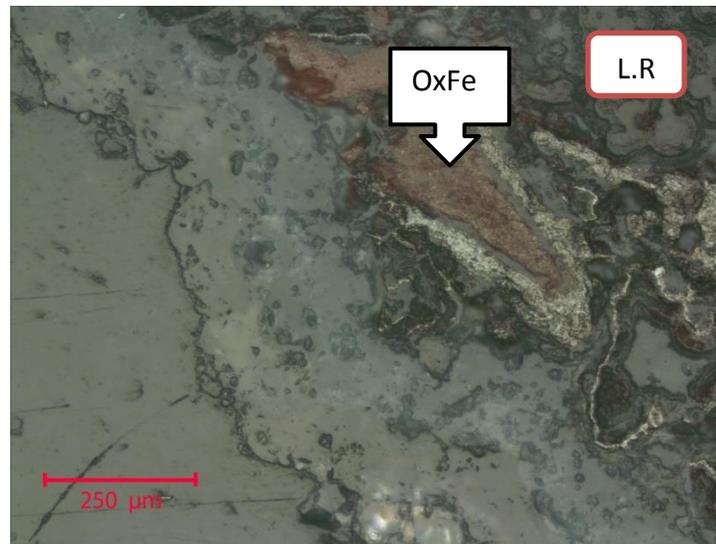
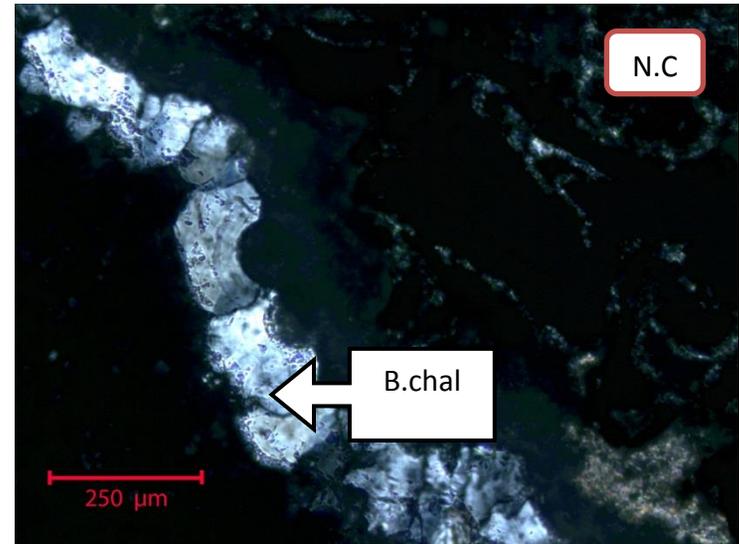
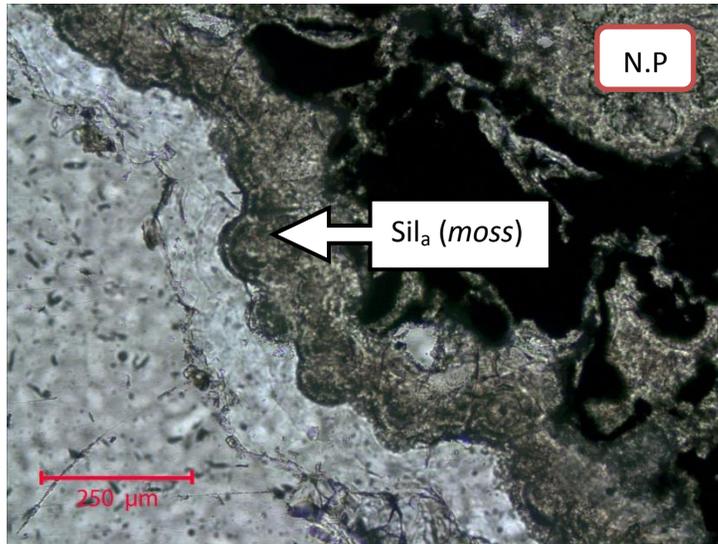


Fig. A.1 14: Círculo blanco. Sílice amorfa con textura moss alterada a arcillas seguida por bandas de calcedonia.

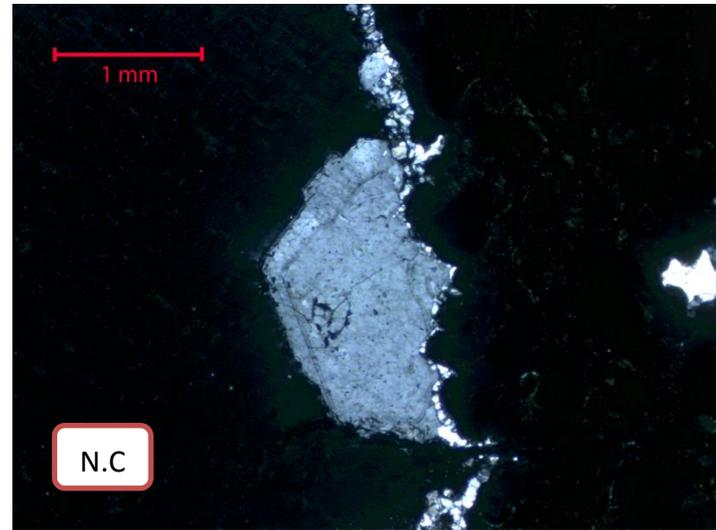
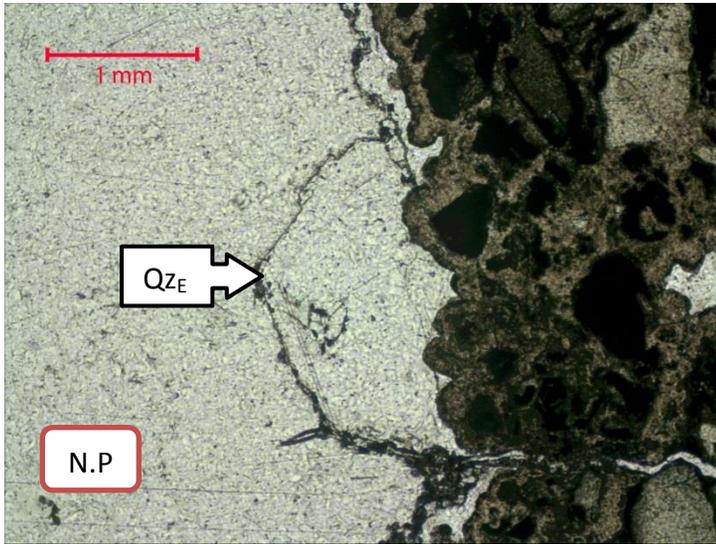


Fig. A.1 16: Círculo amarillo. Cuarzo euhedral creciendo a partir de cuarzo microcristalino

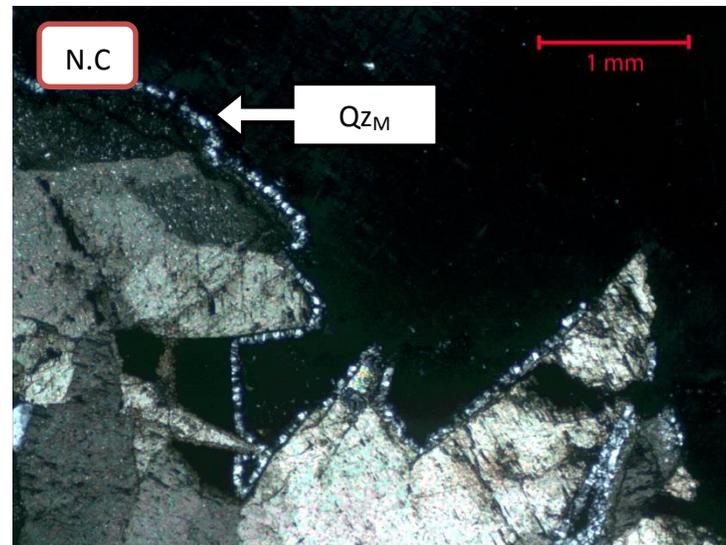
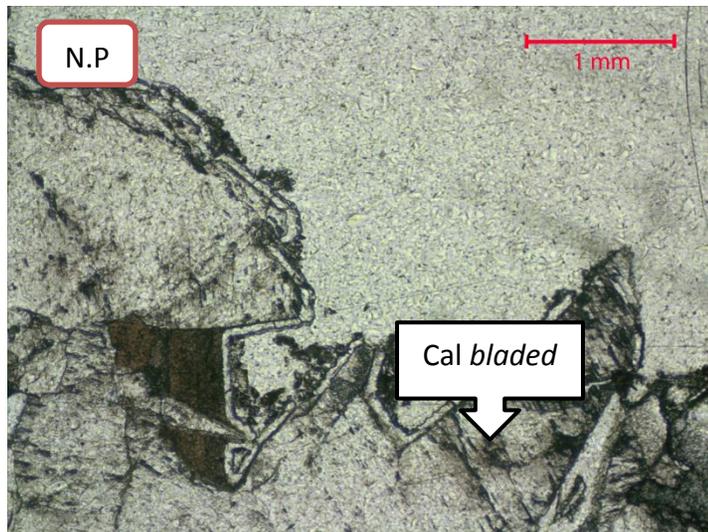


Fig. A.1 15: Círculo rojo. Cuarzo microcristalino creciendo en el borde de calcita con textura hojosa (*bladed*)

MF18h (393,17-393,41)

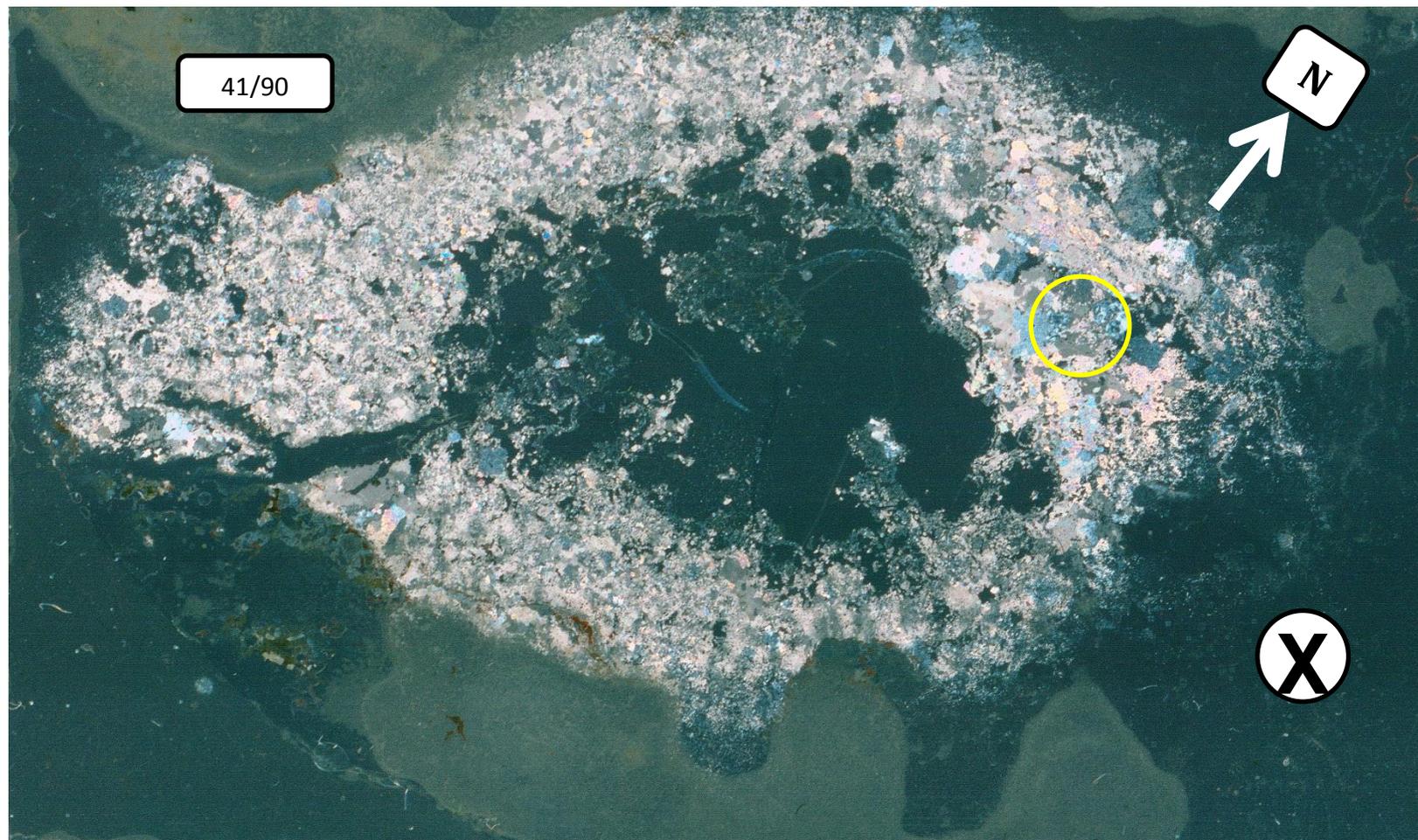


Fig. A.1 17: Escaneo polarizado del corte MF18h. Como el corte es horizontal, se indica el norte y el sentido de observación (de arriba hacia abajo).

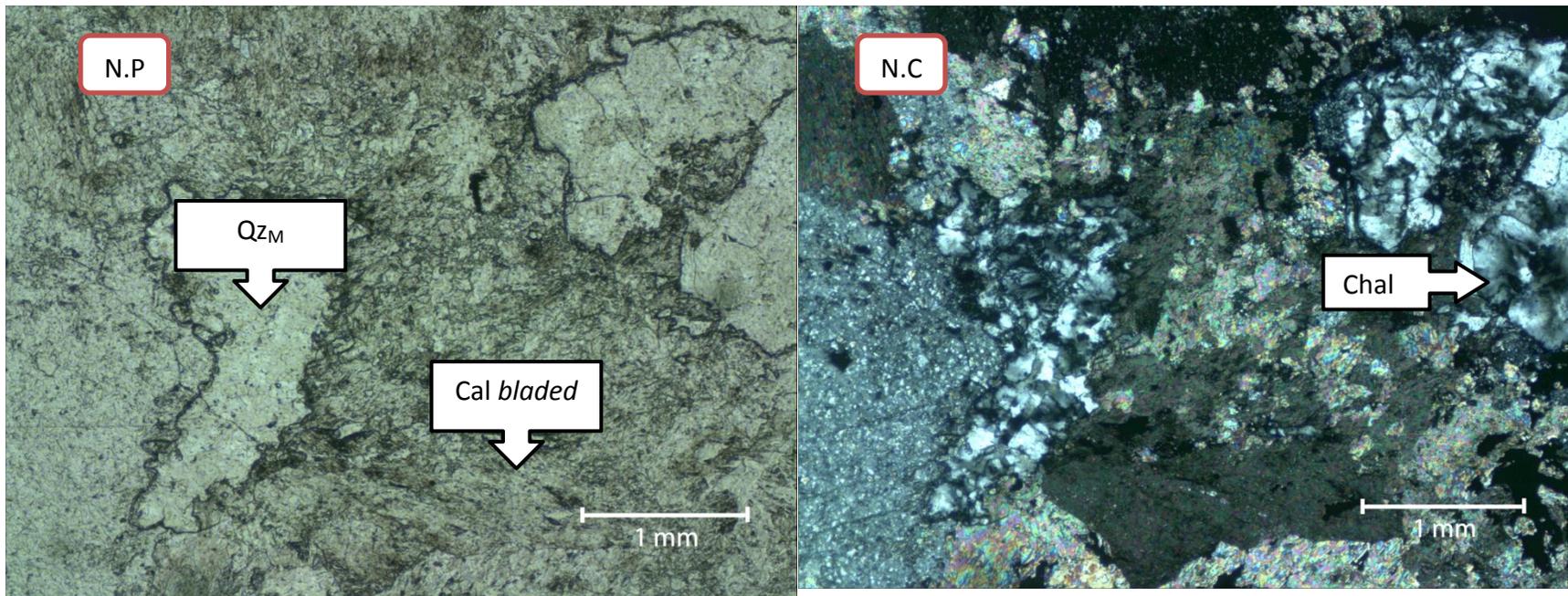


Fig. A.1 18: Círculo amarillo. Cuarzo microcristalino variando a calcedonia relleno espacios dentro de calcita.

MF18v (393,17-393,41)



Fig. A.1 19: Escaneo polarizado del corte MF18v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

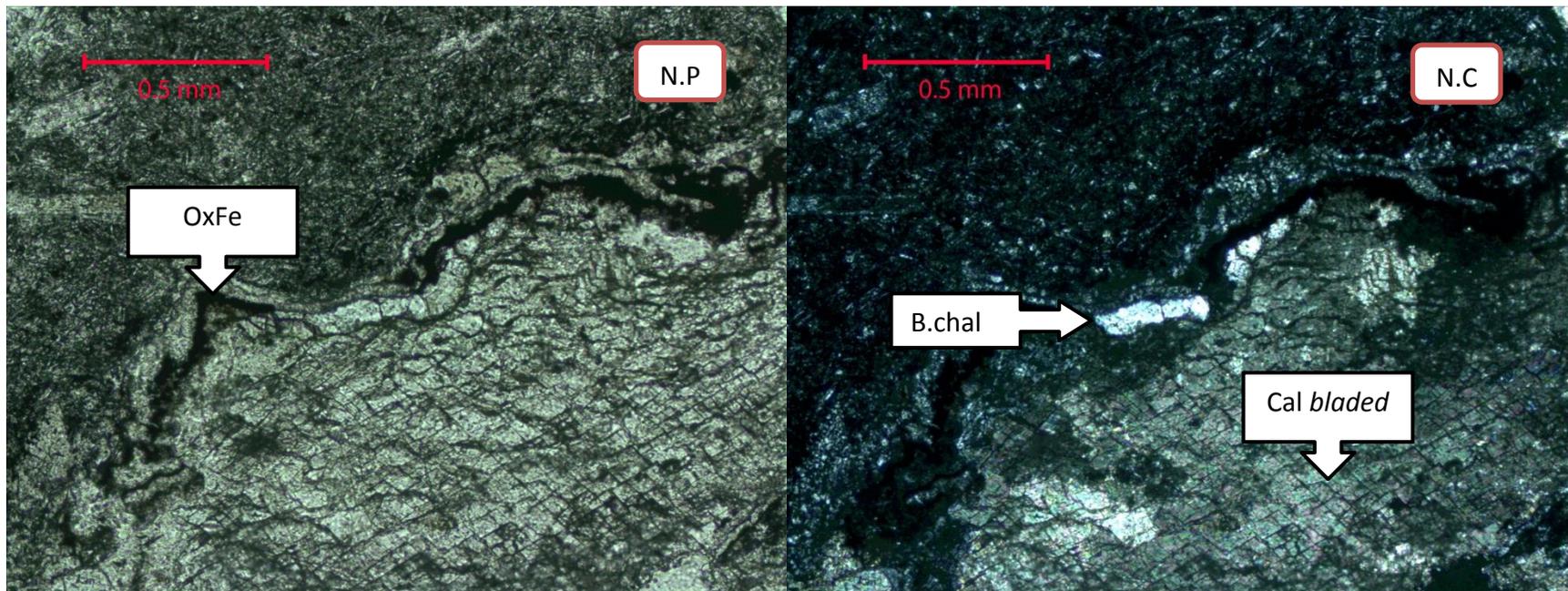


Fig. A.1 20: Borde de óxidos de Fe, bandas de calcedonia seguida por calcita bladed con clivaje muy marcado.

MF19v (410,6-410,71)

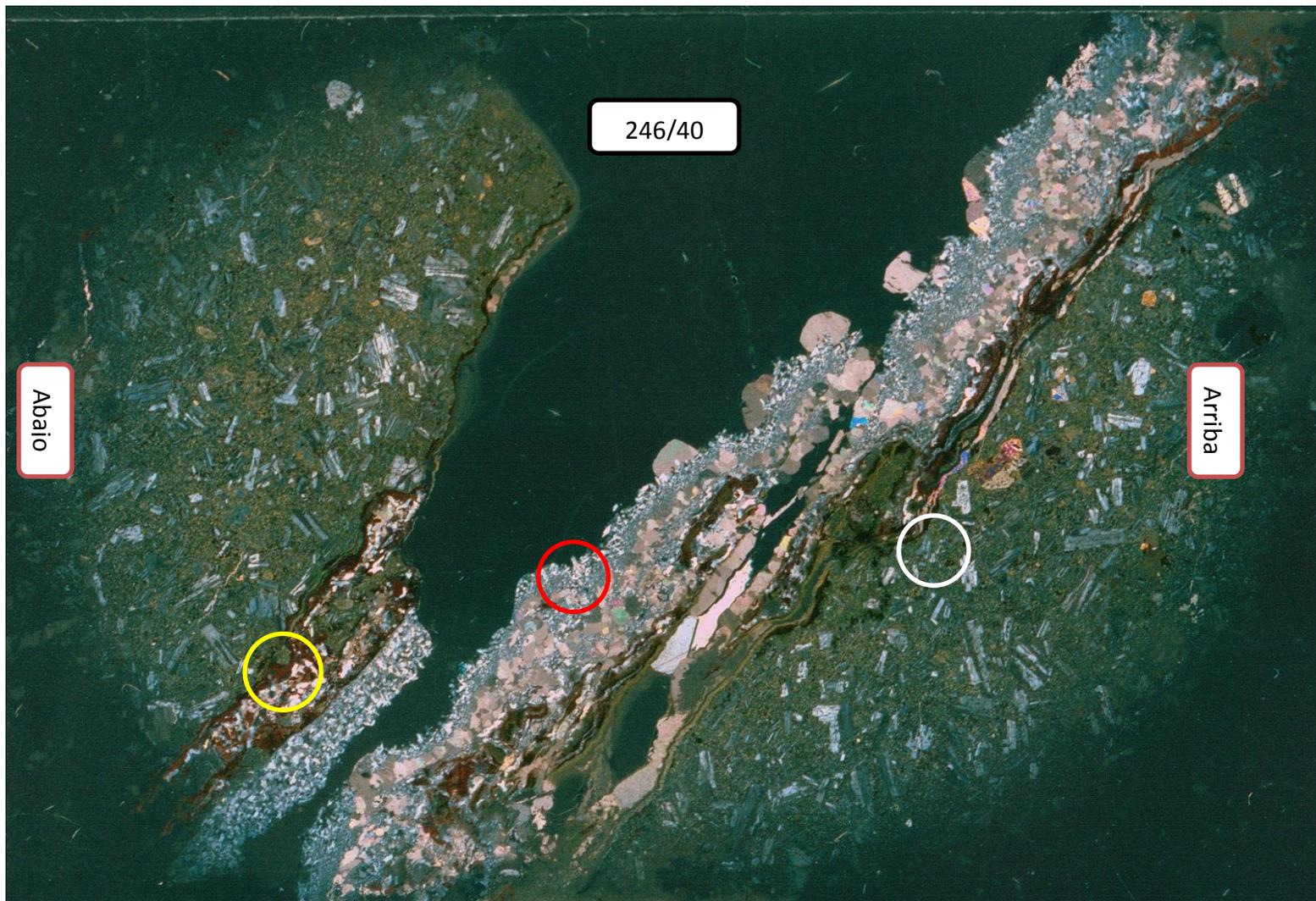


Fig. A.1 21: Escaneo polarizado del corte MF19v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

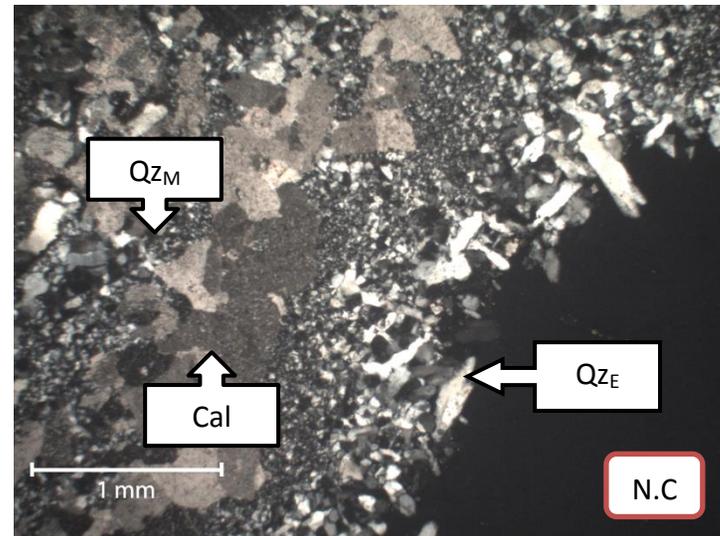
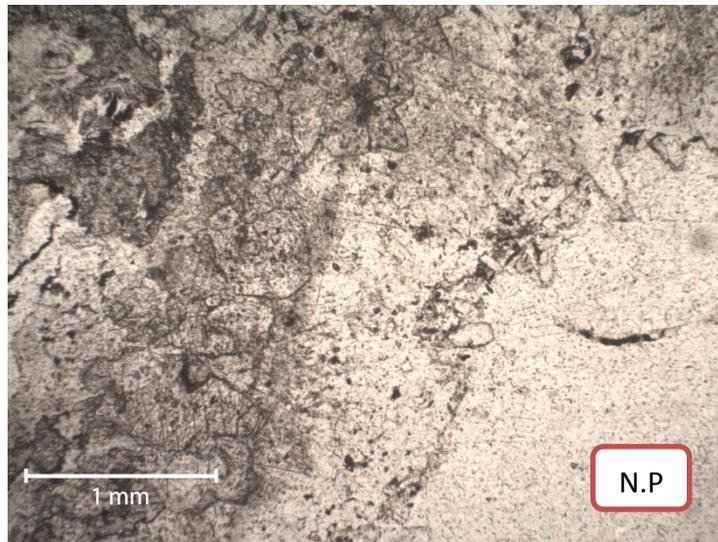


Fig. A.1 23: Círculo rojo. Alternancia de calcita y cuarzo, aumentando su tamaño hacia el centro de la vetilla

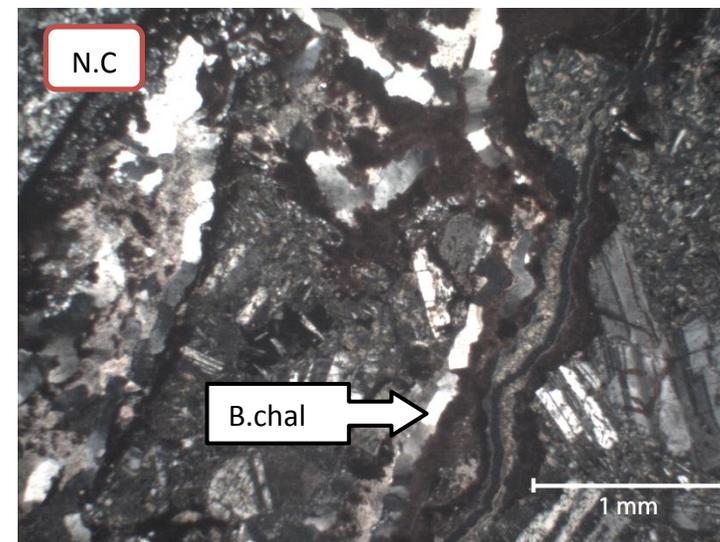
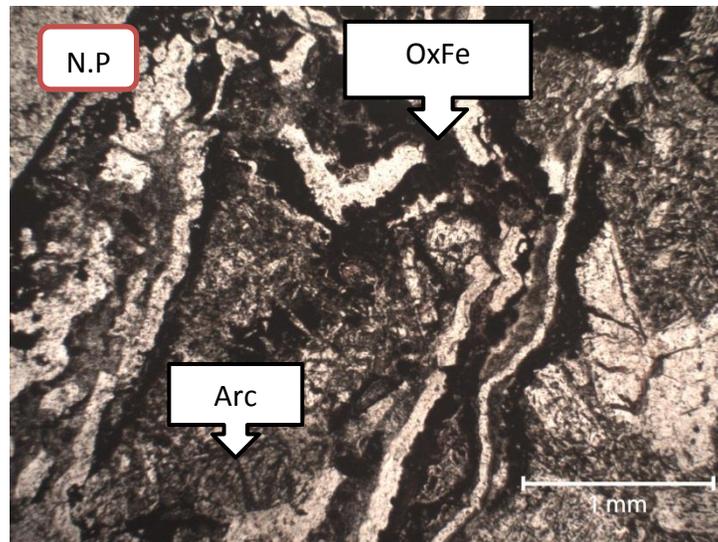


Fig. A.1 22: Círculo amarillo. Compleja historia de brechizaciones minerales entre óxidos de Fe, arcillas y bandas de calcedonia.

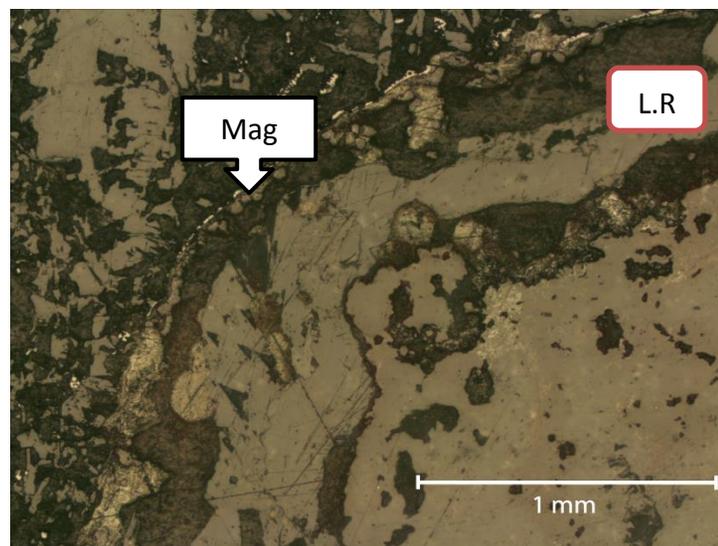
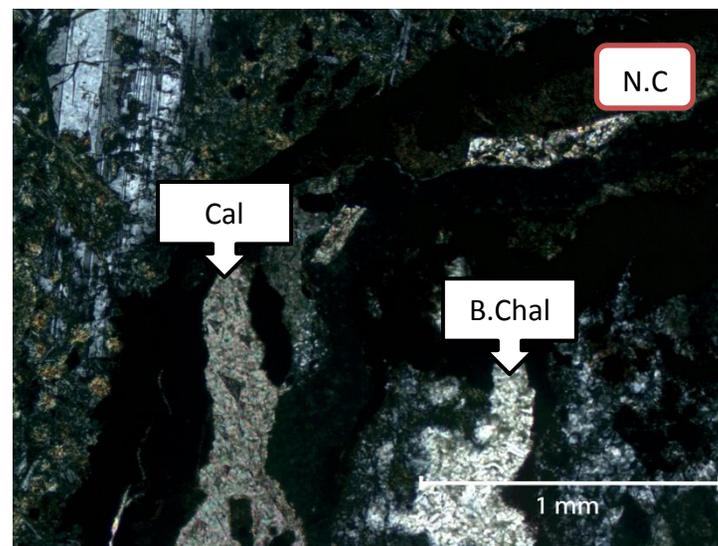
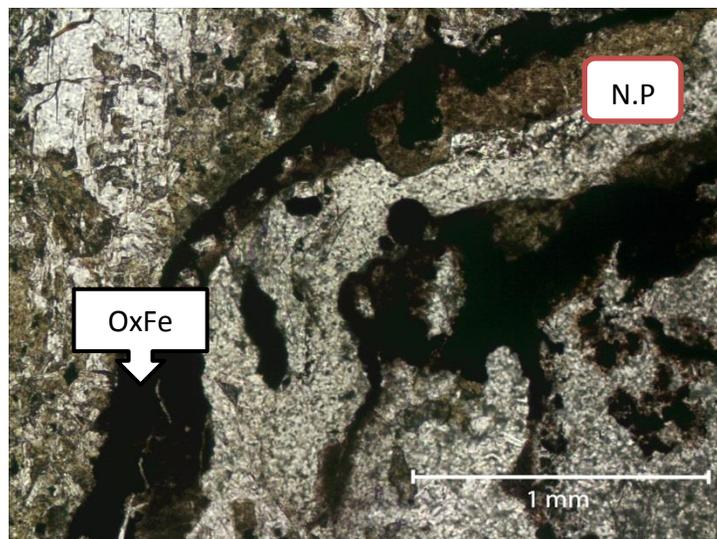


Fig. A.1 24: Círculo blanco. Borde de magnetita, óxidos de Fe y centro de calcita

MF20bv (409,96-410,12)

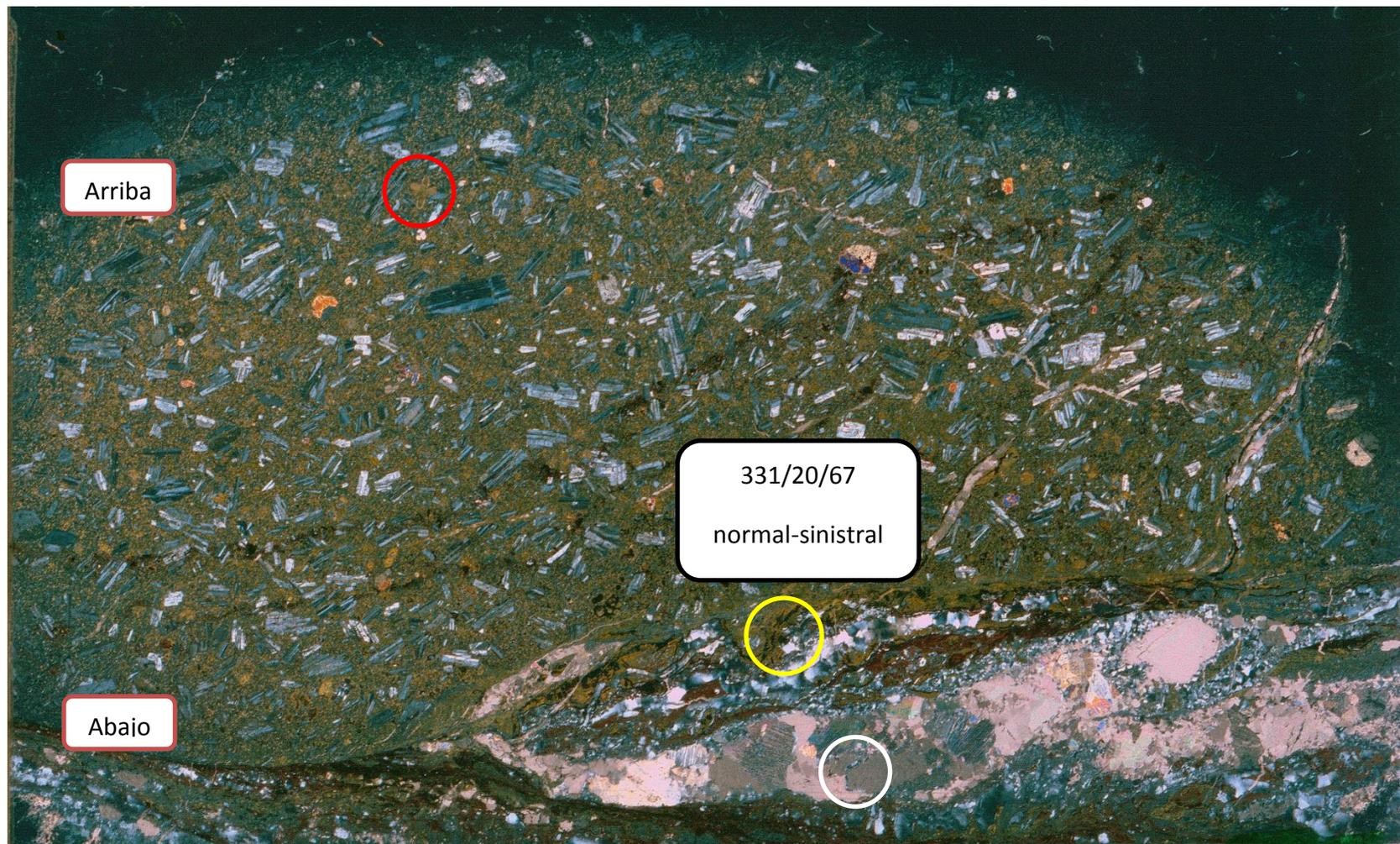


Fig. A.1 25: Escaneo polarizado del corte MF20bv. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

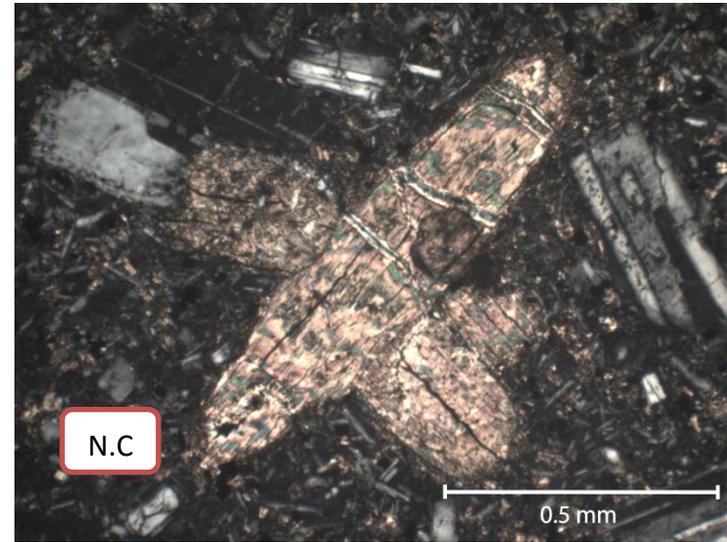
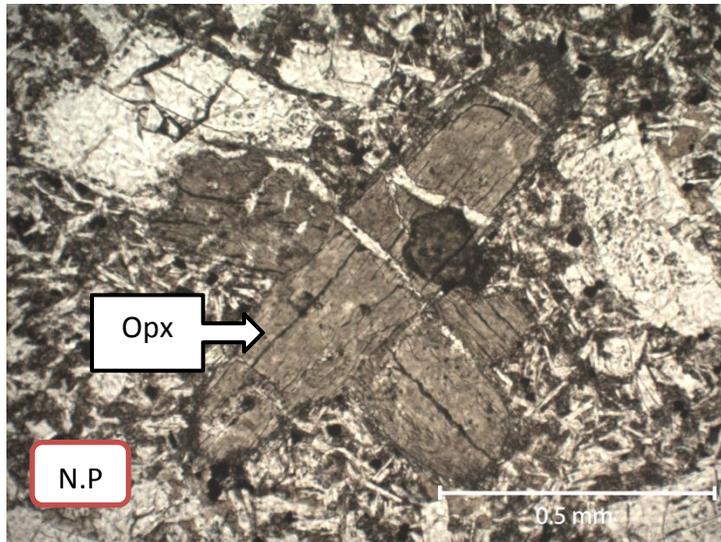


Fig. A.1 27: Círculo rojo. Ortopiroxeno completamente alterado a arcillas.

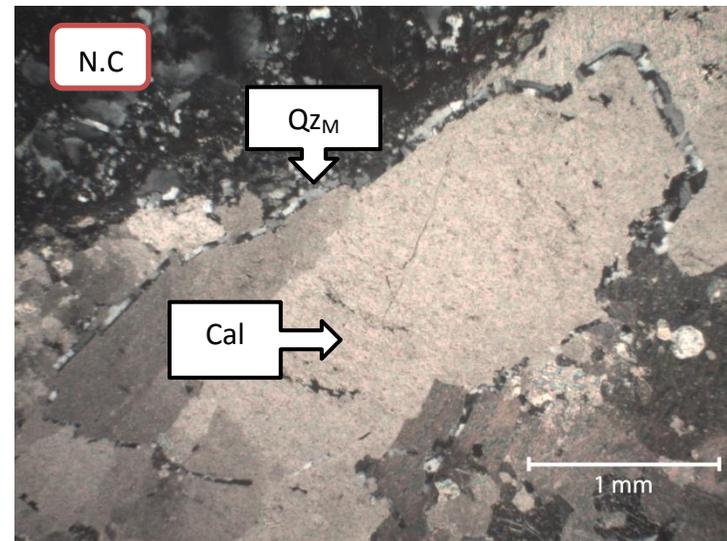
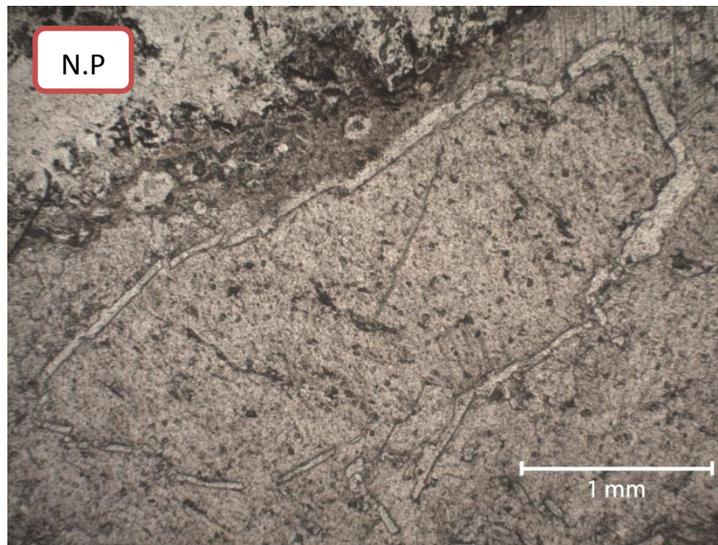


Fig. A.1 26: Círculo blanco. Calcita y borde de cuarzo microcristalino

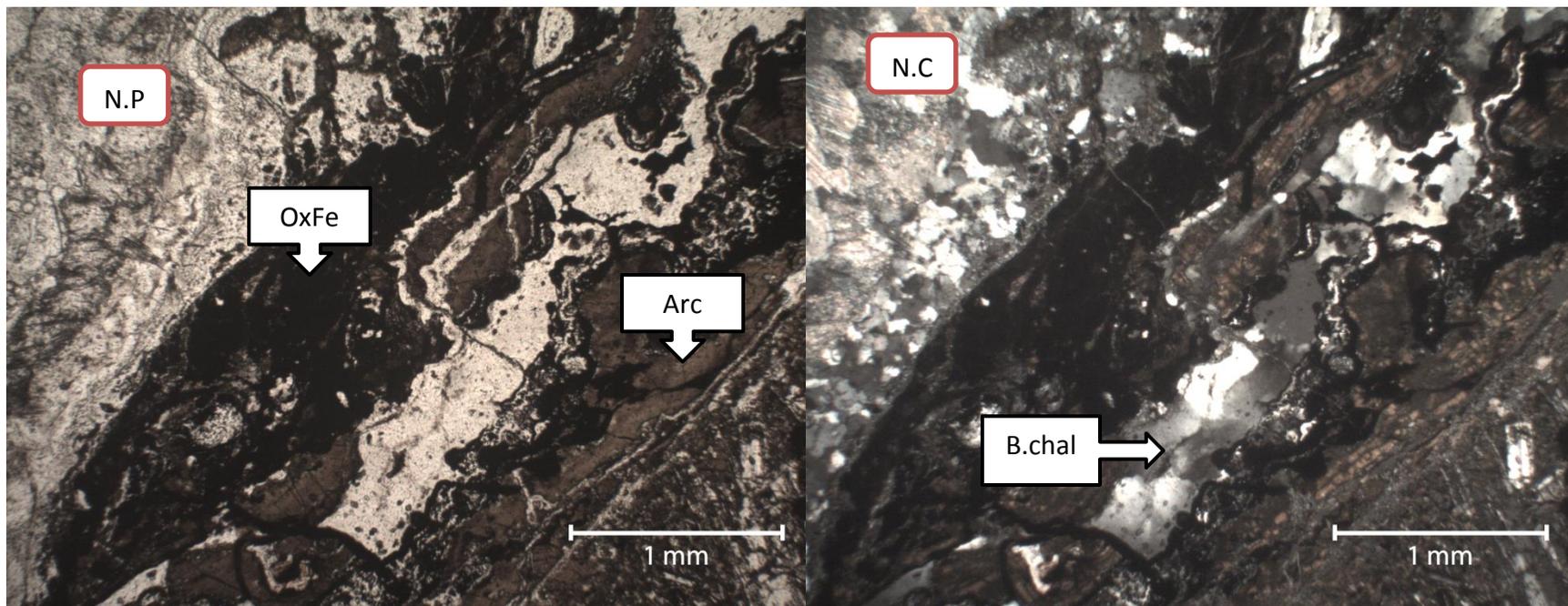


Fig. A.1 28: Círculo amarillo. Compleja historia de brechizaciones minerales entre óxidos de Fe, bandas de calcedonia y arcillas.

MF21v (447,45-447,52)

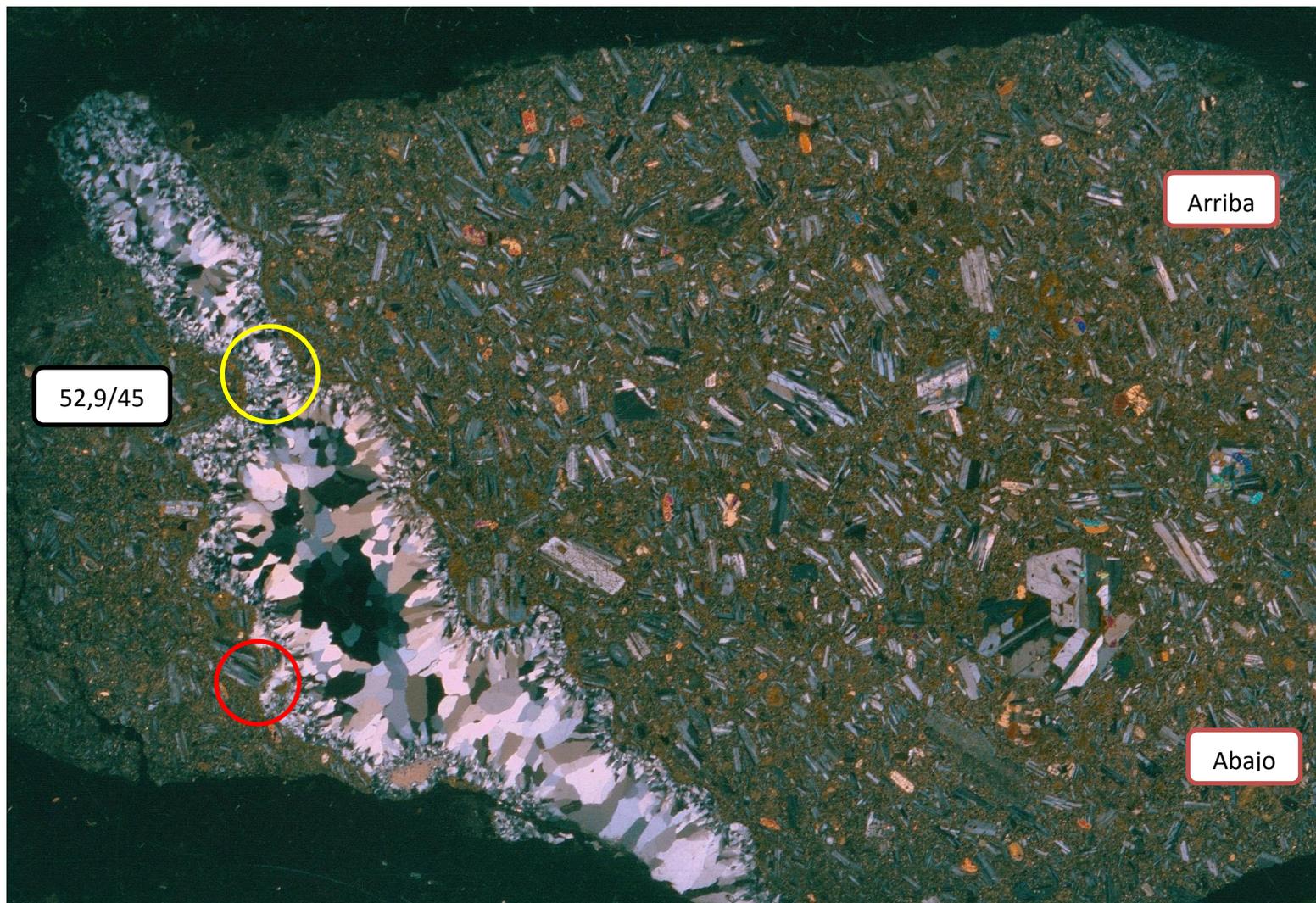


Fig. A.1 29: Escaneo polarizado del corte MF21v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

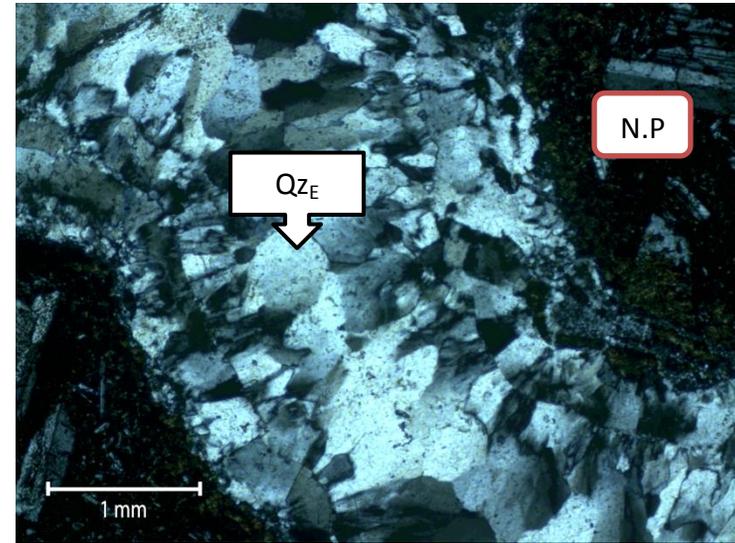
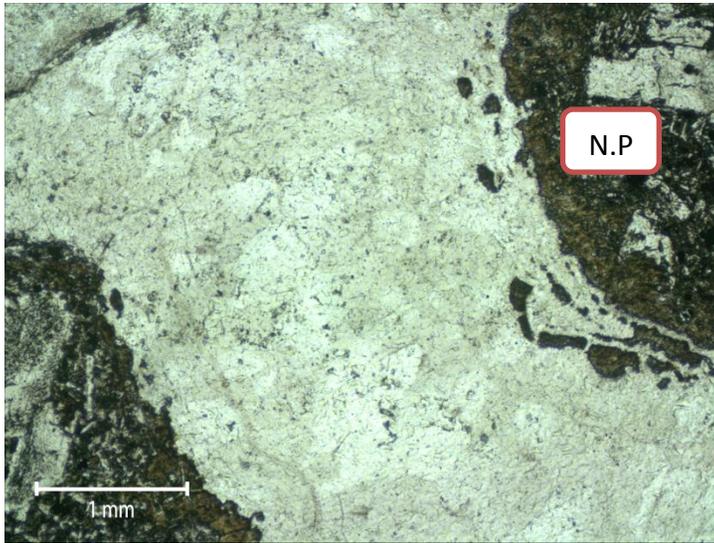


Fig. A.1 31: Círculo amarillo. Vista completa de la vettilla de cuarzo, creciendo de forma sintaxial hacia el centro de la veta.

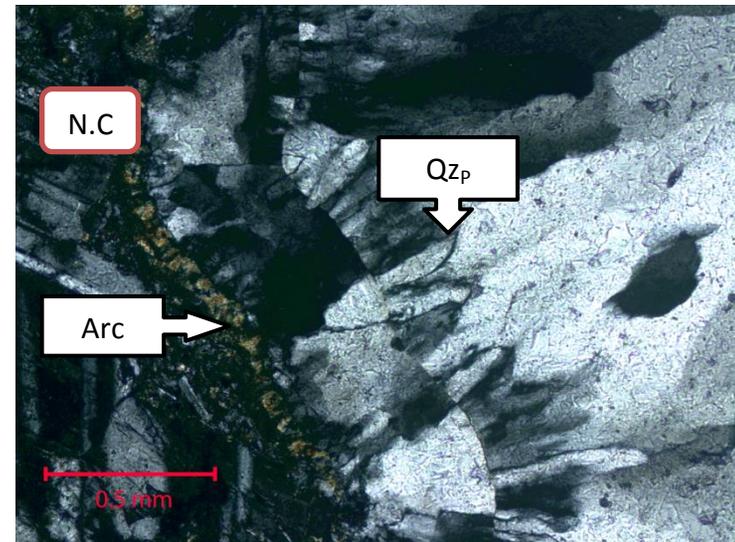
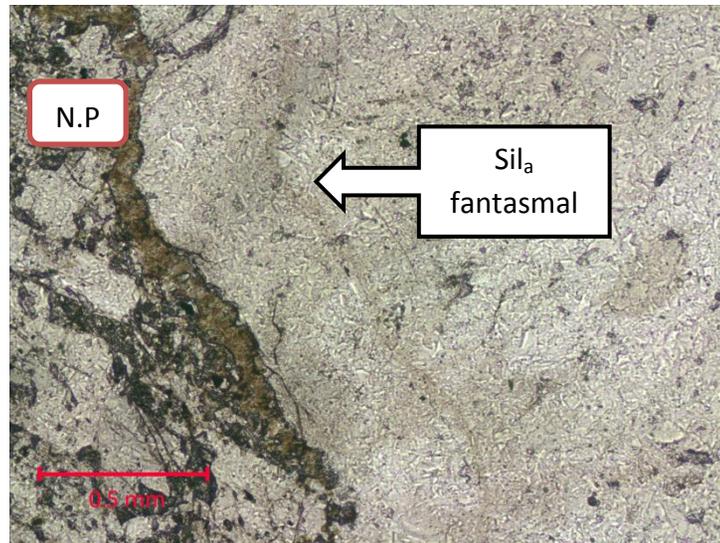


Fig. A.1 30: Círculo rojo. Borde de arcillas, sílice amorfa con textura coliforme fantasmal recristalizada a cuarzo con textura plumosa.

MF22h (469,83-470)



Fig. A.1 32: Escaneo polarizado del corte MF22h. Como el corte es horizontal, se indica el norte y el sentido de observación (de arriba hacia abajo).

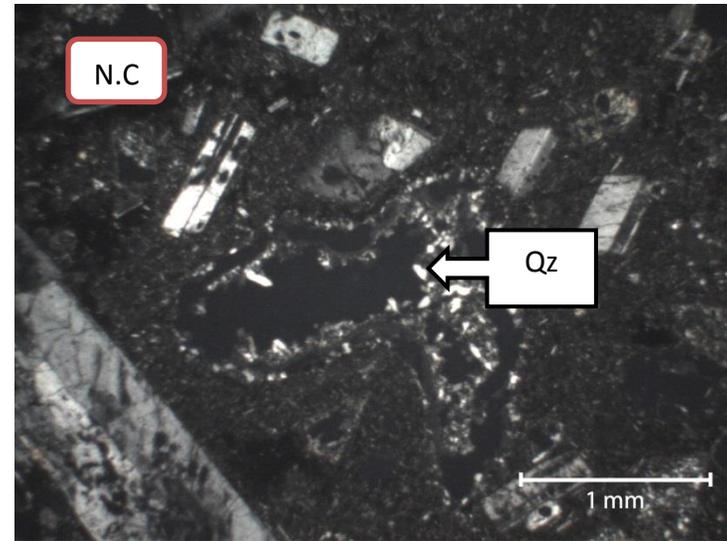
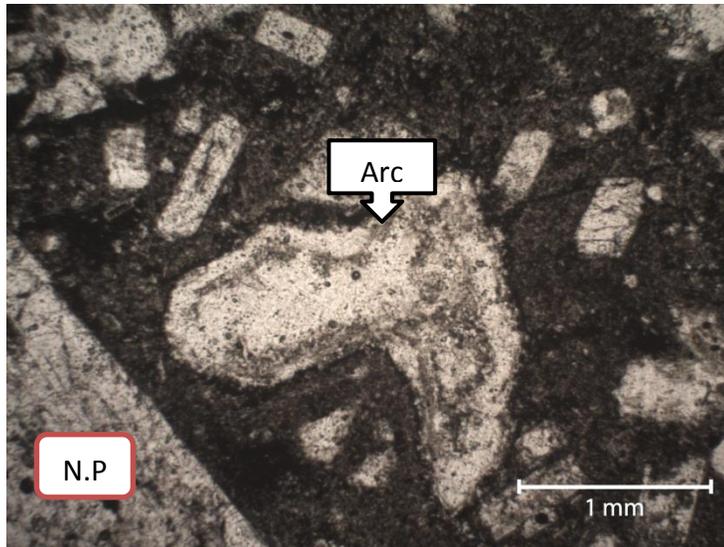


Fig. A.1 33: Círculo amarillo. Amígdala con relleno parcial de arcillas y cuarzo euhedral

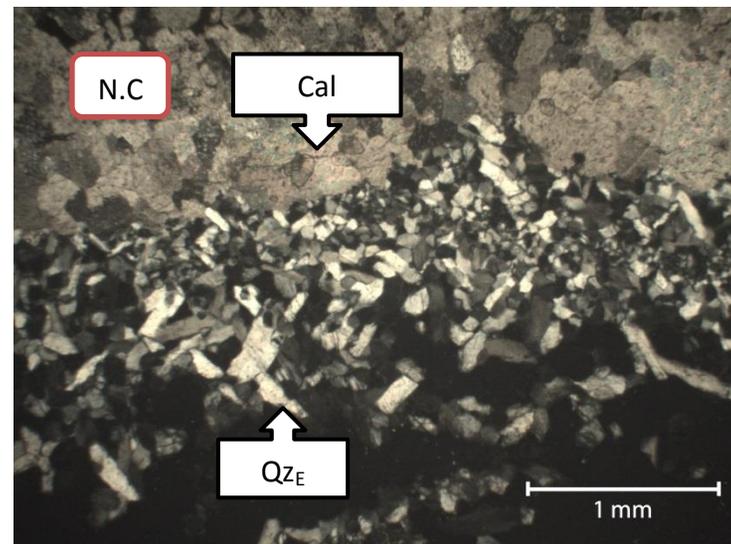
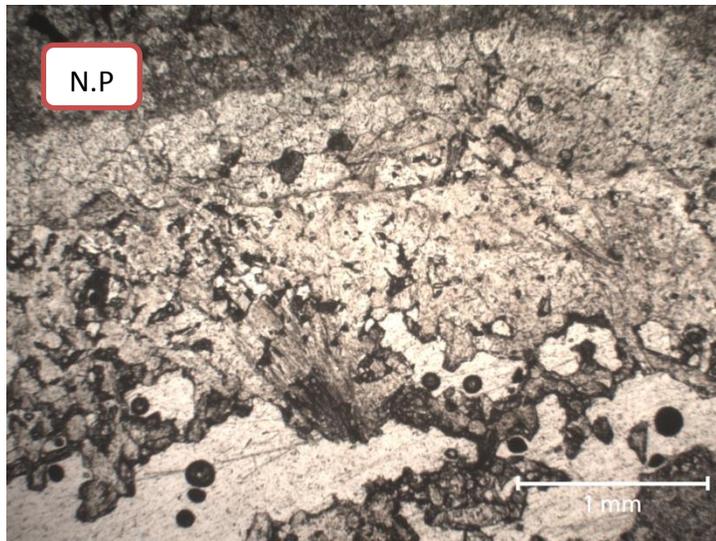


Fig. A.1 34: Círculo rojo. Cuarzo euhedral creciendo hacia el centro de la vetilla

MF22v (469,83-470)



Fig. A.1 35: Escaneo polarizado del corte MF22v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

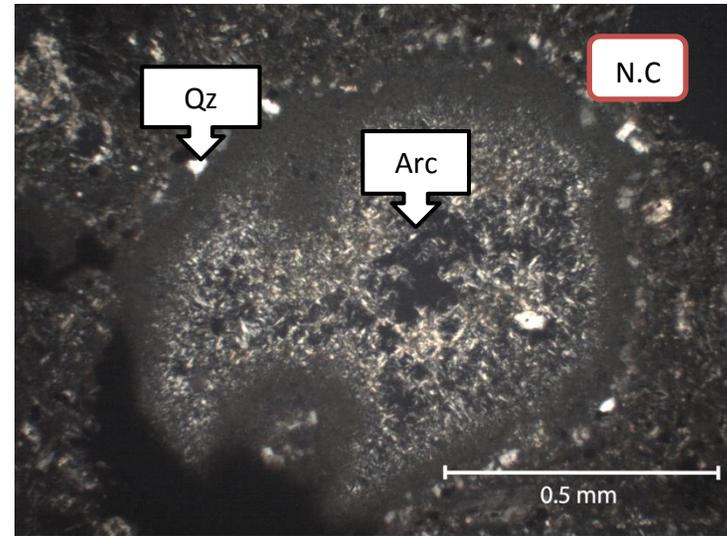
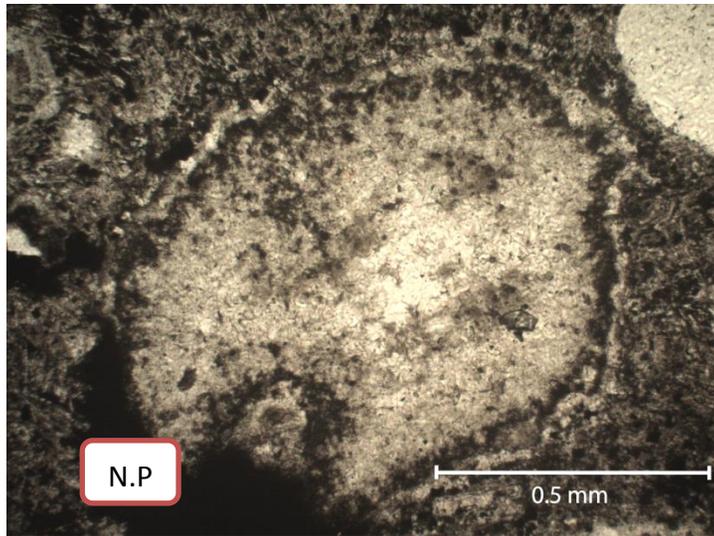


Fig. A.1 37: Círculo rojo. Amígdala rellena parcialmente por cuarzo y arcillas

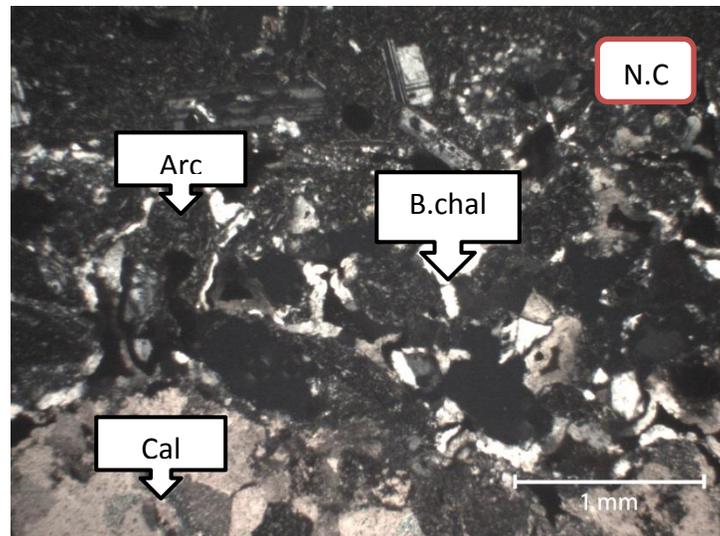
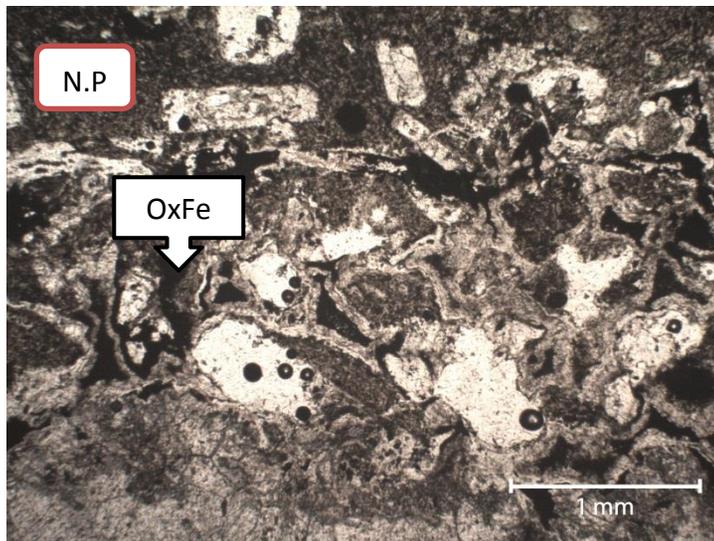


Fig. A.1 36: Círculo amarillo. Brechización mineral en el borde: óxidos de Fe, bandas de calcedonia y arcillas

MF23v (566,45-566,54)



Fig. A.1 38: Escaneo polarizado del corte MF23v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

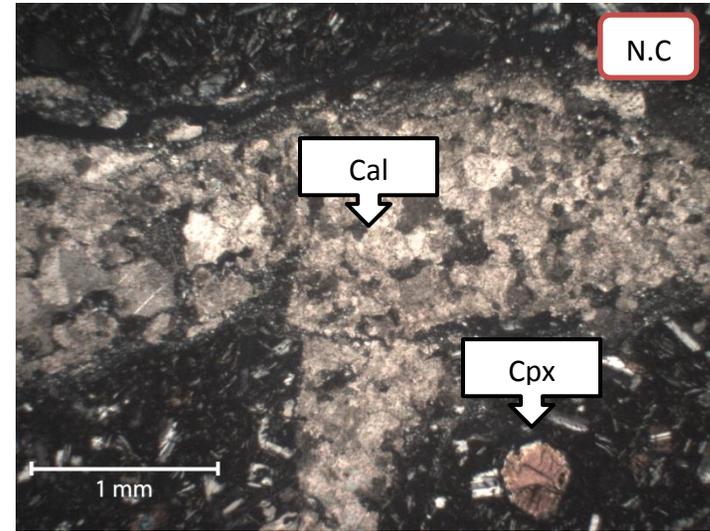
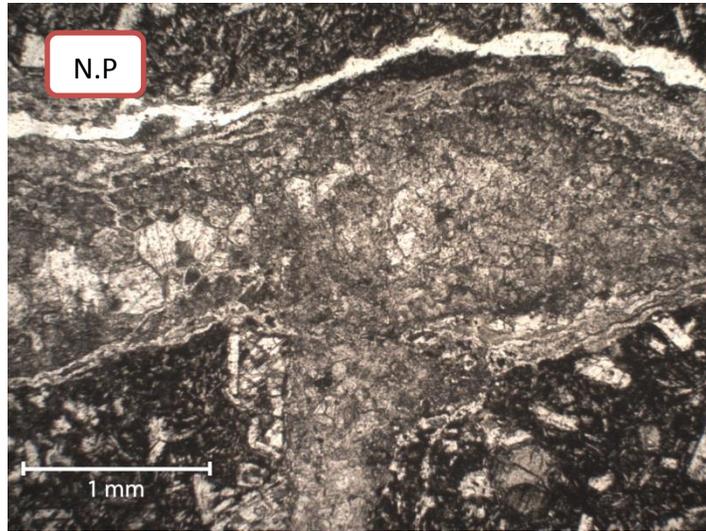


Fig. A.1 39: Círculo amarillo. Vista completa de la vetilla principal y de otra subsidiaria subperpendicular a la primera.

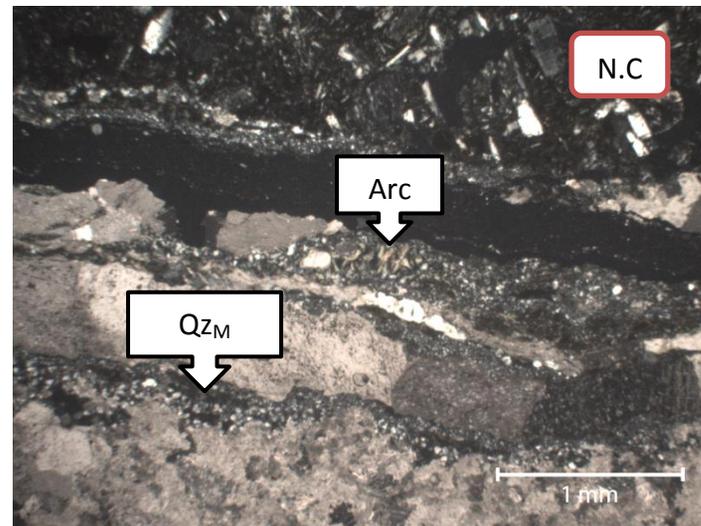
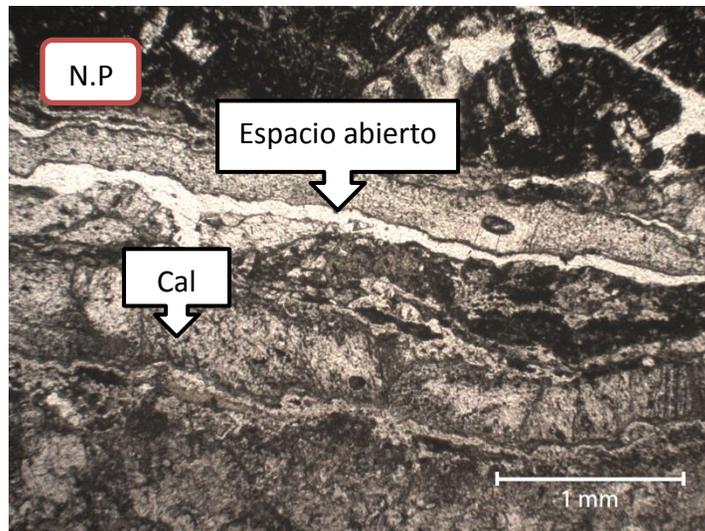


Fig. A.1 40: Círculo rojo. Brechizaciones minerales en el borde de la vetilla.

MF24r (578,26-578,43)

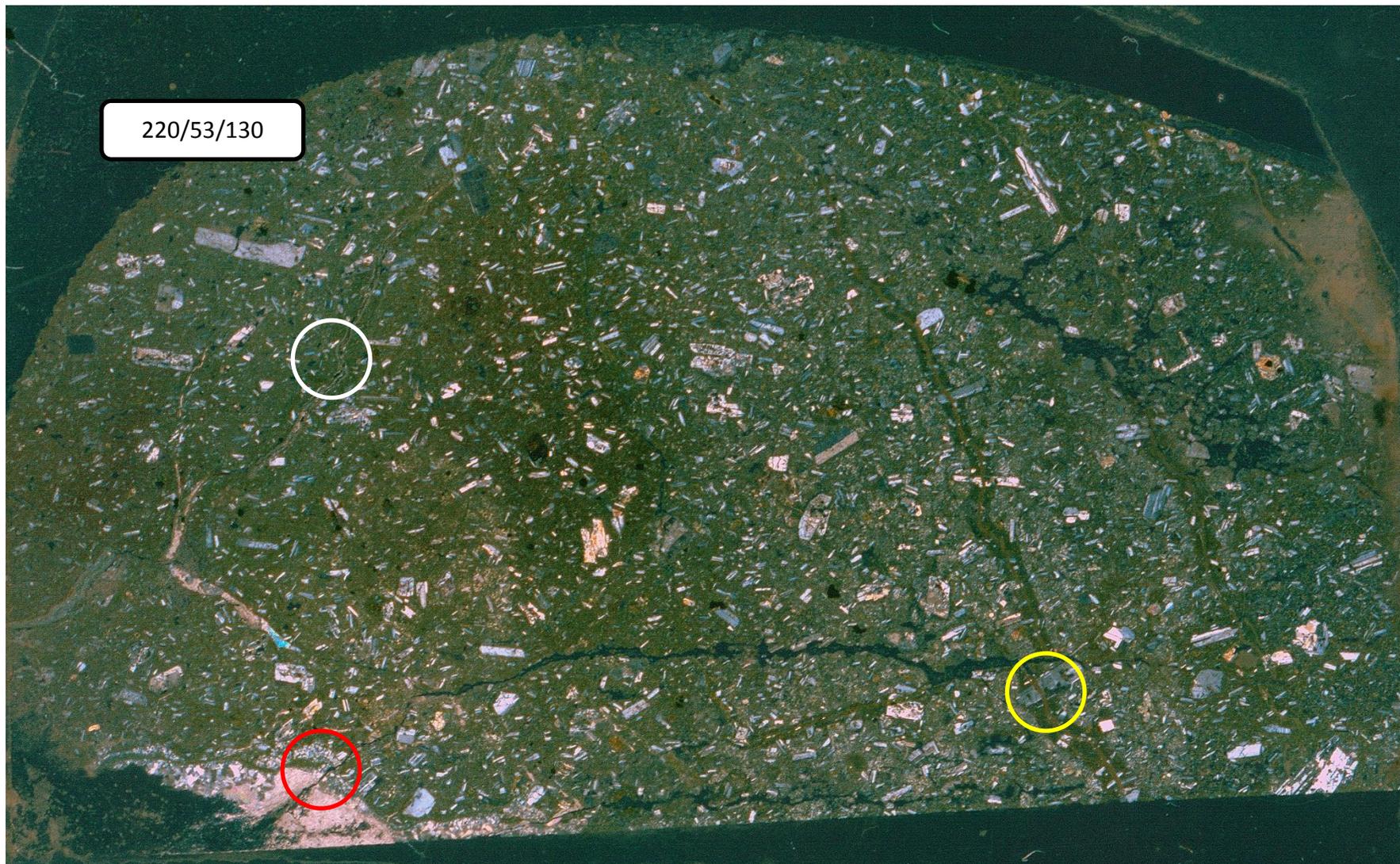


Fig. A.1 41: Escaneo polarizado del corte MF24r. El corte está hecho paralelo al rake y perpendicular al plano de falla.

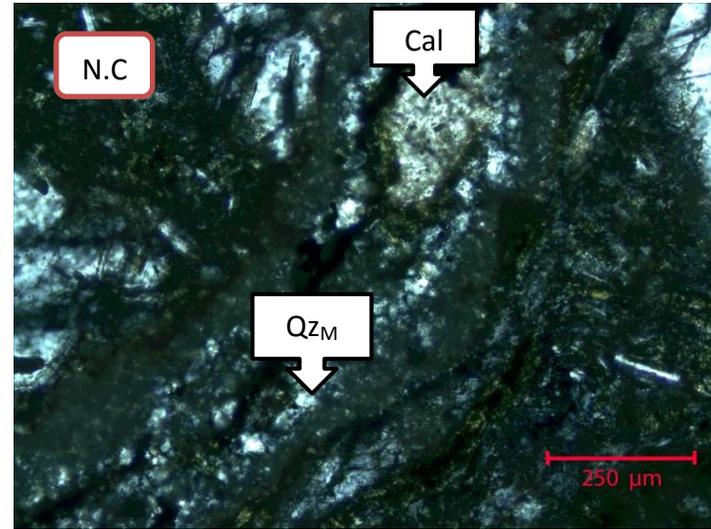
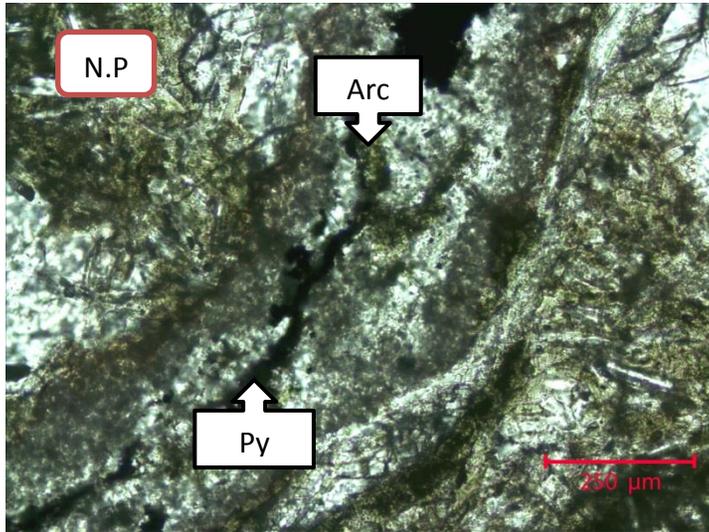


Fig. A.1 42: Círculo blanco. Cuarzo microcristalino, pirita, arcillas y calcita

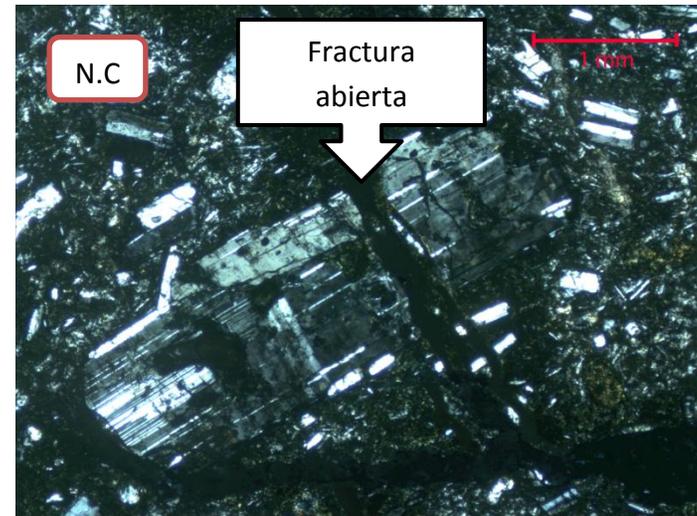
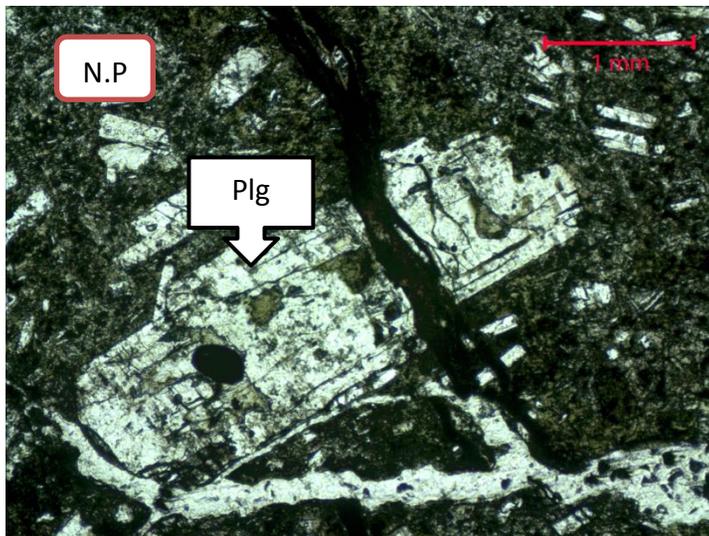


Fig. A.1 43: Círculo amarillo. Plagioclase cortada por una fractura de forma sinistral.

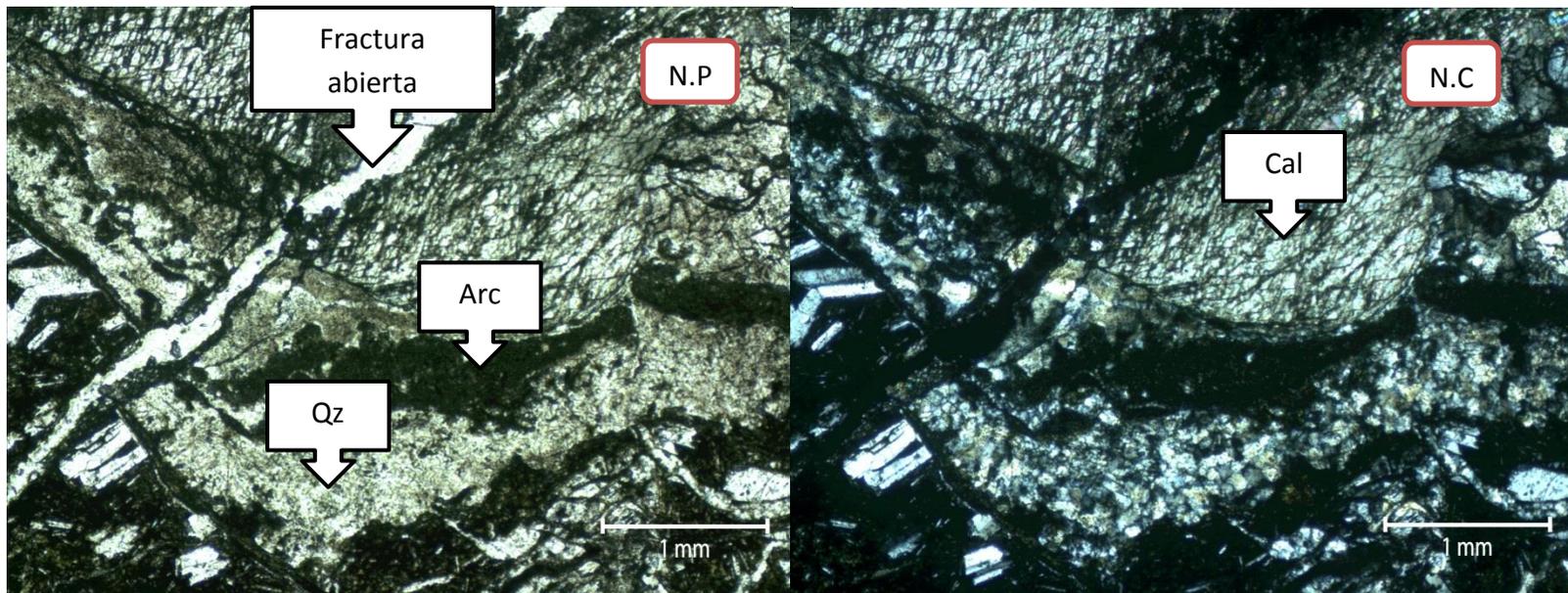


Fig. A.1 44: Círculo rojo. Cuarzo, arcillas (chl?) y calcita desplazadas por una fractura abierta de forma dextral.

MF26v (696,54-696,68)

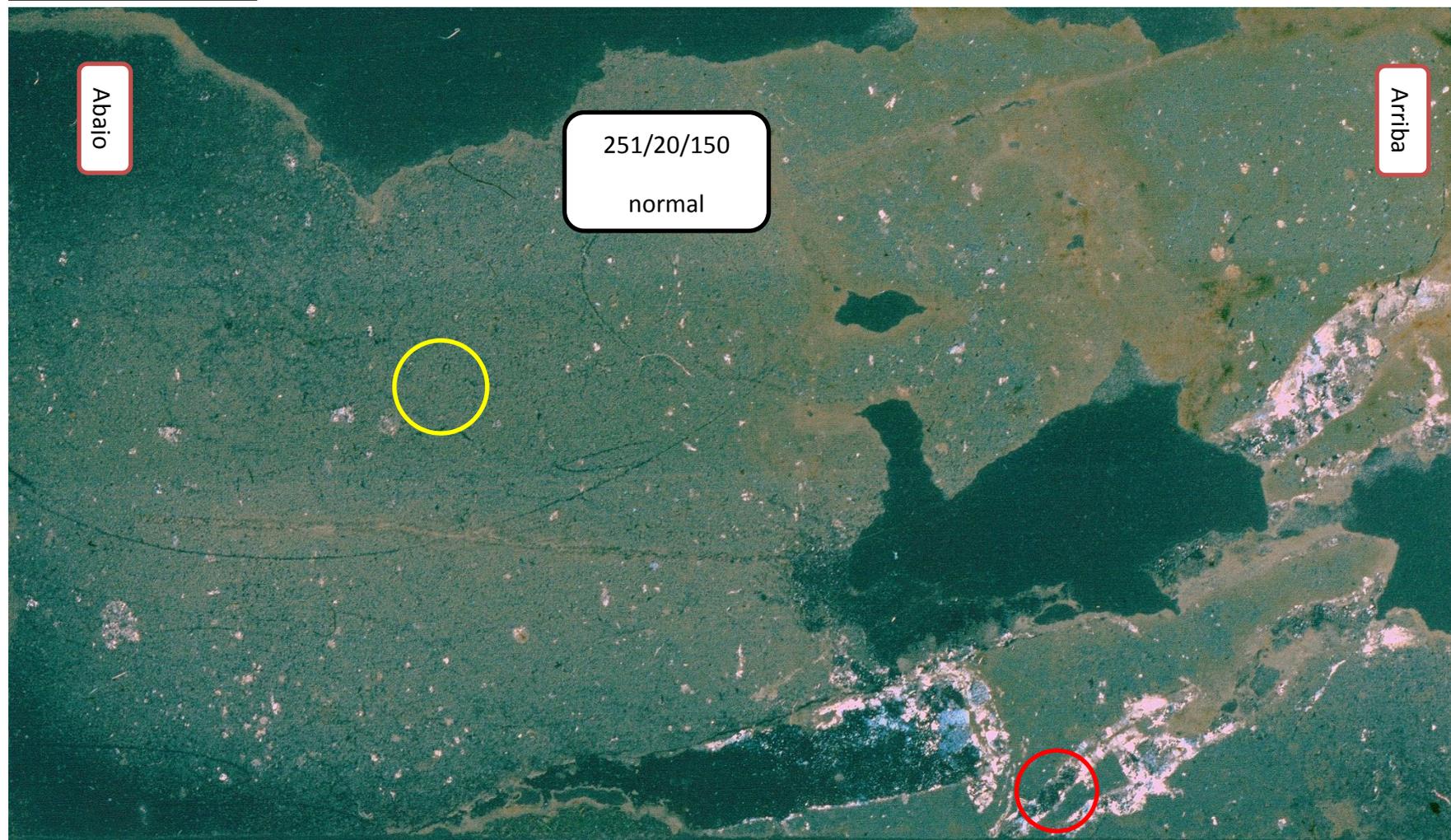


Fig. A.1 45: Escaneo polarizado del corte MF26v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

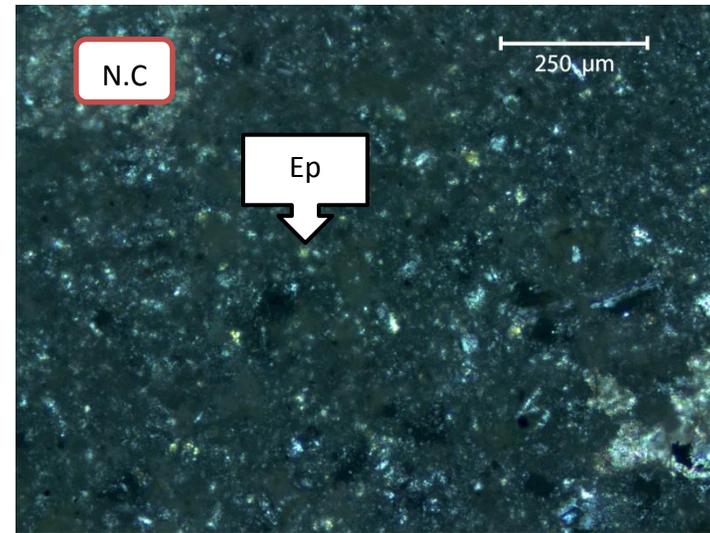
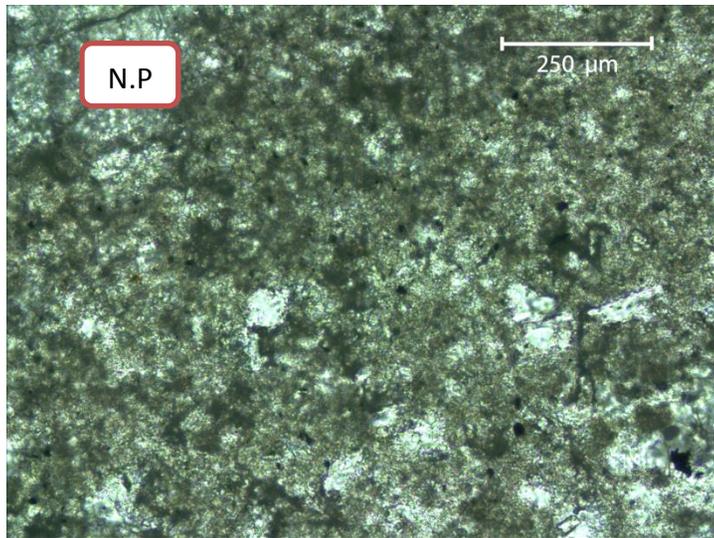


Fig. A.1 46: Círculo amarillo. Primera aparición de epidota microcristalina en la matriz.

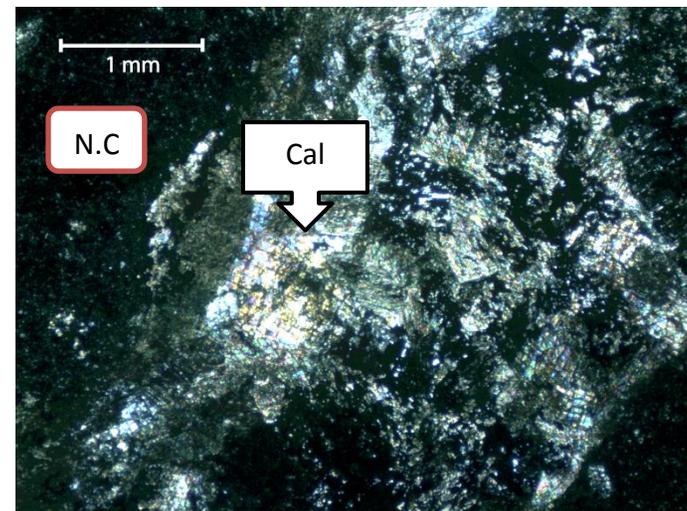
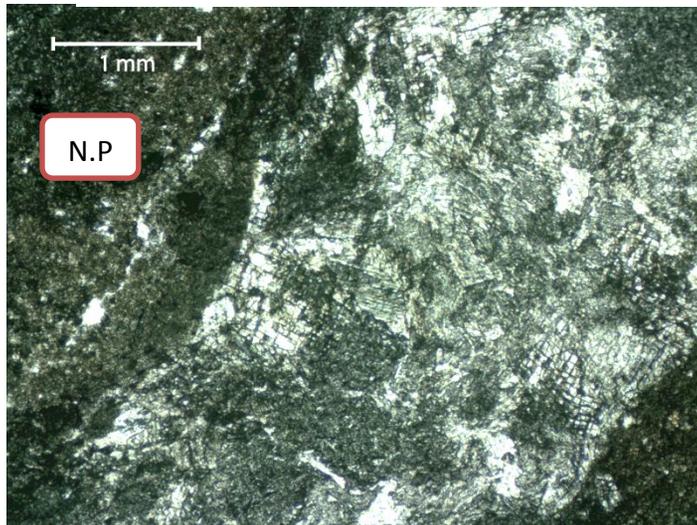


Fig. A.1 47: Círculo rojo. Relleno central de calcita

MF27rb (712,7-713,01)

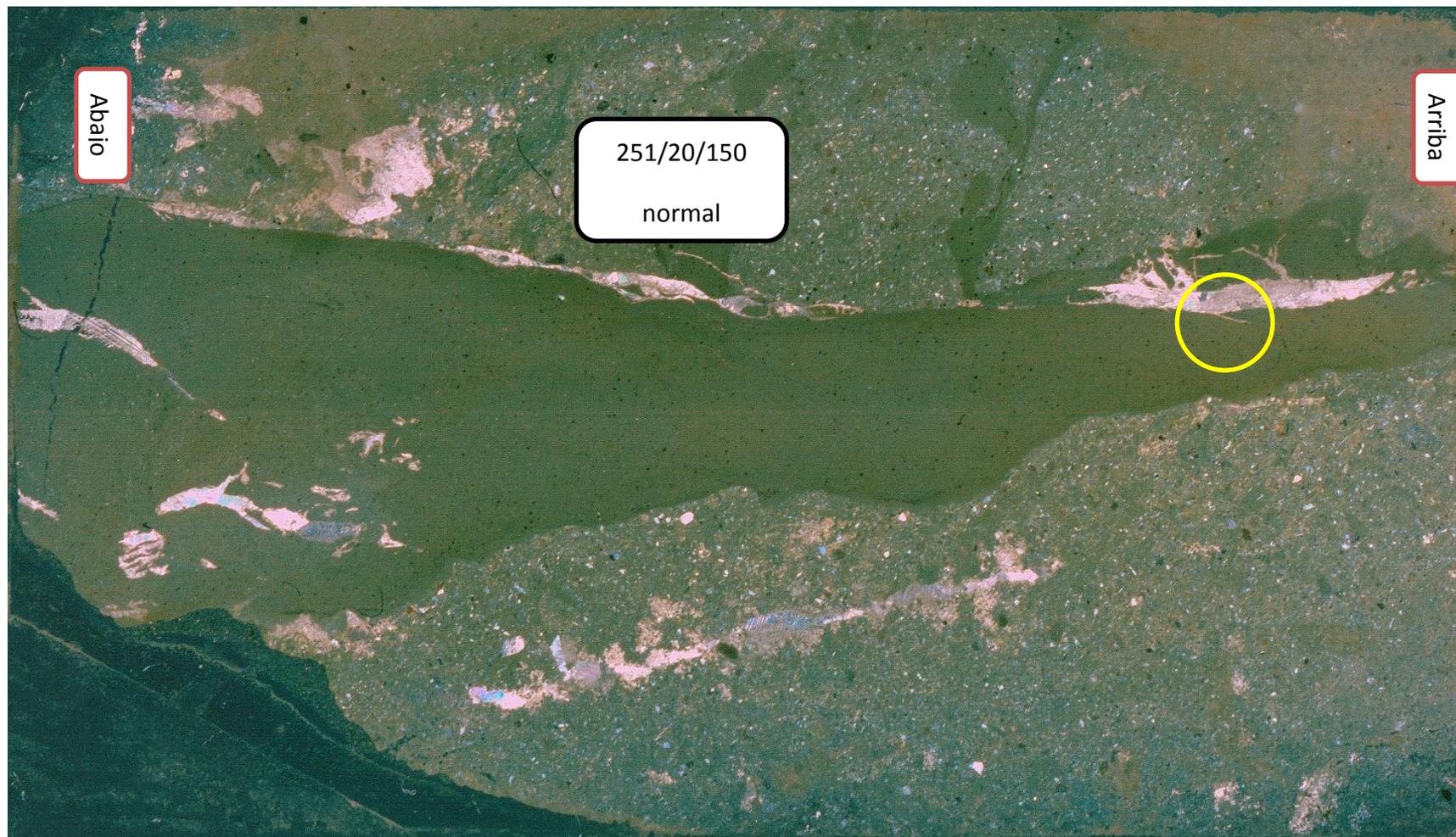


Fig. A.1 48: Escaneo polarizado del corte MF27rb. El corte está hecho paralelo al rake y perpendicular al plano de falla.

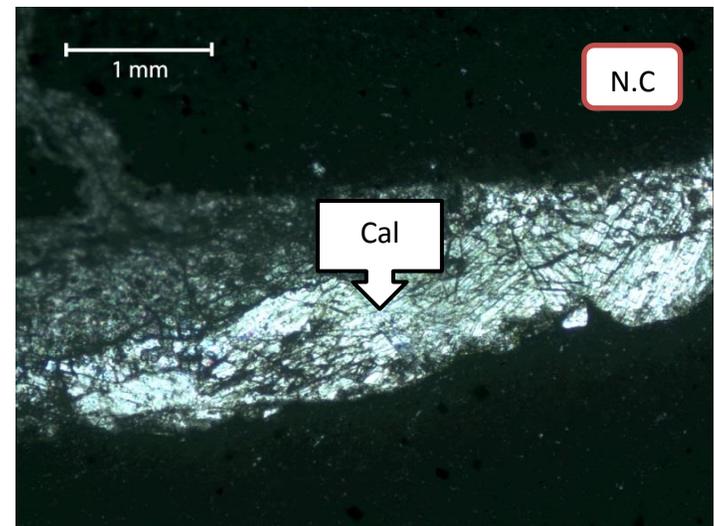
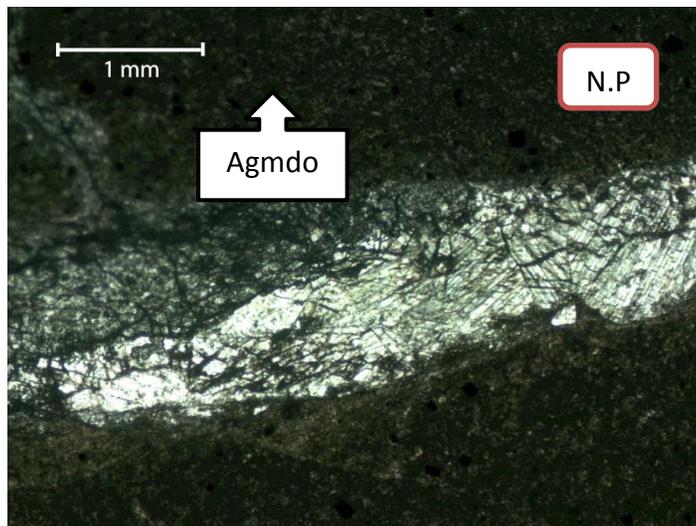


Fig. A.1 50: Círculo amarillo. Aglomerado verdoso de arcillas cortado por vetillas de calcit.

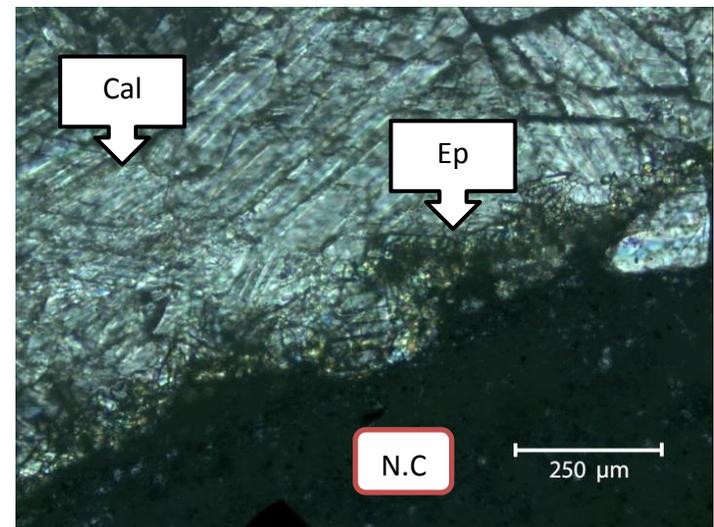
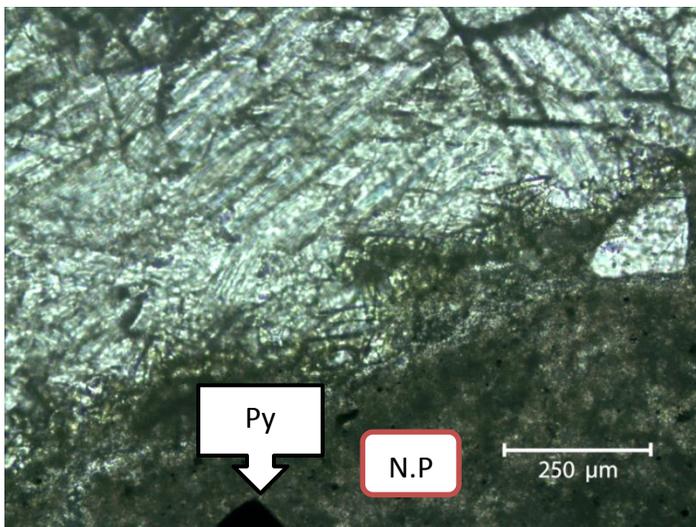


Fig. A.1 49: Zoom. Borde de epidota euhedral

MF34v (909 -909,05)



Fig. A.1 51: Escaneo polarizado del corte MF34v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

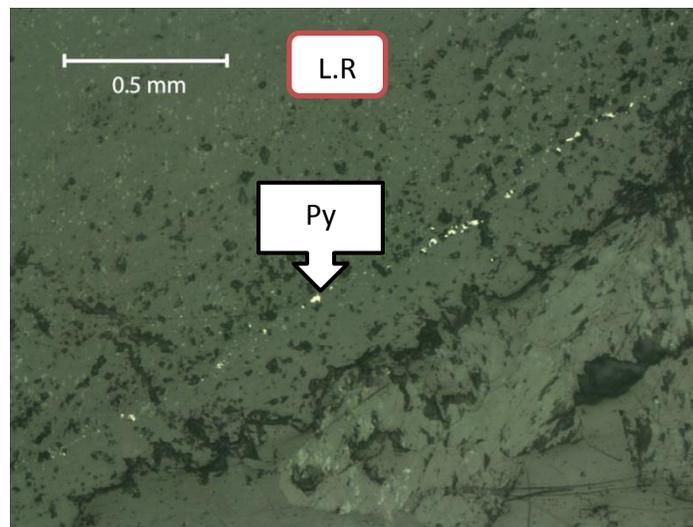
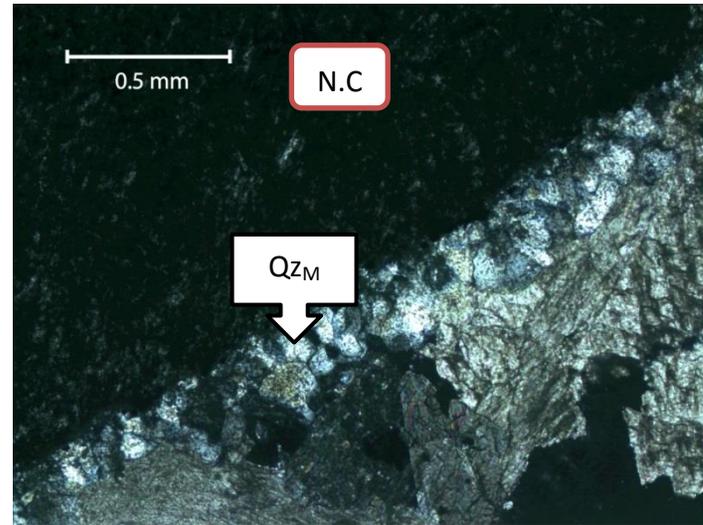
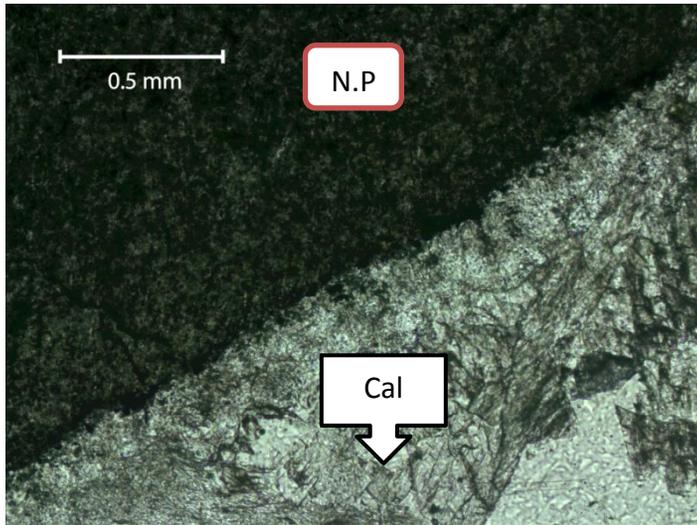


Fig. A.1 52: Círculo amarillo. Vista del borde de la vetilla: pirita, cuarzo microcristalino variando a euhedral y centro de calcita

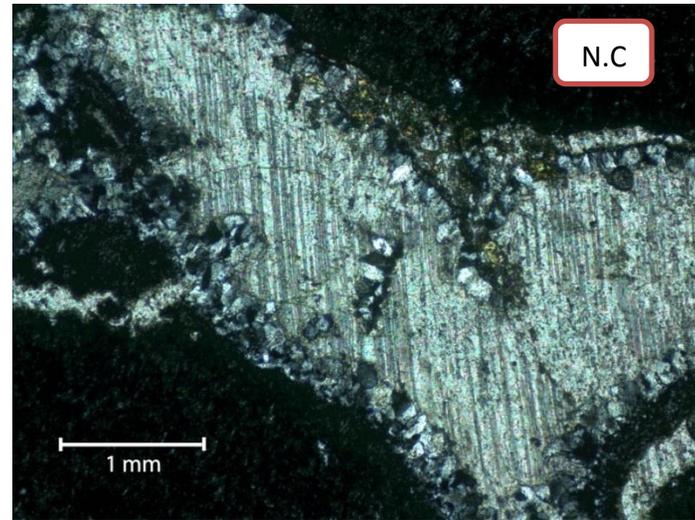
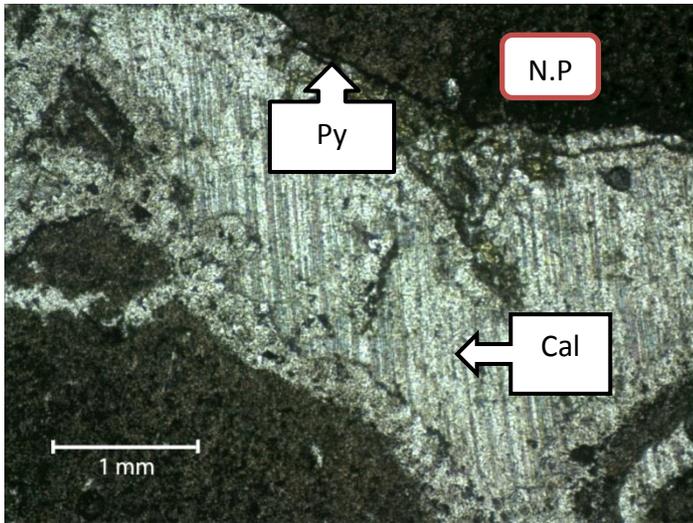


Fig. A.1 54: Círculo rojo: Borde de epidota y centro de calcita.

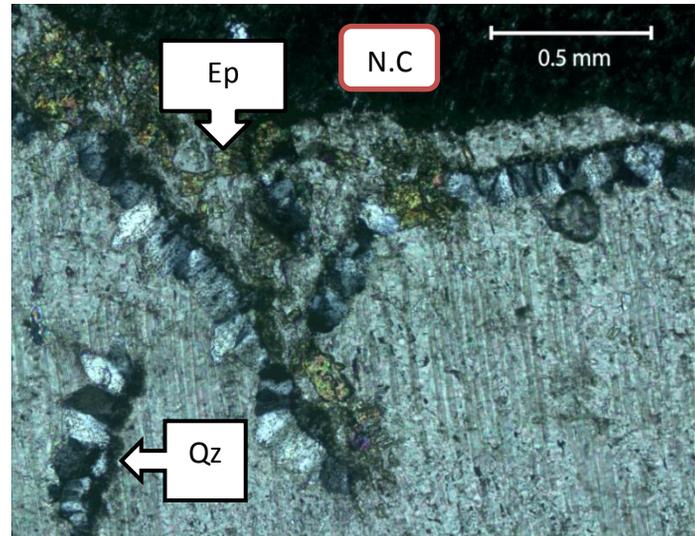
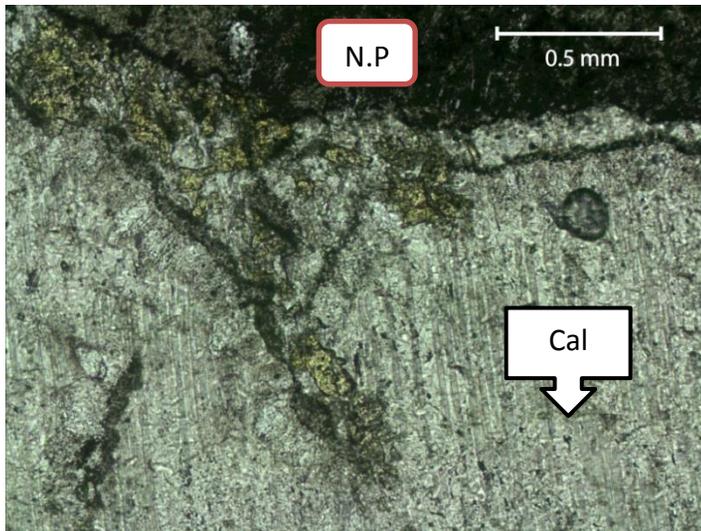


Fig. A.1 53: Zoom. Se aprecia que la epidota corta al cuarzo, por lo que es posterior. Calcita encapsulando bordes brechizados de cuarzo.

MF36v (947,7 - 947,89)



Fig. A.1 55: Escaneo polarizado del corte MF36v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

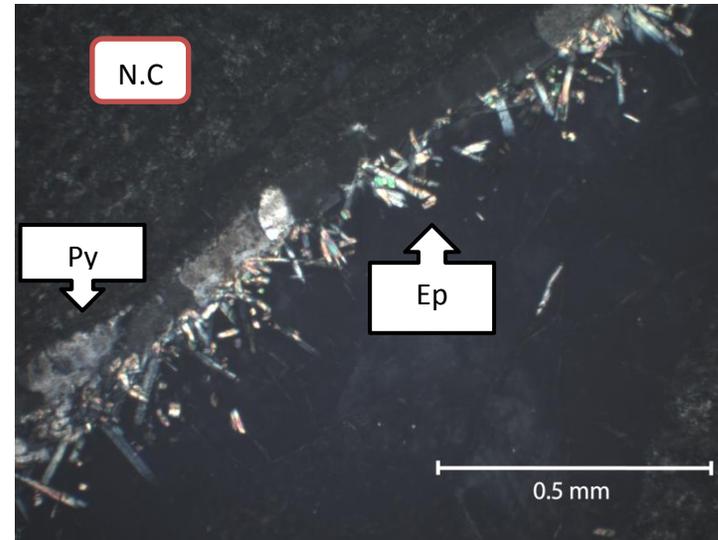
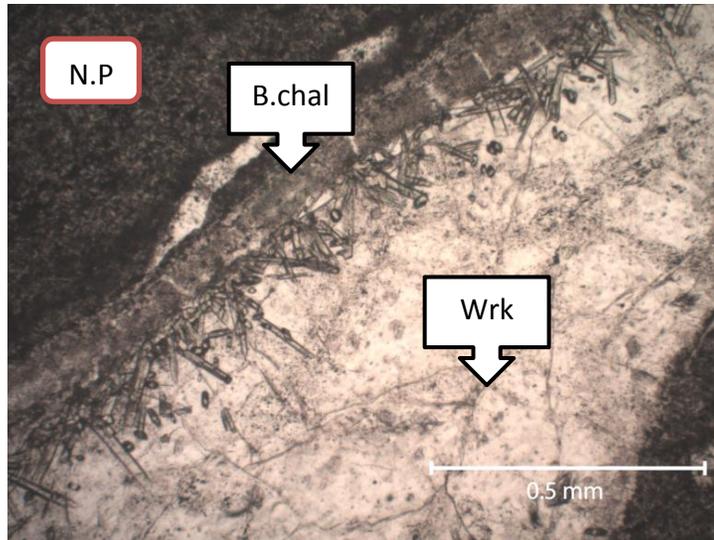


Fig. A.1 57: Círculo rojo. Paragénesis completa: pirita, banda de calcedonia, epidota acicular euhedral, wairakita y prehnita

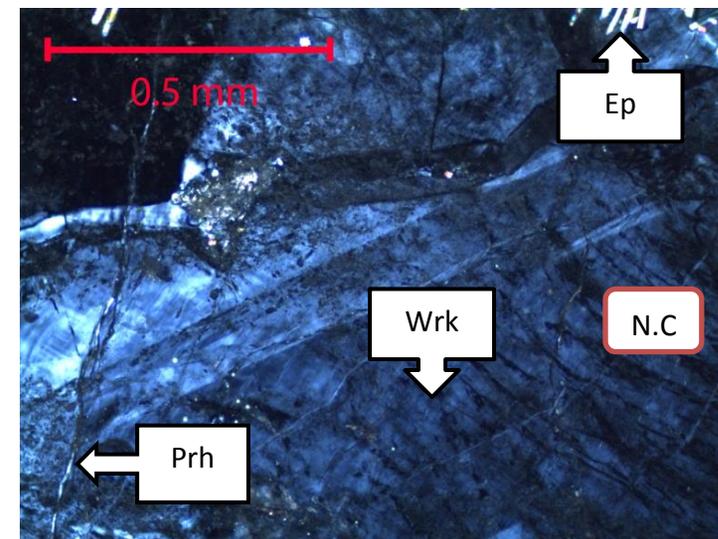
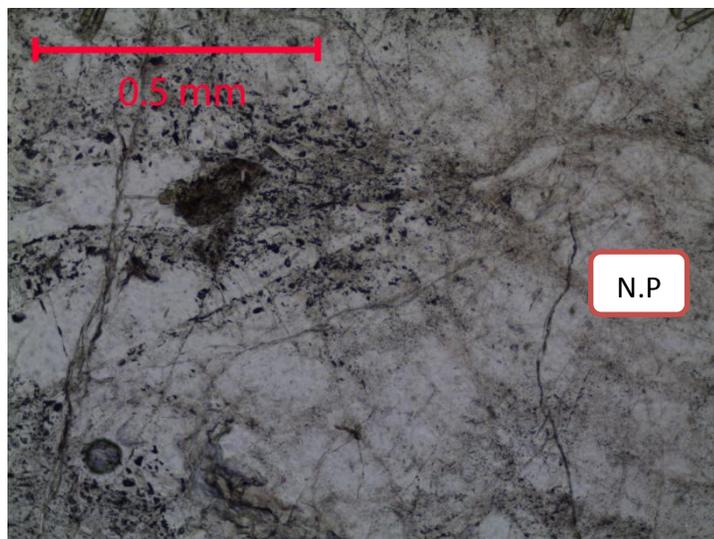


Fig. A.1 56: Zoom. Wairakita y microvetilla de prehnita que corta sólo la parte interior de la vetilla.

MF39v (975,39 - 975,43)

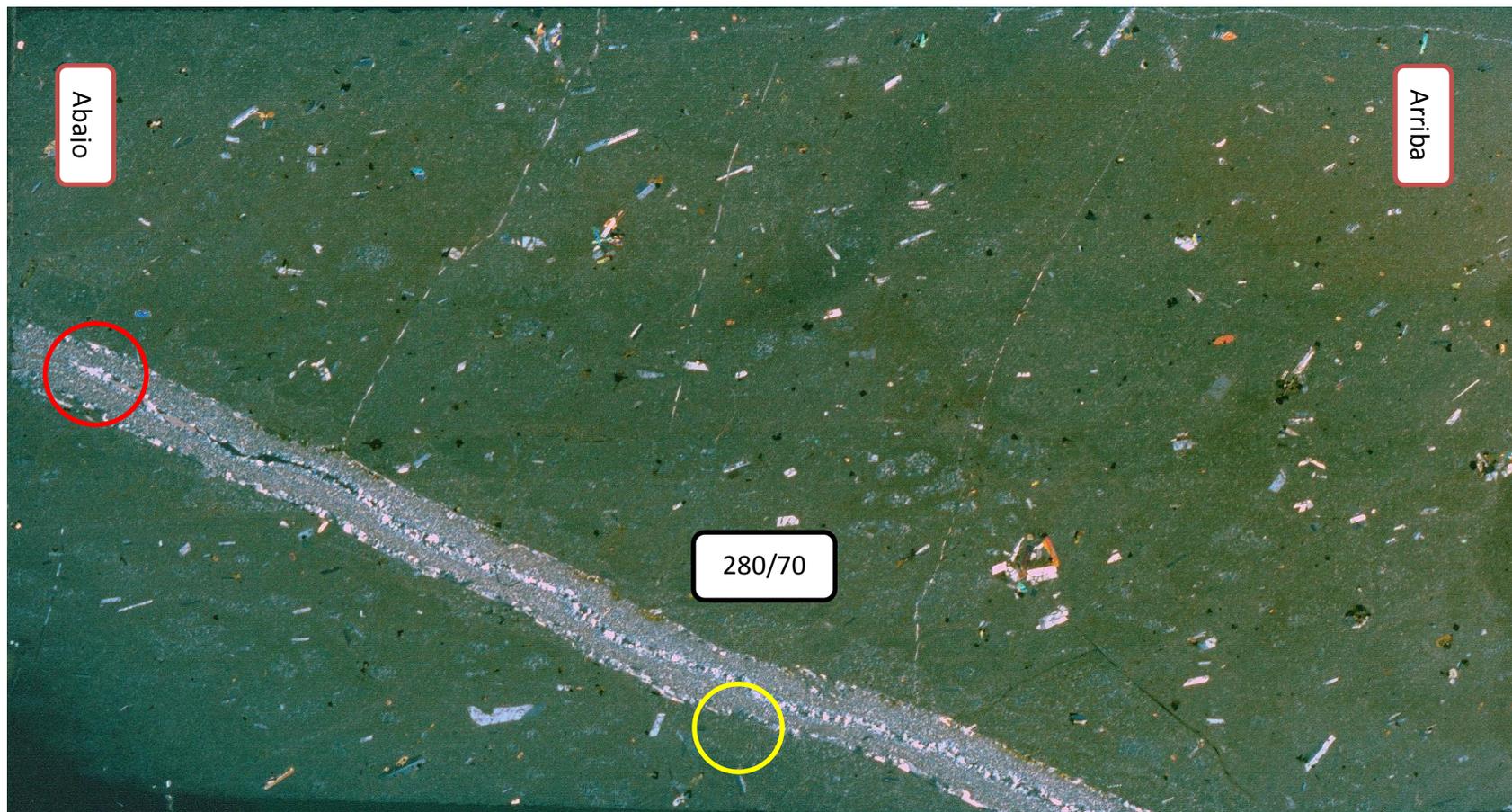


Fig. A.1 58: Escaneo polarizado del corte MF39v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

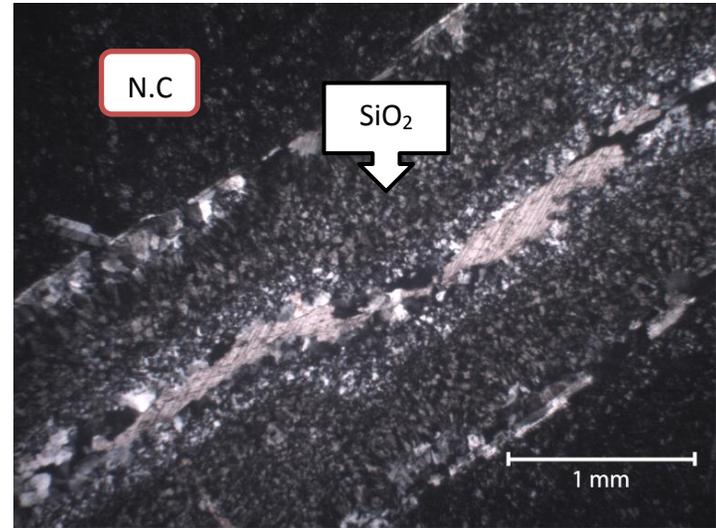
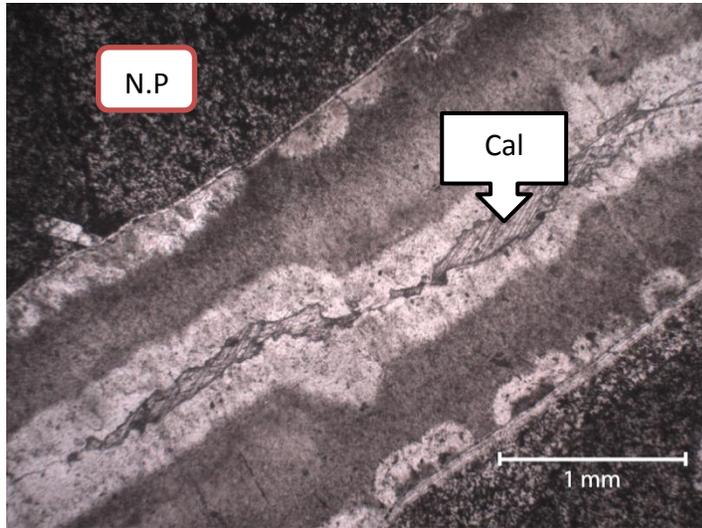


Fig. A.1 60: Círculo rojo. Vista completa de la vetilla compuesta por diferentes polimorfos de SiO₂ con variaciones texturales y centro de calcita

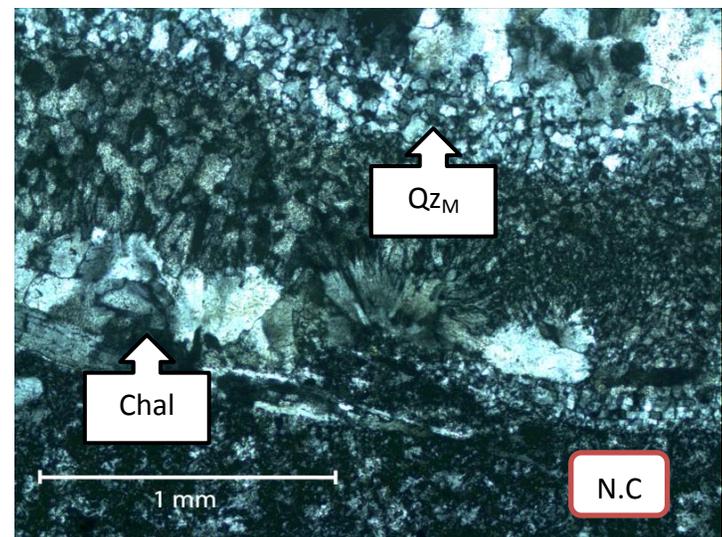
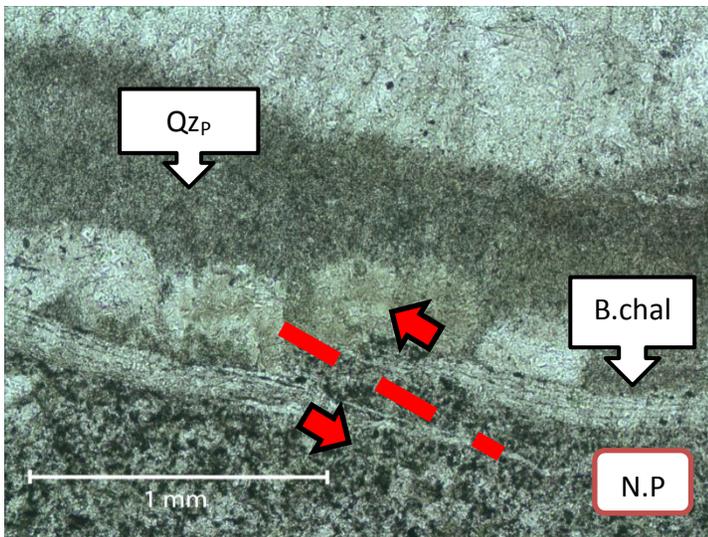


Fig. A.1 59: Círculo amarillo. Polimorfos de SiO₂ con diversas texturas. Se observa un fallamiento que afecta a la banda de calcedonia.

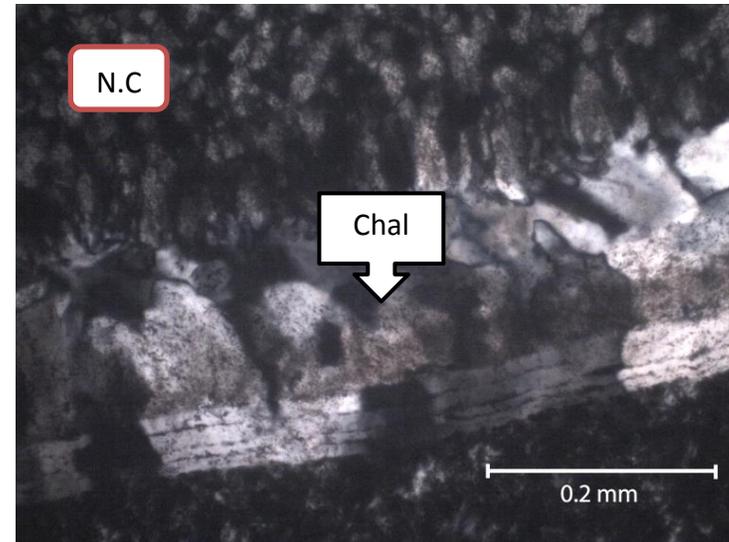
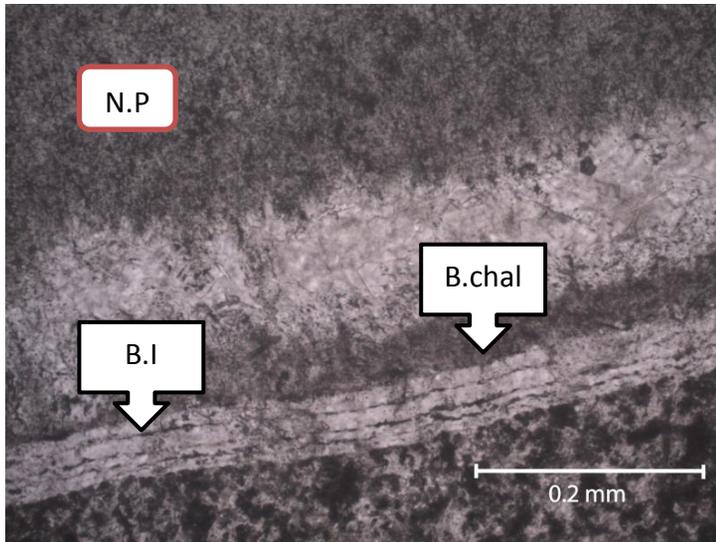


Fig. A.1 62: Zoom banda de calcedonia. Se observan por lo menos 4 bandas de inclusión (B.I), las que indican episodios de apertura-sellamiento (crak-seal).

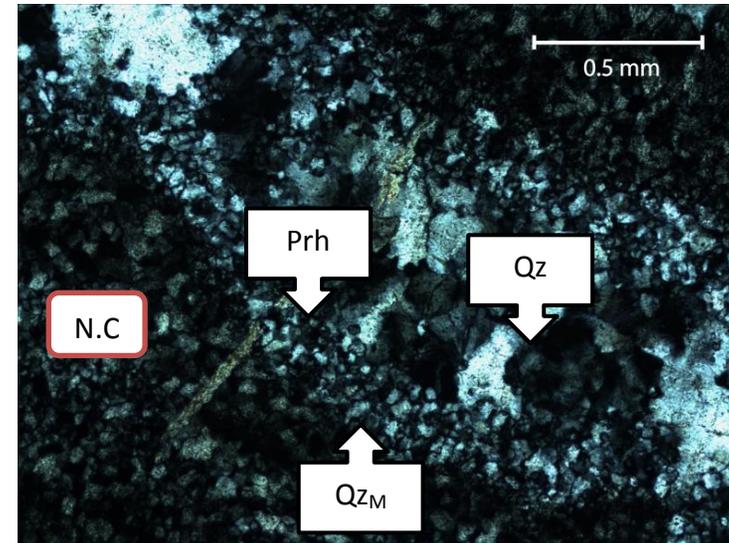
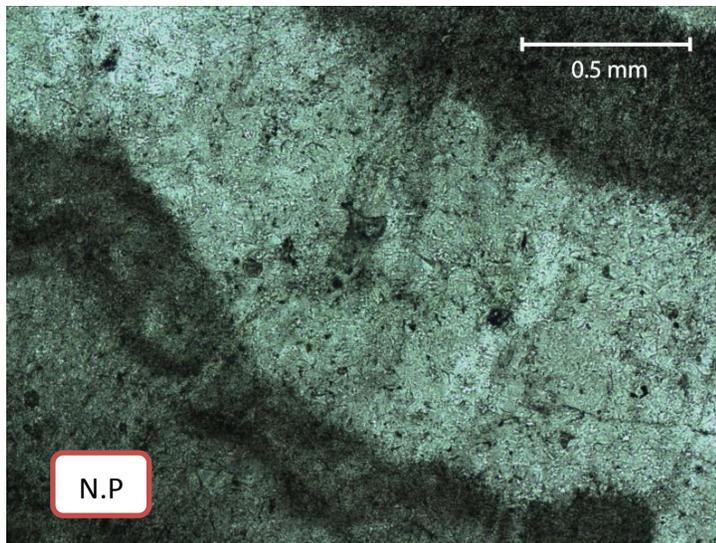


Fig. A.1 61: Zoom parte central de la vetilla. Microvetilla de prehnita cortando todo lo anterior.

MF41v (992,31 -992,39)



Fig. A.1 63: Escaneo polarizado del corte MF41v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

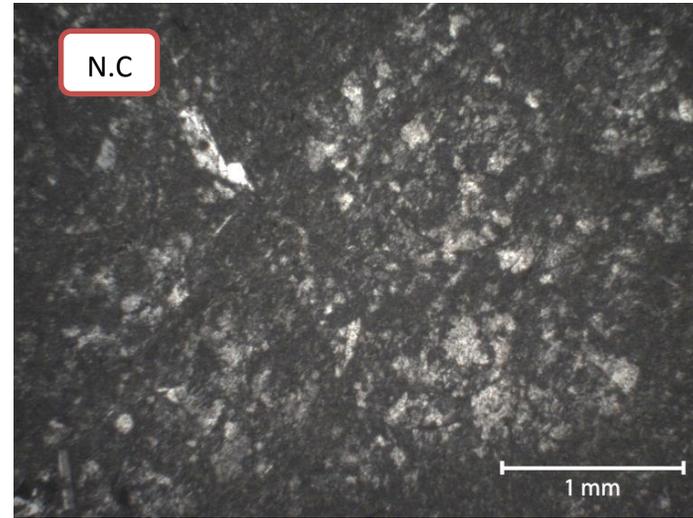
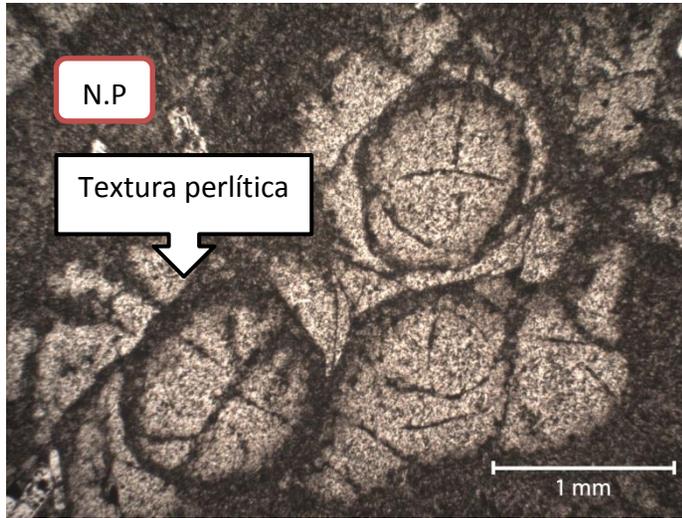


Fig. A.1 64: Círculo azul. Textura perlítica en la matriz, indicativa de desvitrificación..

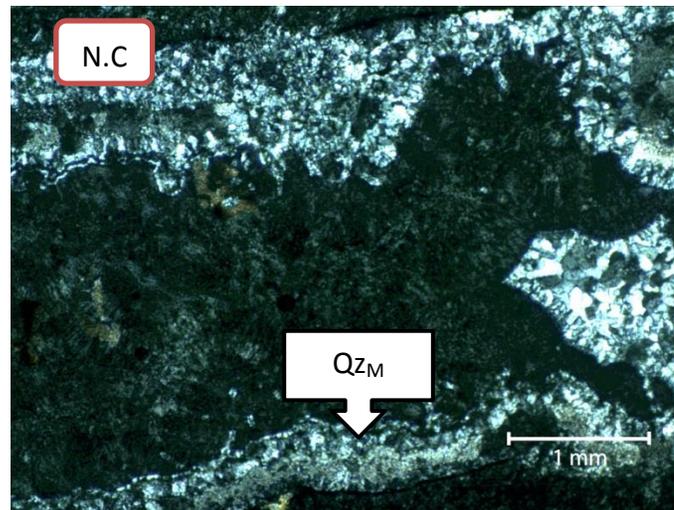
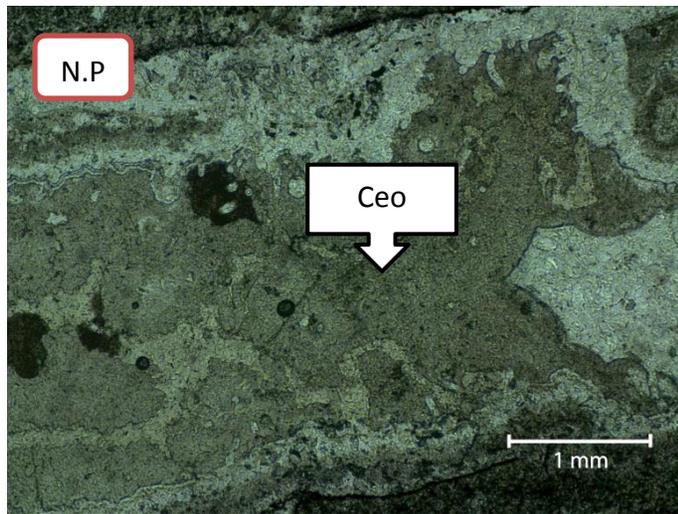


Fig. A.1 65: Círculo amarillo. Ceolitas no identificadas.

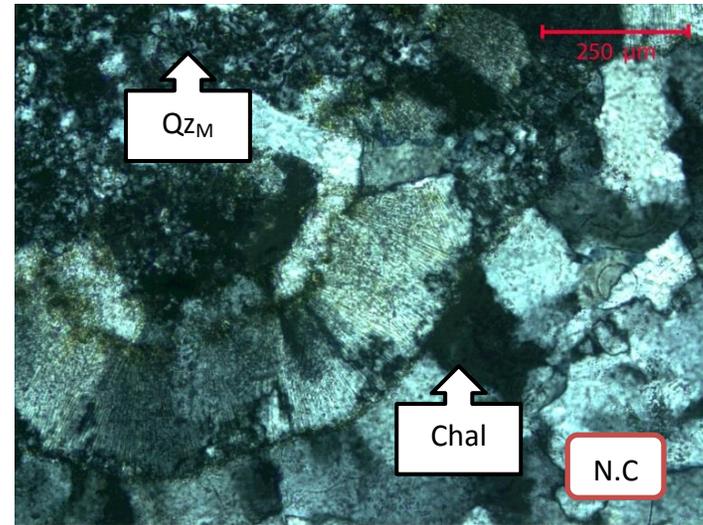
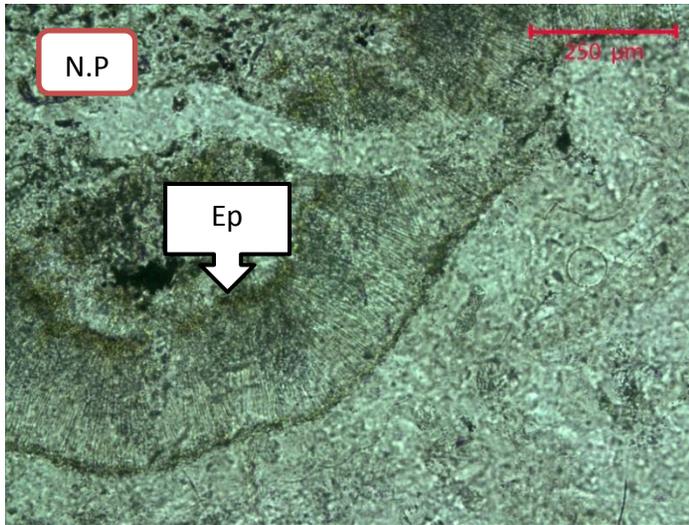


Fig. A.1 67: Círculo rojo. Cuarzo microcristalino variando a bandas de calcedonia seguid por epidota muy fina y posterior calcedonia.

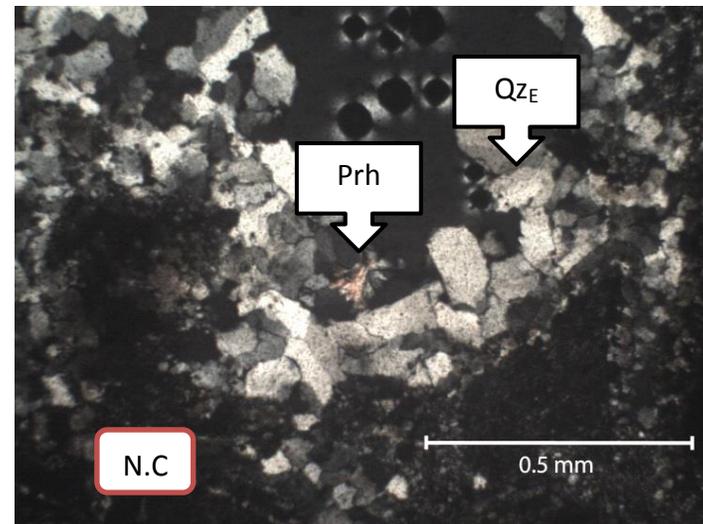
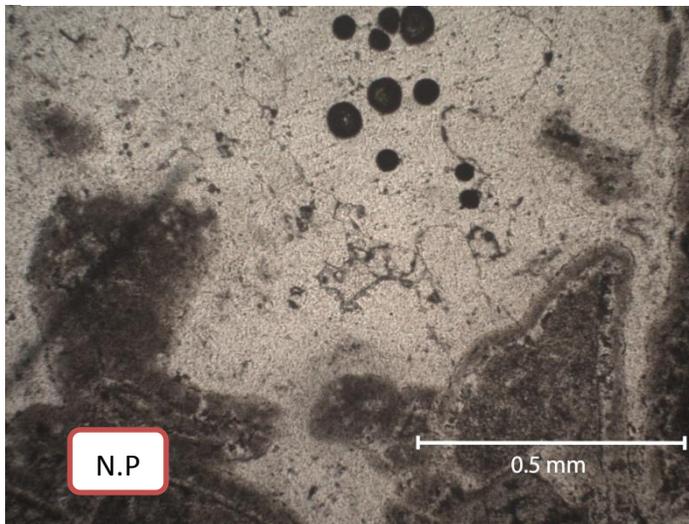


Fig. A.1 66: Círculo blanco. Cuarzo euhedral creciendo en espacio abierto y posterior prehnita.

MF45v (1078,8-1078,9)

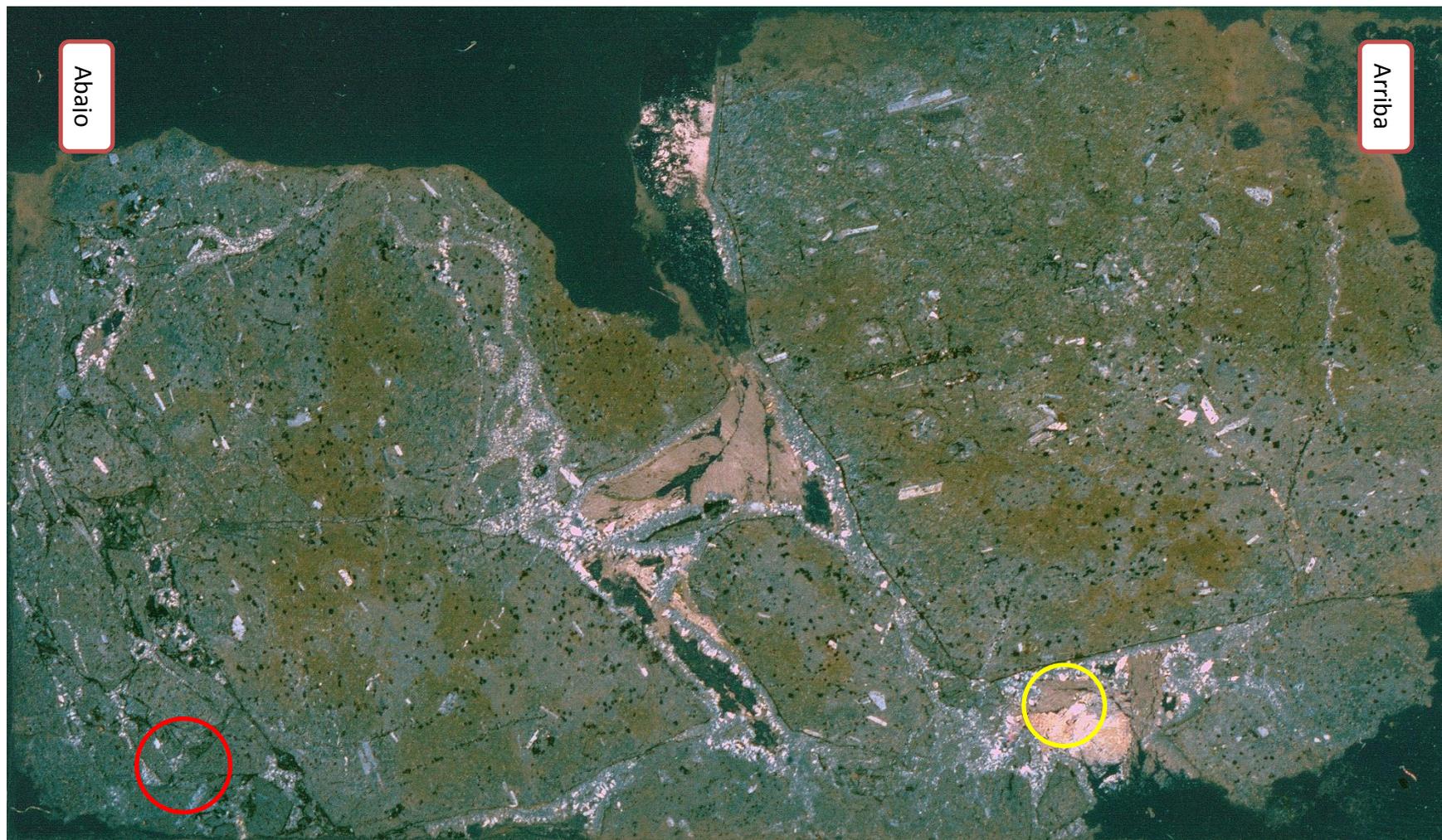


Fig. A.1 68: Escaneo polarizado del corte MF45v. Como el corte es vertical, se indica la posición y la orientación de la veta.

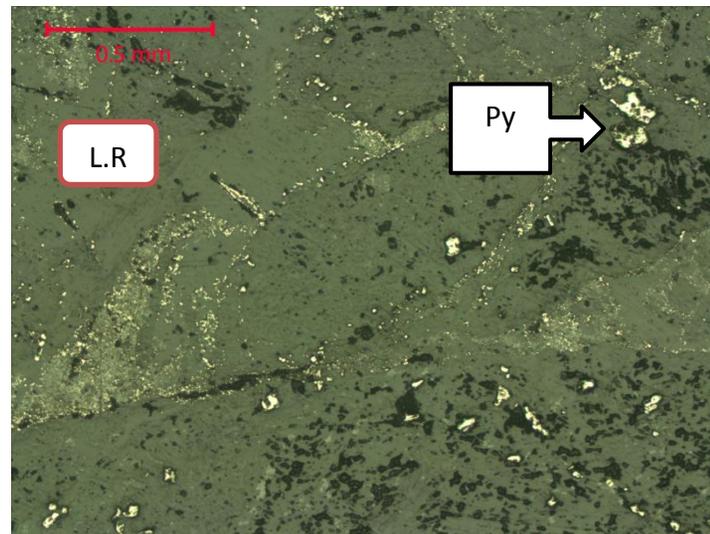
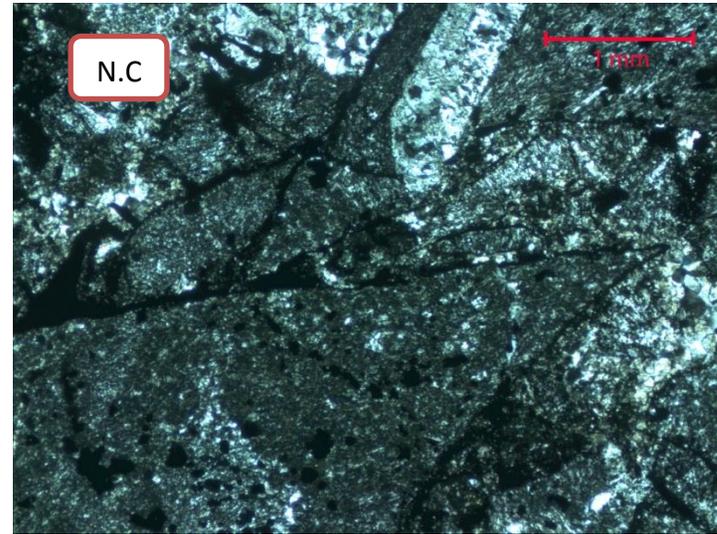
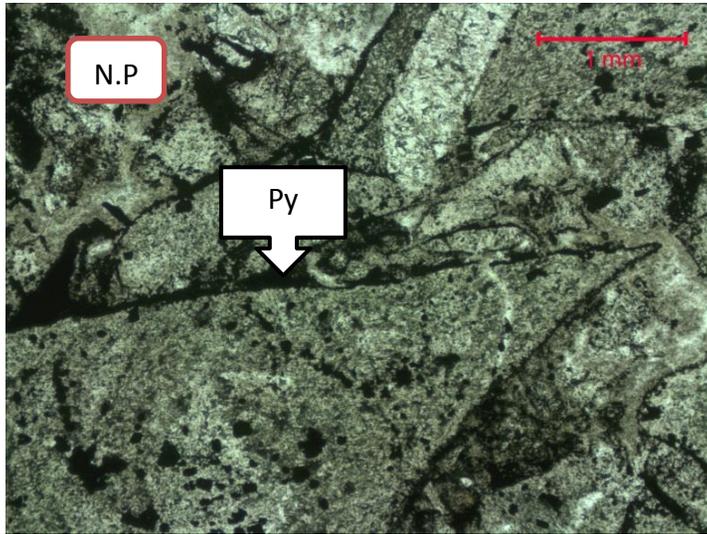


Fig. A.1 69: Círculo rojo. Clastos angulosos brechizados con morfologías tipo mosaico. Bordes de pirita.

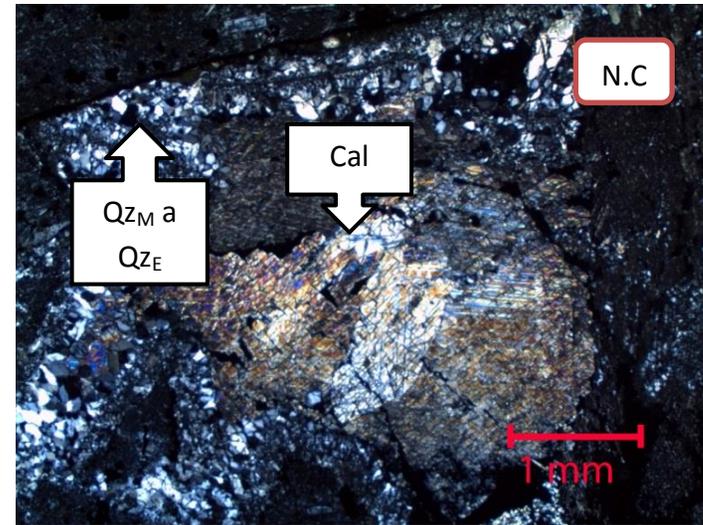
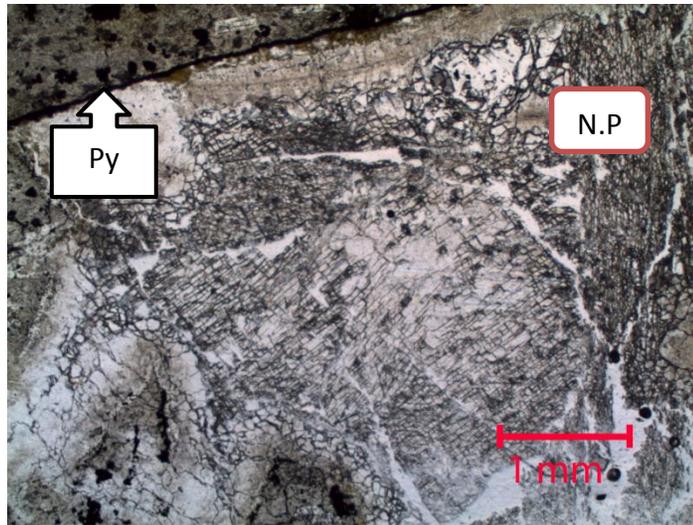


Fig. A.1 71: Círculo amarillo. Pirita, cuarzo microcristalino variando a euhedral y calcita bladed tardía.

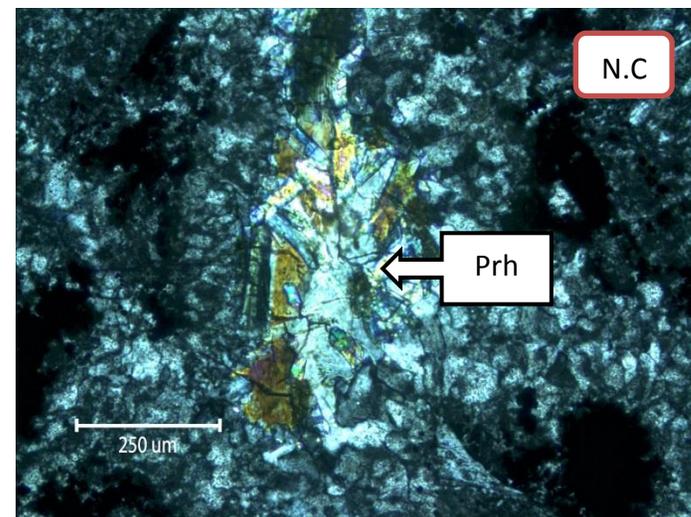
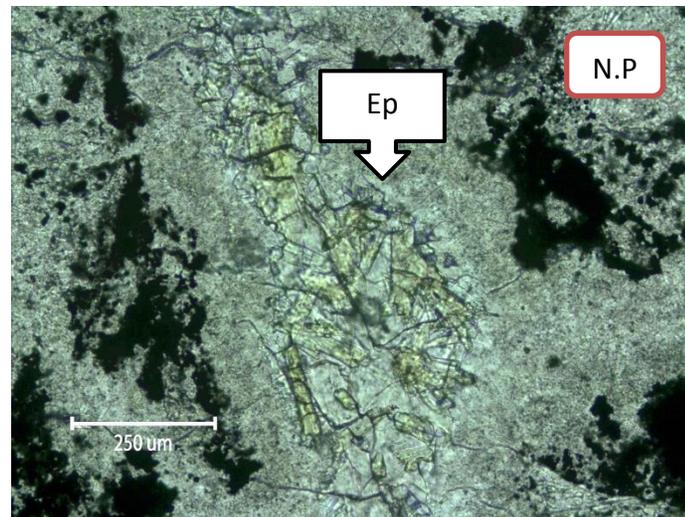


Fig. A.1 70: Amígdala con prehnita encapsulando a epidota

Anexo A.2: Tablas de descripción

Tabla A.2 1: Tabla de descripción del corte MF2v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	PI			0,1-0,3			
Px				<0,2				Muy alterados	
Op				0,1-0,2				+Mag, -Py	
Alteración									
Arcillas (sme)							2	Alterando a la masa completa, pero más intenso en px.	
Oxidos Fe							4	Alterando mayormente a px.	
Fenocristales	Minerales Primarios	-							Muestra de mano Masa fundamental oscura, prácticamente negra. Corresponde a un stockwork de Ox. de Fe < 1 mm (vetillas interconectadas), en una especie de proto brecha. La matriz de la proto brecha está rellena por zeo y cal, algunas bladed, sellando parcialmente estas cavidades (0,2-2cm). Magnetismo moderado. Py disseminada, aunque suele concentrarse cercana al stockwork de ox. de Fe. Además, se observan clastos angulosos de la roca caja brechizados por el stockwork. En dos de las briquetas se observaron jog dilatacionales rellenos con zeo+cal. La alteración argilica no parece tan intensa en comparación con el corte.
	PI	2		0,3-0,6	sub	baja		Text glomeroporfirica de pl	
	Px	1		0,2-0,3	anh	baja			
	Alteración	-							
	Ox Fe	2					1	Cúmulos en pl	
Arcillas (sme)	3					4	Alterando 100% a fenocristales de px.		
Amígdalas	Relleno							Bordes de b. chal alterada a arcilla y centro de otro tipo de arcillas formando agregados fibrosos radiales.	
	B.chal+ arcillas + ox Fe	2		0,5-2,0					
Alteración	Tipo	Intensidad						La alteración es más intensa en la masa fundamental que en los fenocristales.	
	Argilica	4							
Vetilla (con desarrollo de brecha)	Espesor [mm]	Bordes	Relleno					La muestra se encuentra extremadamente brechizada, obliterada por la alteración. OxFe forman un stockwork fino y sin halo, interconectándose entre sí y englobando lo que parece ser la matriz de la brecha. Esta se compone por b. chal-zeo-cal o b.chal-zeo-arcillas (sme?). No hay relación de corte entre la matriz y el stockwork de ox. de Fe, por lo que se infiere que el relleno de ésta fue posterior. Las zeo poseen clivaje muy marcado en 2 direcciones y están parcialmente alteradas a cal y ,en menor medida, a arcillas. La b. chal está alterada a arcillas (sme?). También se observan espacios abiertos sin orientación preferente ni relleno, probablemente producto de la realización del corte pues poseen "clastos inyectados"- alúmina.	
	0,2-0,3	Sinuosos	Stockwork: Ox de Fe						
	0,5-4		Matriz: B.Chal alteradas a arcillas- Zeo cal						

Tabla A.2 2: Tabla de descripción del corte MF3v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	PI	-	0,1-0,3	-	-	-	-
Px			<0,2						
Op			0,1-0,2					Mag, Cpy diseminada, Py dis y en fracturas. Mayor concentración en bordes de las bandas de sil. amor+ ox Fe de la vetilla.	
Alteración								Alterando a px. Int aumenta hacia la vetilla formando un halo.	
Arcillas (chl/sme)							2	+sme/-chl.	
Oxidos Fe							4	Alterando a px. Pervasivo.	
Fenocristales	Minerales Primarios	-							Muestra de mano
	PI	1	0,5-0,8	sub	baja				
	Px	0	0,5-0,8	sub	baja				
	Alteración	-							
	Ox Fe	2					2	Cúmulos irregulares sobre amígdalas de chl-sme	
Arcillas	1					1			
Amígdalas	Relleno							Primer relleno de bandas de chal y centro de arc (chl/sme?) + ox. de Fe. Leve diferencia de color entre borde y centro.	-Masa fundamental verdosa y oxidada. Px 100 alterados (5%). Magnetismo leve. Py en traza. Leve magnetismo.
	B.chal+ arcillas + ox Fe	2	0,1-0,5					Borde de zeolitas (stilbita?) y centro de cal. Formas irregulares a	
Alteración	Zeo+Cal	1	0,1-0,3						
	Tipo	Intensidad							
Vetilla	Argilica	4							
	Esesor [mm]	Bordes	Relleno						Presenta microvetillas irregulares de bordes rectos (<0,5 mm) que cortan a las bandas de sil. amorfa + ox Fe, asimétricas (1-3 mm), de forma subperpendicular, rellenas con zeo con clivaje en dos direcciones (stil?)+cal. En general las zeo se encuentran euhedrales. No todas presentan relleno de zeo+cal; puede ser solo zeo o solo cal. Hacia el centro, hay una pequeña banda (<<0,1 mm) de cpy que pone en contacto las microvetillas con la vetilla más interior. Esta comienza con una zona brechizada compuestas por b.chal y cal romboédrica que aumenta de tamaño hacia el centro. En la zona brechizada se concentra la alteración de arcillas. Hacia el centro de la vetilla, entre las cal centrales sin alterar, se observan espacios abiertos rellenos parcialmente con un borde de zeo (stil?), bandas de chal y sil. amorfa textura "moss". La vetilla ppal posee halo (0,6 mm) de arcillas (+chl/sme) Microvet. (0,1 mm) subperp de chal que corta a todo. La v. ppal no está 100% rellena.
	5	Sinuosos							
			Bordes: Bandas sil amorfa+OxFe cortadas por microvet. de zeo+cal						
			Centro: Py + b.chal +cal romboedrica de hasta 0,6 mm						

Tabla A.2 3: Tabla de descripción del corte MF4v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	Pl	-	<0,1	-	-	-	
Px			<0,1						
Op			<0,1					+Mag, -Py	
Alteración									
Arcillas (sme)							4	Alterando a la masa completa, pero más intenso en px.	
Oxidos Fe							2	Alterando a px.	
Fenocristales	Minerales Primarios	-							
	Pl	2	0,2-1,0	sub	muy baja			Con cumulos de sericita (illita?)	
	Px	1	0,2-0,8	anh	baja			Tanto px como ol muy alterados a arcillas, solo se distinguen por su morfología.	
	Ol	1	0,2-0,6	anh	baja				
	Alteración	-							
	Ox Fe	1					2	En px y ol	
	Sericita (ill?)	1					3	Cúmulos en pl	
Arcillas (sme)	2					4	Alterando 100% a fenocristales de px y ol.		
Amígdalas	Relleno							Formas subelípticas, rellenas con bordes de b. chal alterada a arcillas y centro de otras arcillas. En algunas se notan los clivajes de filosilicatos máficos en el centro.	Muestra de mano
	B.chal -arcillas	3	0,8-2,0						
Alteración	Tipo	Intensidad							Masa fundamental color verdoso amarillento con abundantes amígdalas <1 - 3 mm. rellenas con arcillas de color negro verdoso y menor cantidad con bordes de arcillas de color negro verdoso y centro de cc (algunas bladed), no todas 100% selladas. Vetillas entre 0,2 y 2 cm de borde de arcillas amarillo pardo, cal y centro de qz muy irregulares, sinuosas, enmarañadas. También se observan microvetillas de arcillas amarillentas pardas que salen de los bordes de las vetillas de cal+qz, pero no las cortan. Halo verde oscuro hacia la vetilla <1 mm. Bordes muy sinuosos.
	Argilica	4							
Vetilla	Esesor [mm]	Bordes	Relleno					Bordes de sil amorfa+ox de Fe/arcillas cortados subperpendicularmente por microvetillas de zeo+cal (muy similares a MF3v). Hacia el interior se observa cal con clivaje muy marcado (bladed?) y centro de qz euhedral, algunos con colores amarillentos por grosor del corte. Tanto la cal y qz interior se encuentran sin alterar. Hay microvetillas de arcillas (sme?) que cortan a las b. de chal+ ox Fe y tb a las de zeo+cal. No cortan a la cal+qz interior. Unen amígdalas de arcillas. Halo de mayor concentración de arcillas hasta 0,4 mm hacia afuera de la v. ppal.	
	10,0 - 15,0	Sinuosos	Bordes: B.chal+oxFe cortadas por microvet. de zeo+cal						
			Centro: Cal y qz						

Tabla A.2 5: Tabla de descripción del corte MF18h

MF18h (393,17- 393,41)	Masa Fundamental	Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		No obs	-		-	-			El corte no posee ni masa fundamental ni fenocristales, sólo abarca la vetilla
Alteración									
No obs									
Fenocristales	Minerales Primarios	-							
No obs									
Alteración		-							
No obs									
Alteración	Tipo	Intensidad						Muestra de mano	
No obs									
Vetilla	Esesor [mm]	Bordes	Relleno		Episodios	No se observan bordes en la vetilla. Es un relleno irregular de cal sub a euh romboédrica. Entre medio de las cal hay espacios rellenos por qz (<5%) con marcada extinción ondulosa. La vetilla no está 100% rellena. No presenta halo.	Masa fundamental gris rojiza con fenocristales de pl (1-2 mm). Presenta alteración a ox de Fe. Leve magnetismo. Posee amígdalas de 1-7 mm rellenas con borde de ox de Fe y centro de cal y menor cantidad rellenas por arcillas verdosas (chl-sme) de 1-5 mm. La vetilla tiene un espesor entre 2 y 20 mm, posee un borde <1 mm de óxidos de Fe y centro de cal. Se distinguen espacios abiertos con cal bladed. Además, se observa una vetilla 1mm sub// a la principal con la misma mineralogía. No hay relación de corte. Bordes sinuosos.		
	12,0-22,0								
			Centro: Cal y qz						

Tabla A.2 6: Tabla de descripción del corte MF18v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	PI	-	<0,1	-	-	-	-
Px			<0,1						
Opacos			<<0,1					+Mag, -py disseminada	
Alteración									
Arcillas							3		
Oxidos Fe							2		
Fenocristales	Minerales Primarios	-						Alteradas a arcillas	Muestra de mano Masa fundamental gris rojiza con fenocristales de pl (1-2 mm). Presenta alteración a ox de Fe. Leve magnetismo. Posee amígdalas de 1-7 mm rellenas con borde de ox de Fe y centro de cal y menor cantidad rellenas por arcillas verdosas (chl-sme) de 1-5 mm. La vetilla tiene un espesor entre 2 y 20 mm, posee un borde <1 mm de óxidos de Fe y centro de cal. Se distinguen espacios abiertos con cal bladed. Además, se observa una vetilla 1mm sub// a la principal con la misma mineralogía. No hay relación de corte. Bordes sinuosos.
	PI	2	0,2-2,5	euh	buena				
	Px	0	0,5	anh	media			Tanto px como ol muy alterados a arcillas, solo se distinguen por su morfología.	
	Ol	0	0,2	anh	media				
	Alteración	-							
	Arcillas (chl/sme)	3					3	Alterando a px y ol	
Amígdalas	Illita?	3					3	Alterando a pl	
	Relleno							Irregulares. Se distingue un borde de qz microcristalino seguido por arcillas+iddingsita y luego cal central (no siempre). No todas están 100% rellenas.	
Alteración	qz+arcillas+cal	2	0,5-2,0						
	Tipo	Intensidad							
Vetilla	Sub-Propilítica	2							
	Espesor [mm]	Bordes	Relleno					Borde de ox de Fe transformados a iddingsita, luego banda de chal. Hacia el centro de la vetilla cal y muy localmente qz microcristalino relleno de espacios. No presenta halo.	
	10,00	Sinuosos							
			Bordes: Ox Fe y b. chal						
			Centro: cal + qz						

Tabla A.2 7: Tabla de descripción del corte MF19v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	Pl			<0,3	euh	buena	
Px				<0,3					
Opacos				<0,1				Mag, Py diseminada	
Alteración									
Arcillas (chl/sme)							2	Alterando a px	
Oxidos Fe							3	Alterando a px y en manchas irregulares	
Fenocristales	Minerales Primarios	-							
	Pl	4		0,3-1,0	euh	media		Algunos maclados. Alterados a ox. de Fe. Textura coronítica.	
	Px	1		0,2-0,4	anh	media			
	Alteración	-							
	Arcillas (chl/sme)	1					1	Alterando a px y pl	
	Illita?	1					1	En fenocx de pl	
Hem	2					2			
Alteración	Tipo	Intensidad						Muestra de mano	
	Sub-Propilítica	3							
Vetilla	Espesor [mm]	Bordes	Relleno					Posee una banda externa de mag. Luego, los bordes más externos 1-3 mm son asimétricos con bandas de chal brechizadas + ox Fe + cal. La alteración de arcillas (+chl/sme) es mayor en esta zona y no afecta a los minerales más interiores. Hacia el centro, luego de este borde, crece cal de grano grueso (0,6-0,7 mm) seguida por qz microcristalino, el que se vuelve euهدral y aumenta de tamaño hacia el centro. En el otro borde no hay crecimiento de cal; sólo qz. Los cx de qz euهدrales del centro a veces crecen encapsulados por cal romboédricas más interiores. Hay microvetillas de cal que cortan a la zona brechizada de forma NW-SE respecto al corte y otras (mismo episodio, tb de cal) sub // a la v. ppal. V. ppal no 100% rellena. No se observa halo.	- Masa fundamental color verde chl, muy blanda, arcillosa y oxidada. Leve magnetismo. - Amígdalas: de cal y borde de arcillas, algunas oxidadas, <= 1 mm, subesféricas, 1-2% - Vetilla ppal: 6-14 mm, prom 8, con borde de hem (3mm) , cal+zeo?, qz y zeo. Halo verde hacia la vetilla. Halo de ox.de Fe de unos 20 cm a cada lado irregular, enmarañado, tipo microstockwork. Text. de brechización. Hay otras vetillas sub// y sub P. <= 1 mm sin borde de hem, de cal+qz y halo verde.
	> 10	Sinuosos	Bordes: Mag, b.chal+ox Fe+cal muy brechizado						
			Centro: cal y qz						

Tabla A.2 8: Tabla de descripción del corte MF20bv

MF20bv (409,96 - 410,12)	Masa Fundamental	Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		PI	-	<0,3	-	-			
Px		<0,3							
Opacos		<<0,1					Mag, py disseminada		
Alteración									
Arcillas (chl/sme)						3	Masa fundamental alterada a +sme-chl con posteior oxidación.		
Oxidos Fe						2			
Fenocristales	Minerales Primarios	-							
	PI	4	0,3-2,0	sub	Baja				
	Px	2	0,1-1,0	an	Baja		Textura coronítica		
	Alteración	-							
	Arcillas (chl/sme)	2					3	Alterando con intensidad 3 a px e intensidad 1 a pl	
Oxidos Fe	2					1	Alterando a pl y px		
Amígdalas	Relleno							Muestra de mano	
	B: Arc (chl/sme) oxidada Centro: Qz+Cal	0	1					<p>- Masa fundamental color verde chl, muy blanda, arcillosa y oxidada. Leve magnetismo.</p> <p>- Amígdalas: de sílice <=1 mm con bordes de ox Fe, <= 1%, subelípticas.</p> <p>- V.Ppal: 7 mm (6-8), brechizada, halo de ox. de Fe de 6 cm a c/lado de la vet.ppal y halo verde hacia la vetilla.</p> <p>Los granos de cal y qz parecen rellenar espacios dejados por brechización de ox de Fe. Solo a un lado se ve la banda de chal. Bordes de ox fe (no halo) de +- 1 mm.</p>	
Alteración	Tipo	Intensidad							
	Sub-Propilítica	3							
Vetilla	Espesor [mm]	Bordes	Relleno						<p>Borde más externo (1-2 mm) de bandas de chal y oxidos de Fe muy brechizado. En esta zona se concentra la alteración de arcillas (chl-sme). Además se observa py asociada a las zonas de ox Fe. Hacia el centro hay un pequeño borde de qz microcristalino y luego cal con clivaje marcado + qz creciendo en los bordes (especie de corona con bordes rectos) sin alterar. Microvetillas de chal+qz microcristalino +cal+py (asociada a ox Fe) salen de la principal de forma diagonal, no la cortan (NE-SW con corte orientado con nombre hacia la derecha). No se observa halo. Se observan microvetillas de cal sin orientaciones preferentes que cortan a todo.</p>
	1,0-5,0	Sinuosos	Bordes: Hem + bandas chal+ arcillas						
			Centro: qz+cal						

Tabla A.2 9: Tabla de descripción del corte MF21v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	Pl	-		<0,2			
Px				<0,1					
Opacos				<<0,1				Mag, Py disseminada	
Alteración									
Arcillas (sme?)							3	Matriz amarillenta/anaranjada	
Fenocristales	Minerales Primarios	-							
	Pl	4		0,2-3,0	euh	media		Textura sieve y glomeroporfírica con px	
	Px	2		0,2-1,0	sub	media		Tanto px como ol muy alterados a arcillas, solo se distinguen por su morfología.	
	Ol	0		0,2-1,0	anh	baja			
	Alteración	-							
	Arcillas (chl-sme)	2					2	La intensidad es mayor en olivinos que en pl y px	
Alteración	Tipo	Intensidad							Muestra de mano
	Sub-Propilítica	3							
Vetilla	Espesor [mm]	Bordes	Relleno					Primer borde de arcillas. Luego qz coloforme recristalizado (se observa una textura coloforme relict, fantasmal), luego qz plumoso seguido por un drástico aumento de tamaño hacia el centro. La vetilla está 100% rellena. Posee halo de arcillas amarillentas/anaranjadas (sme/ill?) con mayor concentración de estas respecto a la M.F., las que sólo afectan a la parte externa de la vetilla. El qz está sin alterar.	Masa fundamental porfírica, gris oscura con pequeños cristales de pl <1-3 mm. Moderado magnetismo. La vetilla tiene un espesor entre 1-10 mm y está rellena por un borde de arcillas verde oscura y centro de sílice. Los bordes de la vetilla son sinuosos y está completamente sellada.
	3,0-6,0	Sinuosos							
			Bordes: arcillas + sil amor						
			Centro: qz						

Tabla A.2 10: Tabla de descripción del corte MF22h

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	PI			<0,2			
Px				<0,2					
Op				<<0,1				Mag, Py disseminada	
Alteración									
Arcillas(+Chl-Sme)							3	Alterando a px	
Oxidos Fe							2	Alterando a px	
Fenocristales	Minerales Primarios	-							Presentan sericitación y parches de cal Py?, Diseminados y en microfracturas de cúmulos de mx/amígdalas. Asociadas a ox Fe
	PI	4	0,5-2,0	sub	media				
	Px	2	0,2-2,0	an	baja				
	Op	1	0,3-1,0						
	Alteración	-							
	Calcita						1	Alterando a pl	
	Illita						1		
	Arcillas(+Chl-Sme)						2	Alterando a px	
Amígdalas	Relleno								- M.F: textura porfirica de plagioclasa (1-3 mm), verde oscura con abundante arcilla y ox. de Fe. La alteración es más verdosa . Leve magnetismo. - Amígdalas: la mayoría tiene borde de sílice alterado a arcilla y relleno de arcillas verde-amarillento muy blandas. Algunas tienen borde externo de óxido de Fe. Abundantes amígdalas con relleno parcial. Menor cantidad rellena sólo por sílice, completamente selladas. - V. Ppal: 4-8, prom 6 mm. Con bordes de ox Fe de 1 mm, brechizando a la zona más externa de cal. Centro con espacios abiertos llenos con qz euh, primatico y cx aciculares de zeo. Tb se obs unos mx muy pequeños verde y rojo oscuro traslucidos << 1 mm entre medio de las acículas. No se obs halo de la vetilla.
	Qz+Arc (chl/sme)	2	0,5-1,0					No todas están completamente rellenas.	
	Calcedonia	1	0,5-1,0						
Alteración	Tipo	Intensidad							
	Sub-Propilítica	3							
Vetilla	Espesor [mm]	Bordes	Relleno					Halo externo de +chl-sme (0,2 mm). Parte exterior de la veta muy brechizada y rellena por bandas de chal, cal temprana y ox de Fe. Acotado solamente a esta zona hay ox Fe con textura acicular (similar a text spinifex), en la cual la alteración de arcillas es mayor que en la matriz. Luego de esta zona de brechización mineral sigue cal romboédrica y centro de qz euhedral, sin alterar, con aumento de tamaño hacia el centro. Bordes de py discontinuos en los bordes más externos asociada a ox Fe. La vetilla no está 100% rellena.	
	3,0-7,0	Sinuosos	Bordes: ox Fe y banda chal						
			Centro: cal y qz						

Tabla A.2 11: Tabla de descripción del corte MF22v

MF22v (469,83 - 470)	Masa Fundamental	Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE	
		Pl		<0,2						Dark grey lava flow. Basaltic andesite. Lv. Flow interior. Basaltic Andesite with vuggy fractures filled with Hematite, qz, calcite and zeolite. Basaltic Andesite lava with some relict olivines, with chlorite, hematite and probably small epidote in the matrix. Veins of calcite and chlorite. Fractures filled with calcite, calcedony, zeolite and hematite. Transitional 2
Px		<0,2								
Op		<<0,1						Mag, Py disseminada		
Alteración										
Arcillas(+Chl-Sme)							3	Alterando a px		
Oxidos Fe							2	Alterando a px		
Fenocristales	Minerales Primarios	-							Muestra de mano	
	Pl	4	0,5-2,0	sub	media			Presentan sericitación y parches de cal	- M.F: textura porfirica de plagioclasa (1-3 mm), verde oscura con abundante arcilla y ox. de Fe. La alteración es más verdosa. Leve magnetismo. - Amígdalas: la mayoría tiene borde de sílice alterado a arcilla y relleno de arcillas verde-amarillento muy blandas. Algunas tienen borde externo de óxido de Fe. Abundantes amígdalas con relleno parcial. Menor cantidad rellena sólo por sílice, completamente selladas. - V. Ppal: 4-8, prom 6 mm. Con bordes de ox Fe de 1 mm, brechizando a la zona más externa de cal. Centro con espacios abiertos llenos con qz euh, primario y cx aciculares de zeo. Tb se obs unos mx muy pequeños verde y rojo oscuro traslucidos << 1 mm entre medio de las acículas. No se obs halo de la vetilla.	
	Px	2	0,2-2,0	an	baja			Py?, Diseminados y en microfracturas de cúmulos de mx/amígdalas. Asociadas a ox Fe		
	Op	1	0,3-1,0							
	Alteración		-							
	Calcita							1		Alterando a pl
	Illita							1		
Arcillas(+Chl-Sme)							2	Alterando a px		
Ox Fe							1	Alterando a opacos		
Amígdalas	Relleno								No todas están completamente rellenas.	
	Qz+Arc (chl/sme)	2	0,5-1,0							
	Calcedonia	1	0,5-1,0							
Alteración	Tipo	Intensidad								
	Sub-Propilítica		3							
Vetilla	Esesor [mm]	Bordes	Relleno					Halo externo de +chl-sme (0,2 mm). Parte exterior de la veta muy brechizada y rellena por bandas de chal, cal temprana y ox de Fe. Acotado solamente a esta zona hay ox Fe con textura acicular (similar a text spinifex), en la cual la alteración de arcillas es mayor que en la matriz. Luego de esta zona de brechización mineral sigue cac romboédrica y centro de qz euhedral, sin alterar, con aumento de tamaño hacia el centro. Bordes de py discontinuos en los bordes más externos asociada a ox Fe. La vetilla no está 100% rellena.		
	3,0-7,0	Sinuosos	Bordes: ox Fe y banda chal							
			Centro: cal y qz							

Tabla A.2 12: Tabla de descripción del corte MF23v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	PI			0,1-0,3			
Px				0,1-0,3					
Op				<<0,1				+Mag, -Py disseminada	
Alteración									
Arc(Chl-Sme)							2	Mayor clorita que sme	
Fenocristales	Minerales Primarios	-							Muestra de mano
	PI	4		0,3-1,5	sub	media			
	Px	2		0,2-1,0	anh	baja			
	Op	1		0,3-0,5				Mgt disseminada	
	Alteración	-							
Amígdalas	Relleno								
	Arc(Chl-Sme)	0		0,3-0,5				Alterando a px. En pl la intensidad es menor, 2	
Alteración	Tipo	Intensidad							
	Sub propilítica	3							
Vetilla	Espesor [mm]	Bordes	Relleno					Halo verdoso (chl) hacia la vetilla. Zona más externa brechizadas con clastos angulosos de la roca caja+bandas de cal y qz microcristalino que varía a bandas de chal. Alteración chl/sme se concentra en esta zona. Hacia el centro cal tardía. Microvetillas de un mismo episodio nacen de la ppal de forma perpendicular, son de bordes de qz microcristalino y cal al centro. La alteración en la matriz de arcillas (chl/sme) posee una tonalidad verdosa distinta a las arcillas que alteran la vetilla	- Matriz porfírica de plag 1-3 mm. Alterada a color verde oscuro arcilloso (blando). Magnetismo moderado. - Amig. De cc <= 1 mm subsfericas, <1% - V. ppal: 1-3 mm, prom 2; rellena de cal, halo verdoso + oscuro que la matriz (+ concentración). Algunas zonas con ox de Fe. Otras vetillas se bifurcan a partir de la ppal. - Indicador cinemático en el "trozo distinto".
	1,0-3,0	Sinuosos	Borde: ox Fe+qz microx brechizados						
			Centro: cal						

Tabla A.2 13: Tabla de descripción del corte MF24r

MF24r (578,26- 578,43)	Masa Fundamental	Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE	
		Pl	-	<0,1					Textura traquítica.	Greenish to Reddish vesicular lava, pillow breccia and hyaloclastite. Anddesite. Lv. Pillow Breccia and Hyaloclastite. Porphyritic lava flow breccia with low vesicularity of fragments. More brecciated than other intervals. Most phenocrysts altered. Open spaces are mostly filled with quartz, chalcedony, zeolite (needle), calcite (crystals), chlorite (masive) and hematite. Transitional 2
		Px		<0,1						
		Opacos		<<0,1					Mag, Py diseminada	
		Alteración								
	Arcillas (chl-smc)						2			
	Fenocristales	Minerales Primarios	-							
		Pl	4	0,2-2,0	sub	media			Textura glomeroporfirica de pl y px. Text sieve.	
		Px	2	0,2-0,8	anh	media				
		Op	1	0,1-0,3					Mag	
		Alteración	-							
		Arcillas (chl-sme)	2					2	Como parches en pl y reemplazando 100% a px	
		Cal	1					1	Como parches en pl	
	Illita?	1					1	En pl		
	Alteración	Tipo	Intensidad							Muestra de mano
		Sub propilítica	3							
	Vetilla	Espesor [mm]	Bordes	Relleno			Bordes de qz microcristalino con aumento de tamaño hacia el centro seguido de cal. La zona rellena con qz está cortada por una microvetilla de arcillas verdes de forma // al borde del corte. Todo lo anterior está cortado por microvetillas de cal de forma NW-SW, algunas nacen de la cal del centro. Estas ultimas varían en direcciones. Se observan microvetillas que no se conectan a la ppal, las que además poseen bordes finos de Ox. Fe (<<0,1 mm), cuarzo microcristalino con aumento de tamaño, opacos, arcillas verdes (chl) y centro de cal,. Se observan varias microestructuras desplazadas de forma dextral y cortadas por fracturas abiertas (indicador cinemático). La v. ppal tiene un halo de 0,2-0,4 mm hacia afuera de ésta donde aumenta la intensidad de las arcillas.	Masa fundamental verdosa y porfirica con fenocristales de pl de <1-4 mm. Muy leve magnetismo. Está alterada a arcillas (chl-sme). La vetilla, de bordes sinuosos, posee un espesor entre 2-5 mm y está rellena por un borde de arcillas verdes <1 mm y centro de cal. Posee clastos de la roca caja brechizados donde se concentra la alteración verdosa. Además se observan microvetillas de arcillas verdes que salen de los bordes de la vetilla principal de forma sub// y sub perpendicular.		
		1,0-2,0	Sinuosos	Bordes: Ox Fe-Chal-Arc verdes						
				Centro: cal						

Tabla A.2 14: Tabla de descripción del corte MF26v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	Pl	-	<<0,1	-	-		
Op			<<0,1					Py	
Alteración								Las arcillas no son tan pervasivas como en los cortes anteriores.	
Arcillas							3		
Epidota							1	Primera aparición de la epidota. Microcristalina	
Fenocristales	Minerales Primarios	-							
	Pl							100% alterados a cal	
	Alteración	-							
Alteración	Cal						4	Alterando a pl	
	Tipo	Intensidad							
	Propilítica	2							Muestra de mano
Vetilla	Espesor [mm]	Bordes	Relleno					Solo relleno de cal. No se observa halo, aunque la cal interior está levemente alterada a arcillas.	Masa fundamental afanítica de color gris verdoso. Aún así se observan vesículas o cristales de plg <2 mm alterados a cal. No tiene magnetismo. La vetilla posee un espesor entre 1 y 4 mm, rellena completamente por cal. Bordes sinuosos.
	3	Sinuosos	Cal						

Tabla A.2 15: Tabla de descripción del corte MF27rb

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	Pl			<<0,1			
Px				<<0,1					
Op				<<0,1				Mag, Py diseminada	
Alteración									
Ep				<<0,1			3	Reemplazando a px	
Arcillas (+chl)							3		
Fenocristales	Minerales Primarios	-							Muestra de mano
	Pl	3		0,2-0,6	anh	baja			
	Px	1		0,2-0,4	anh	baja			
	Op	1		0,2-0,4				Py	
	Alteración	-							
	Chl	2					3	Altera a px	
	Ep	2					3	Altera a pl y px	
Cal	1					2	Altera a pl		
Amígdalas	Relleno							Ep euh sólo en los bordes, dejando espacios abiertos.	
	Ep	1		0,1-0,2					
Alteración	Tipo	Intensidad							
	Propilitica	3							
Vetilla	Esesor [mm]	Bordes	Relleno					Se distingue un aglomerado más verdoso que la matriz, muy afanítico previo a todo lo anterior (cataclasita?). Está afectado por opacos; no así la vetilla. El primer borde de ésta corresponde a epidota euهدral creciendo sin orientación preferente y luego cal, la que encapsula a menudo a la ep. Está cortada por fracturas abiertas producto de cuando hicieron el corte (fragmentos inyectados). No se observan indicadores cinemáticos. No se observa halo, aunque las arcillas afectan levemente a las ep del borde.	Masa fundamental versosa afanítica. No presenta magnetismo. Vetilla de espesor entre 1 - 3 mm rellena por calcita. Se observa una especie de halo más afanítico y más verdoso que la matriz. Este varía entre 4 - 10 mm.
	0,8-1,2	Sinuosos	Borde: ep Centro: cal						

Tabla A.2 19: Tabla de descripción del corte MF41v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	Pl	-	<<0,1	-	-	-	-
Px			<<0,1					Masa fundamental con textura perlítica (desvitrificación)	
Op			<<0,1					+Mag, - py	
Apatito			<<0,1					Alto relieve, leve pleocroismo café, tabulares	
Alteración									
Arcillas (Chl)			<<0,1				2	Alterando a toda la masa y mayormente a microlitos de px	
Ep	-		<<0,1	-	-	-	2	En pequeños agregados	
Fenocristales	Minerales Primarios								Muestra de mano - M.F con textura perlítica: vidrio volcánico amorfo con un contenido de agua relativamente alto, típicamente formado por hidratación de obsidiana. Tiene la inusual propiedad de expandirse mucho cuando se le calienta lo suficiente. Medio magnetismo. - V.ppal: 4-5 mm, con una fina banda de py a ambos bordes, luego bandas de chal. Bordes rectos, Centro de qz, menor cal y zeo?. Halo de desvitrificación de 10-15 mm de la vetilla hacia afuera. Qz diente de perro al centro en cavidades en una de las calugas. Entre los clastos brechizados dentro de la vet la alteración es mayor (de chl-ep).
	Pl	3	0,2-1,0	Sub	Media				
	Px	2	0,1-0,5	Anh	Mala			Algunos se presentan maclados	
	Op	1	0,1-0,3	-	-			Mag	
	Alteración								
	Chl	1					3	En px 3, pl 1	
Alteración	Cal	1					1	Parches en masa fundamental cercano a la vetilla.	
	Tipo	Intensidad							
Vetilla	Propilítica		3						
	Esesor [mm]	Bordes	Relleno					Sintaxial. Primer borde de py muy fino (<<0,1 mm) seguido por qtz microcristalino variando a b.chal (limpio a N//). Luego epidota acicular radial muy fina previa a chal, la que se ve sucia a N//. Luego hay espacios rellenos con zeo de distintos tipos (blancas y sucias a N//, radiales) y finalmente qtz euهدral compitiendo por tamaño hacia el centro. Hay evidencias de brechización por los clastos angulosos de la roca caja entre medio de la vetilla. Menor contenido de prh post qtz euh en la vetilla. También se observa presencia de microvetillas perpendiculares y NW-SE a la ppal con bordes de py y centro de qz. Las arcillas afectan hasta las b. de chal.	
	3,5	Rectos	Borde: py-b. chal-ep-chal						
			Centro: zeo-qtz-prh						

Tabla A.2 20: Tabla de descripción del corte MF45v

		Minerales Primarios	Abundancia	Tamaño [mm]	Forma	Integridad	Intensidad	Obs	GGE
		Masa Fundamental	Pl	-	<0,1	-	-	-	-
Px			<0,1						
Alteración								Predomina epidota sobre arcillas (chl)	
Arcillas (Chl)			<<0,1				1	Alterando a toda la masa y mayormente a microlitos de px	
Ep	-		<<0,1	-	-	-	2	En cúmulos	
Fenocristales	Minerales Primarios								
	Pl	3	0,3-1,5	euh	Media			Hay epidota creciendo dentro de espacios de la pl	
	Px	1	0,2-0,3	sub	Mala				
	Op	3	0,1-0,6	-	-			Py	
	Alteración								
	Chl						3	Principalmente a px	
Alteración	Cal						1	Alterando a pl	
	Tipo	Intensidad							Muestra de mano
Vetilla	Propilítica	3							
	Espesor [mm]	Bordes	Relleno					Posee clastos angulosos de la roca caja brechizados. Primer borde de py (<<0,1 mm), los que rodean completamente a los clastos brechizados, seguido por qz microcristalino con aumento de tamaño hacia el interior. En algunas zonas se observa cal central con microvetillas que salen de estas y cortan a los qz. Se observa ep euh, generalmente encapsulada por prh (muy local). Hay otra vetilla (relaciones de corte no observadas) de qz-ep-prh. También hay presencia de microvetillas de opacos (<0,1 mm) con centro de qz y a veces de cal brechizando la roca caja. Pareciera ser un stockwork (una red, enmarañado, sin orientaciones particulares). No se observa halo.	
	15-20	Rectos	Borde: op-qtz						
			Centro: cc						

Anexo A.3: Fotos briquetas

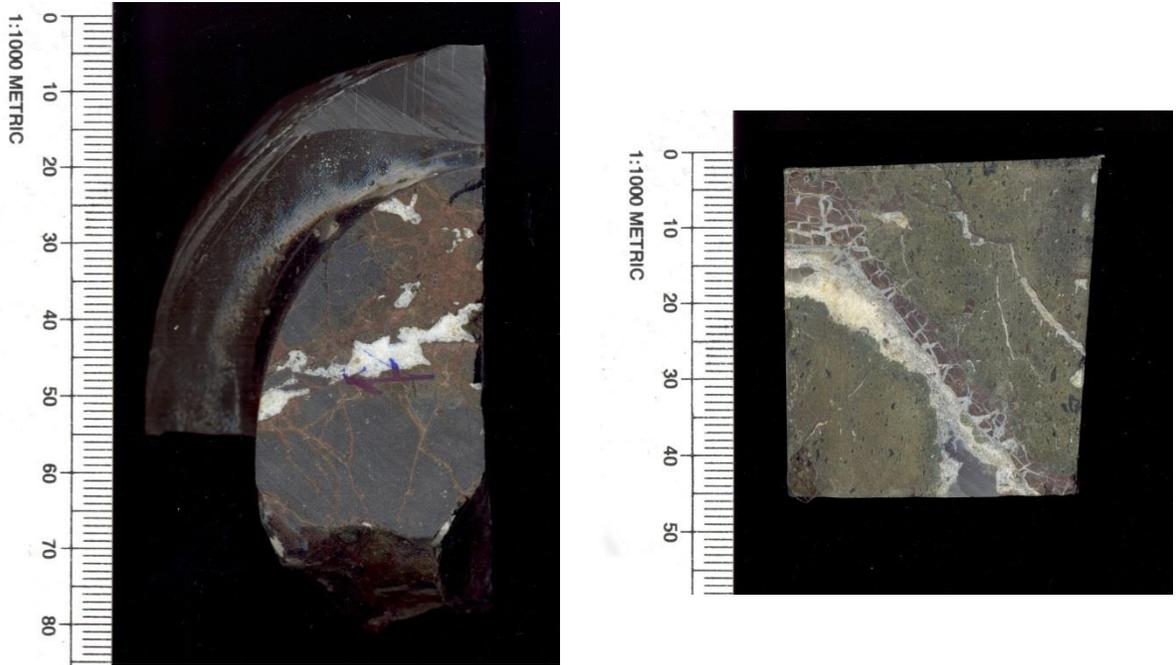


Fig. A.3 1: Briquetas de los cortes MF2v (izq) y MF3v (der)

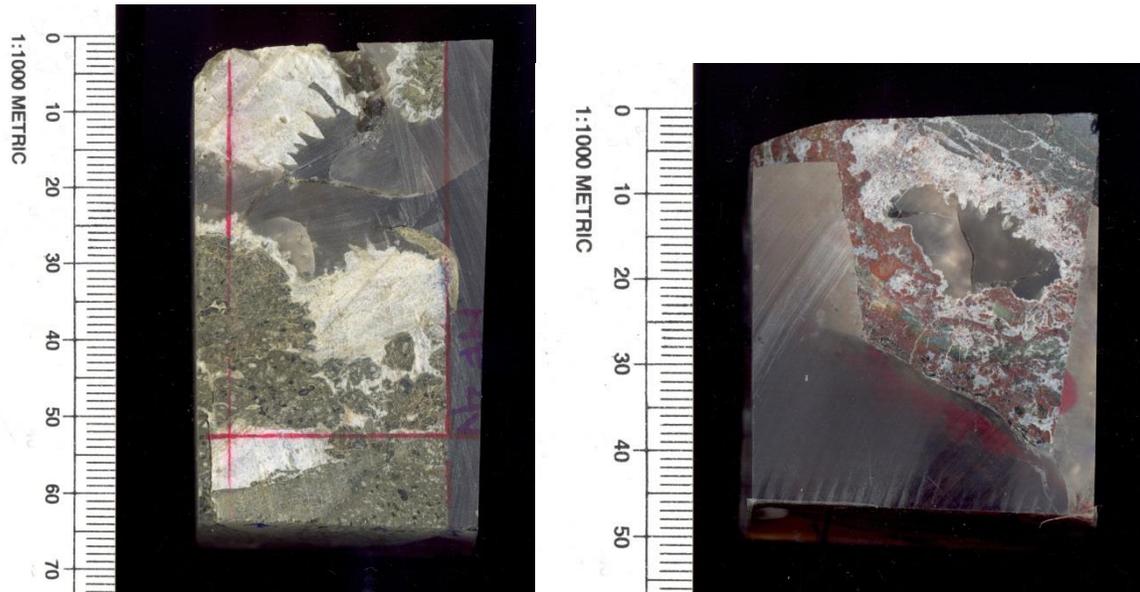


Fig. A.3 2: Briquetas de los cortes MF4v (izq) y MF13v (der)

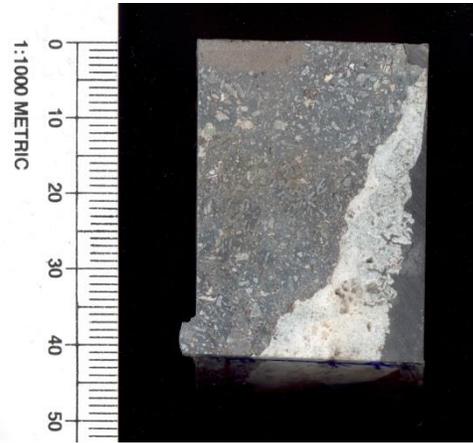


Fig. A.3 3: Briquetas de los cortes MF18h (izq) y MF18v (der)

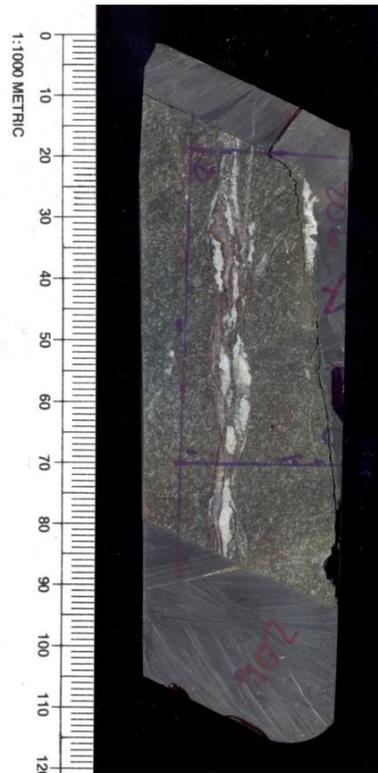
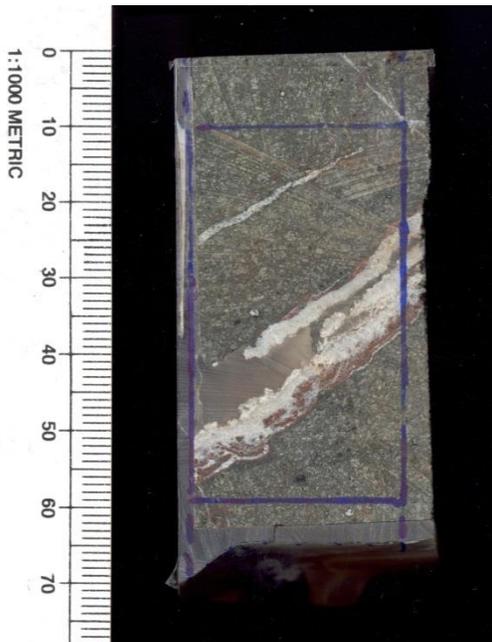


Fig. A.3 4: Briquetas de los cortes MF19v (izq) y MF20bv (der)

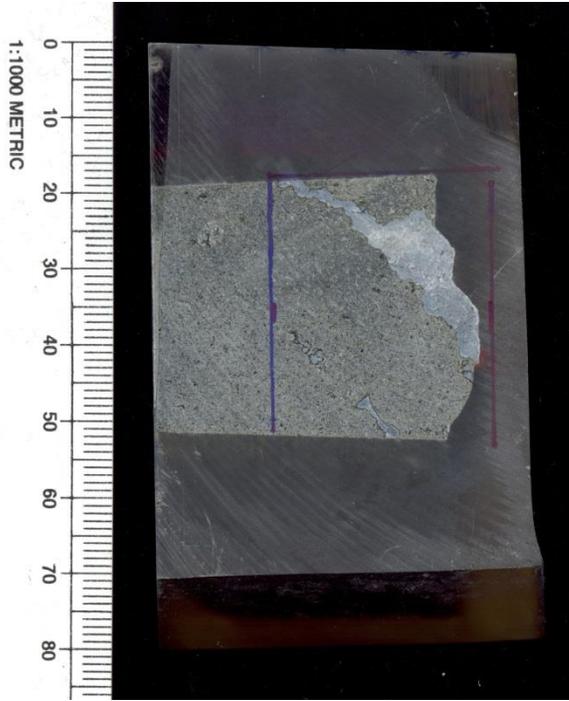


Fig. A.3 5: Briquetas de los cortes MF21v (izq) y MF22h (der)

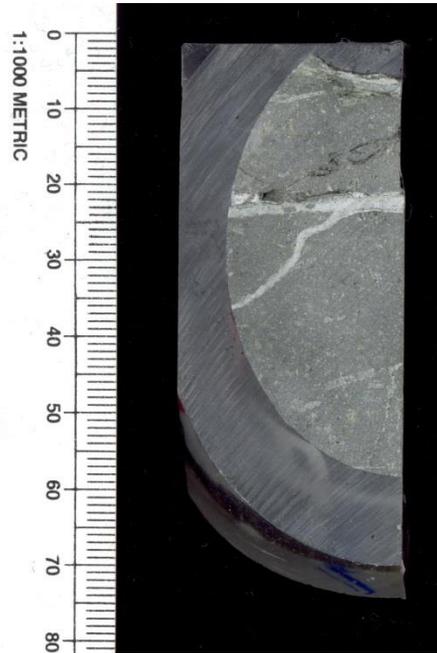
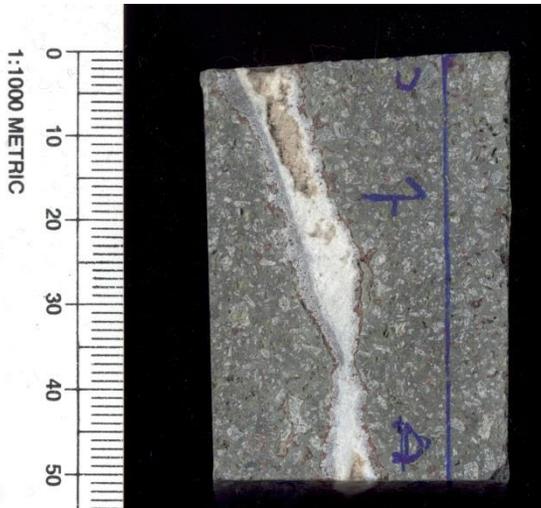


Fig. A.3 6: Briquetas de los cortes MF22v (izq) y MF23v (der)

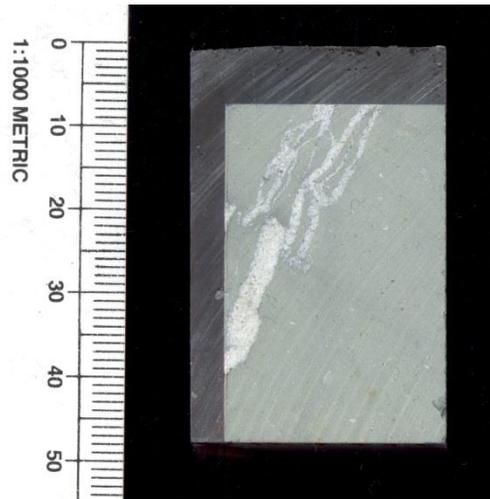
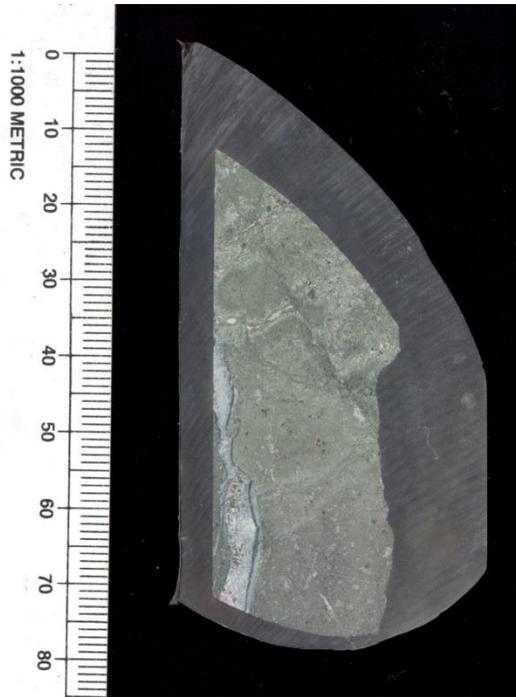


Fig. A.3 7: Briquetas de los cortes MF24r (izq) y MF26v (der)

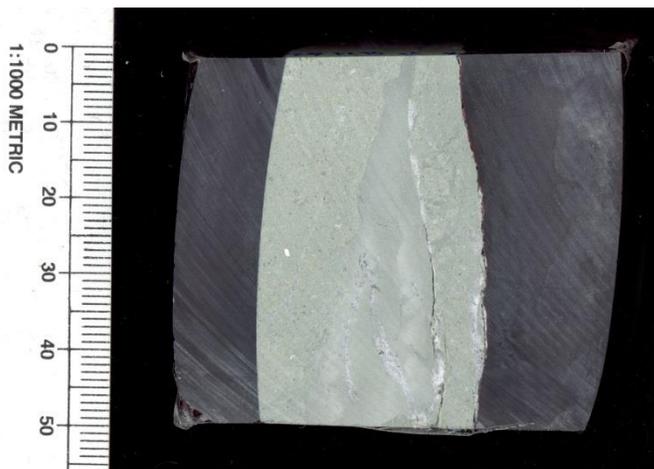


Fig. A.3 8: Briquetas de los cortes MF27r (izq) y MF34v (der)

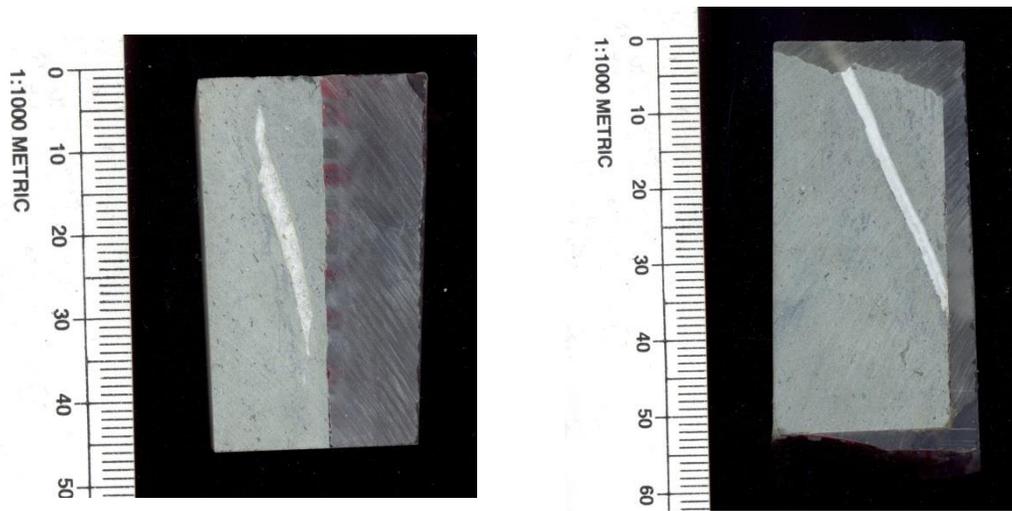


Fig. A.3 9: Briquetas de los cortes MF36v (izq) y MF39v (der)

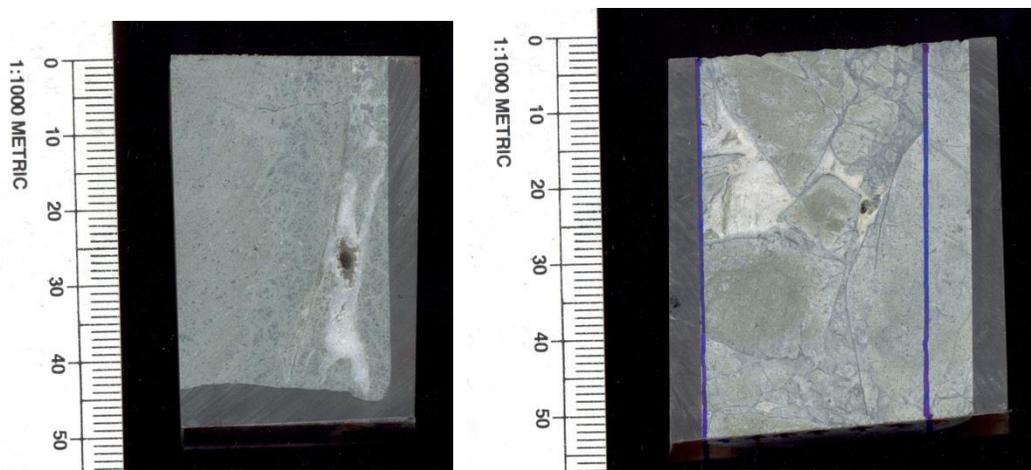


Fig. A.3 10: Briquetas de los cortes MF41v (izq) y MF45v (der)

Anexo A.4: Análisis SEM-BSE y SEM-CL

SEM-BSE

Los minerales mencionados son interpretaciones en base a los resultados SEM y petrografía.

MF2v

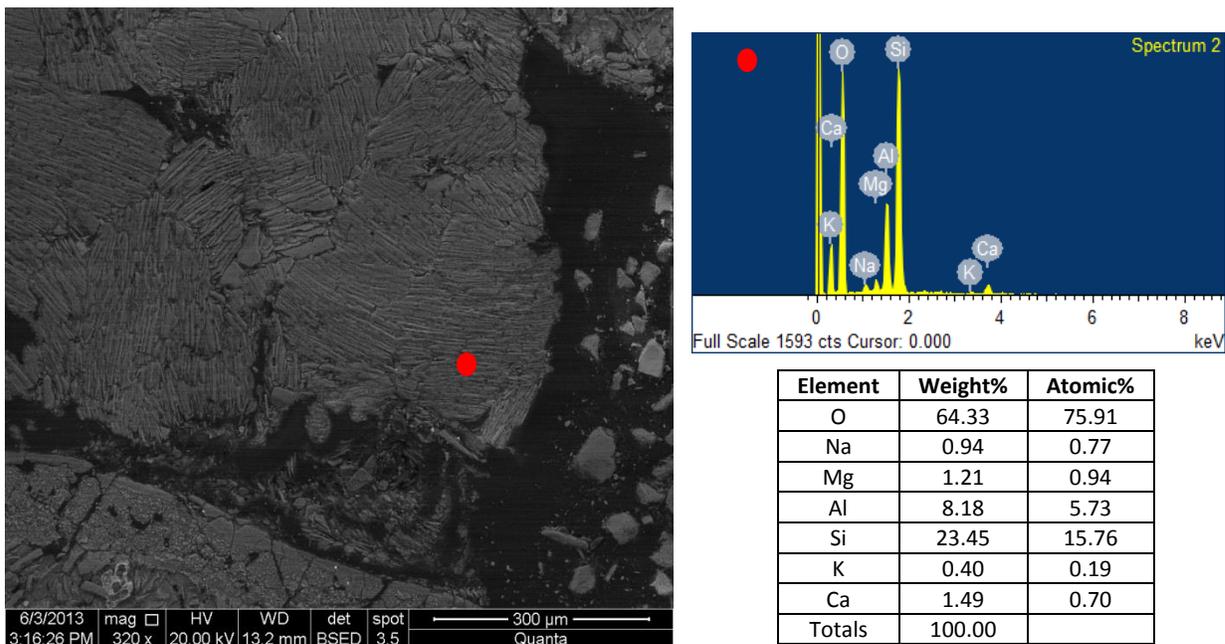
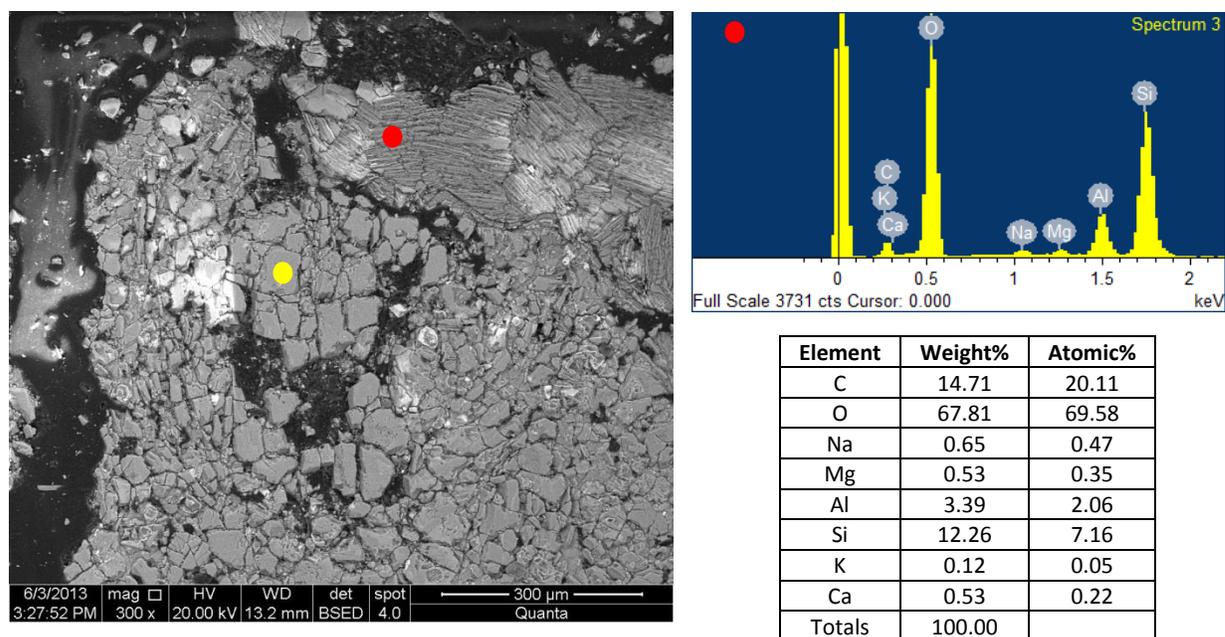
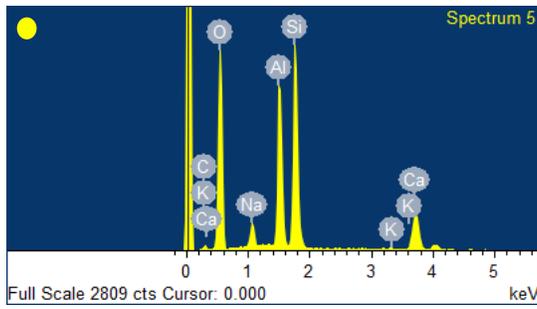


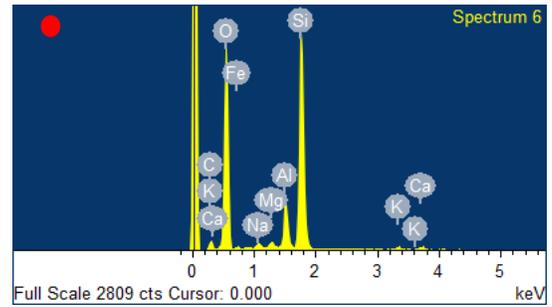
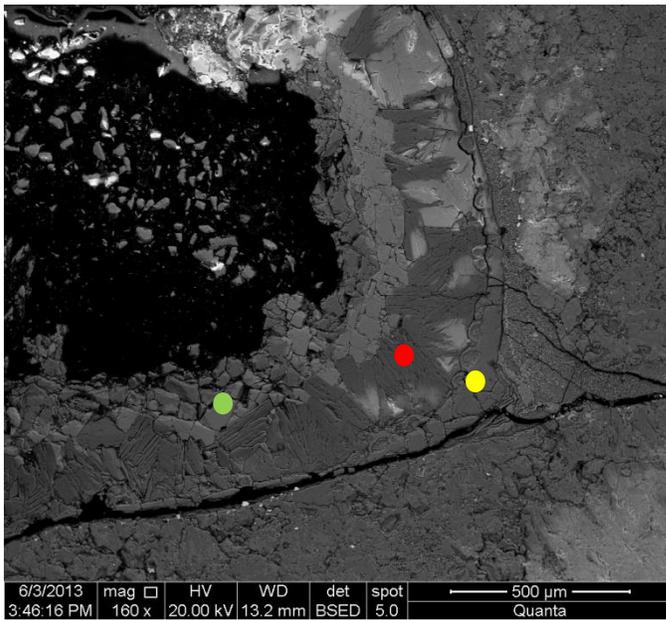
Fig. A.4 1: Imagen SEM-BSE. Rojo: ceolita.





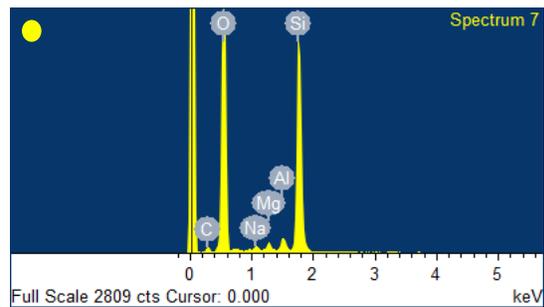
Element	Weight%	Atomic%
C	5.02	7.82
O	57.99	67.76
Na	2.91	2.37
Al	11.92	8.26
Si	17.38	11.57
K	0.05	0.03
Ca	4.73	2.21
Totals	100.00	

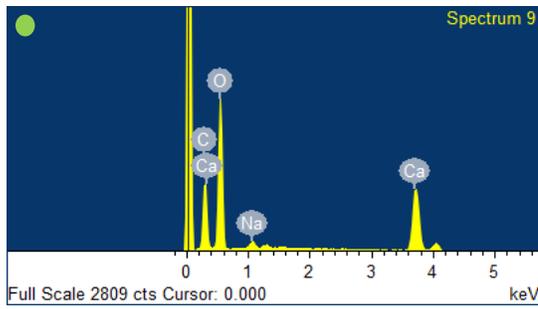
Fig. A.4 2: Imagen SEM-BSE. Rojo: ceolita, amarillo: ceolita. Probable reemplazo parcial por calcita.



Element	Weight%	Atomic%
C	12.78	18.22
O	62.09	66.45
Na	0.69	0.52
Mg	0.48	0.34
Al	3.57	2.27
Si	19.38	11.82
K	0.32	0.14
Ca	0.38	0.16
Fe	0.31	0.09
Totals	100.00	

Element	Weight%	Atomic%
C	6.08	8.74
O	71.76	77.46
Na	0.55	0.41
Mg	0.70	0.50
Al	1.00	0.64
Si	19.91	12.24
Totals	100.00	

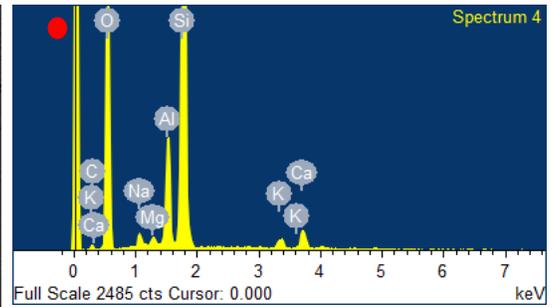
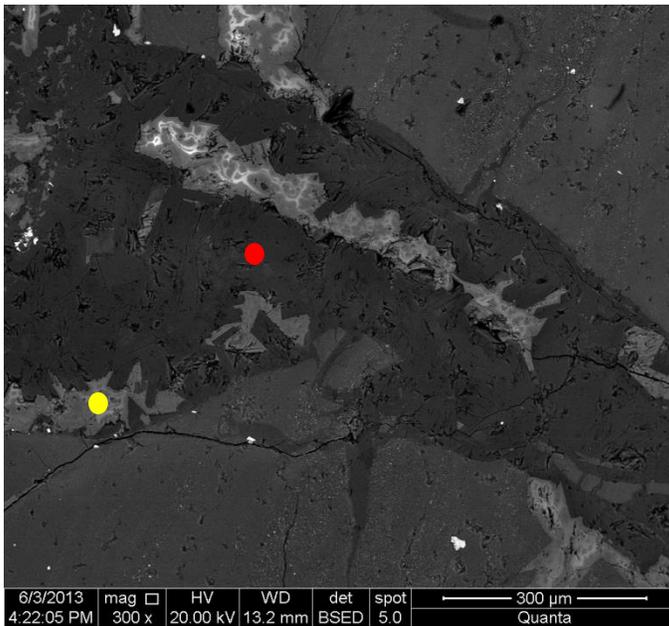




Element	Weight%	Atomic%
C	24.60	32.00
O	65.29	63.77
Na	0.99	0.67
Ca	9.12	3.55
Totals	100.00	

Fig. A.4 3: Imagen SEM-BSE. Rojo: ceolita + arcillas, amarillo: polimorfo de sílice + arcillas, verde: calcita. Probable reemplazo parcial por calcita.

MF3v



Element	Weight%	Atomic%
C	4.91	7.56
O	60.19	69.58
Na	1.10	0.88
Mg	0.43	0.33
Al	5.47	3.75
Si	25.43	16.74
K	0.84	0.40
Ca	1.64	0.76
Totals	100.00	

Element	Weight%	Atomic%
C	18.86	26.51
O	61.70	65.09
Na	0.70	0.52
Ca	18.74	7.89
Totals	100.00	

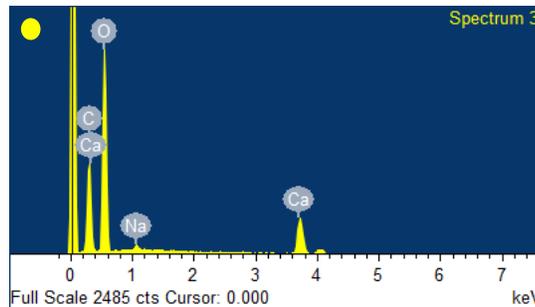
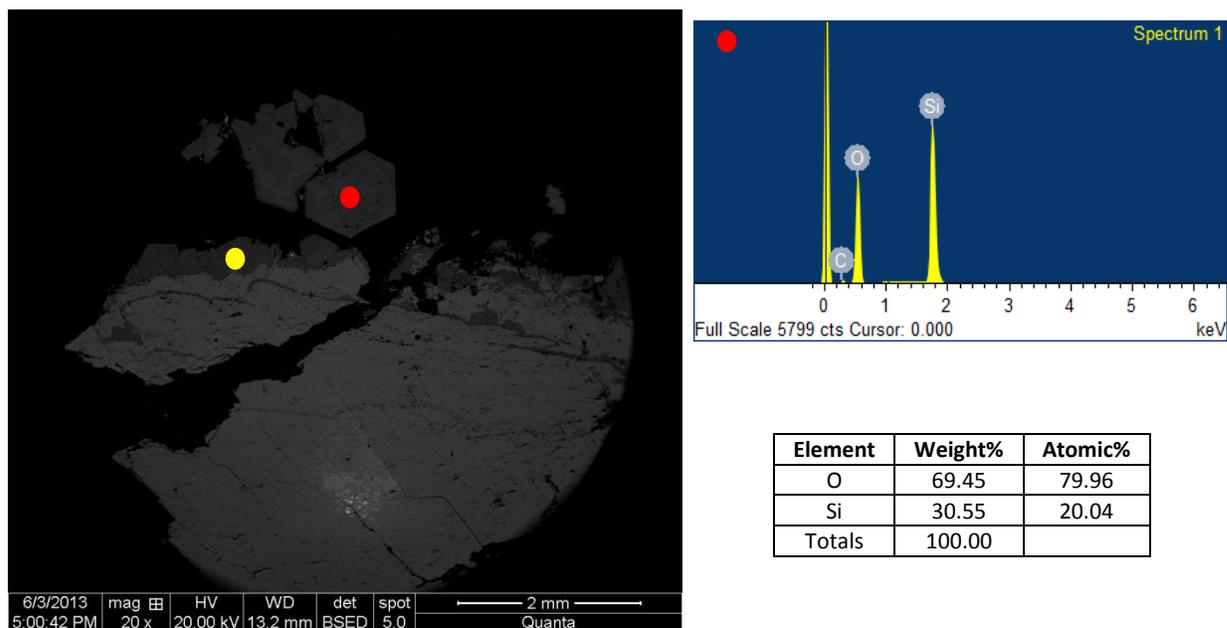


Fig. A.4 4: Imagen SEM-BSE. Rojo: ceolita, amarillo: calcita. Ceolitas reemplazadas, parcialmente, a calcita.



Element	Weight%	Atomic%
O	73.52	82.98
Si	26.48	17.02
Totals	100.00	

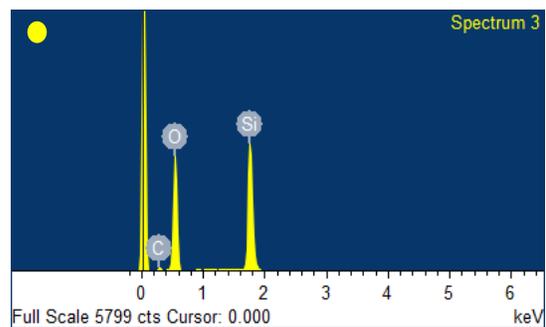


Fig. A.4 5: Imagen SEM-BSE. Rojo y amarillo: cuarzo.

MF19v

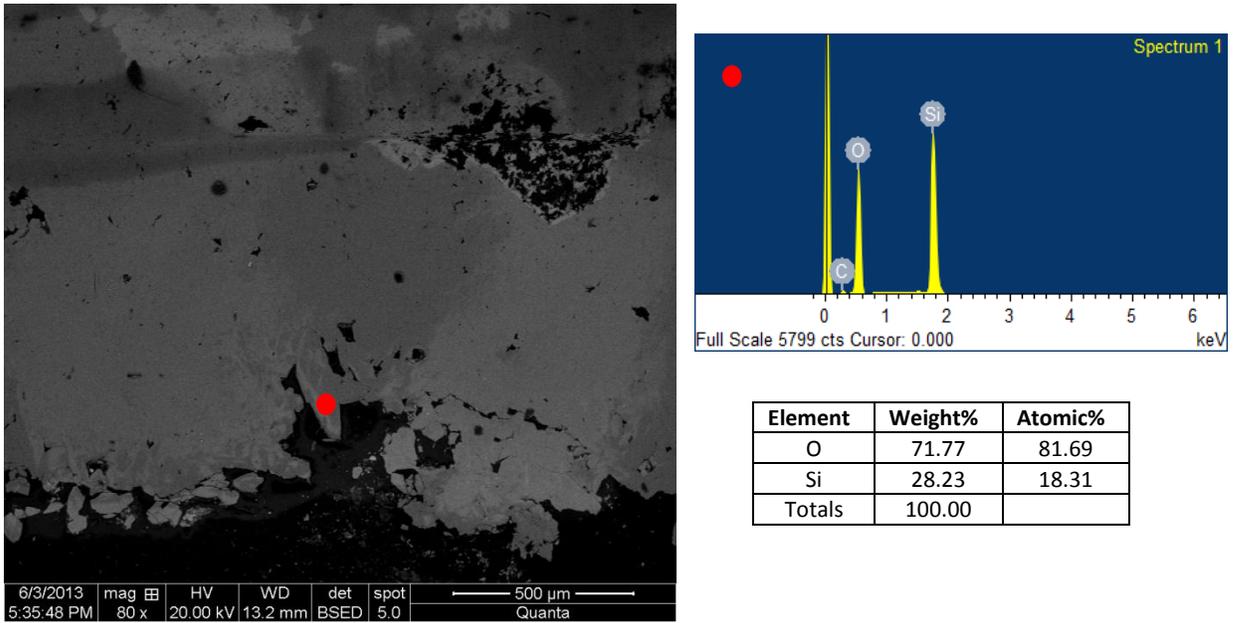


Fig. A.4 6: Imagen SEM-BSE. Rojo: cuarzo.

MF36v

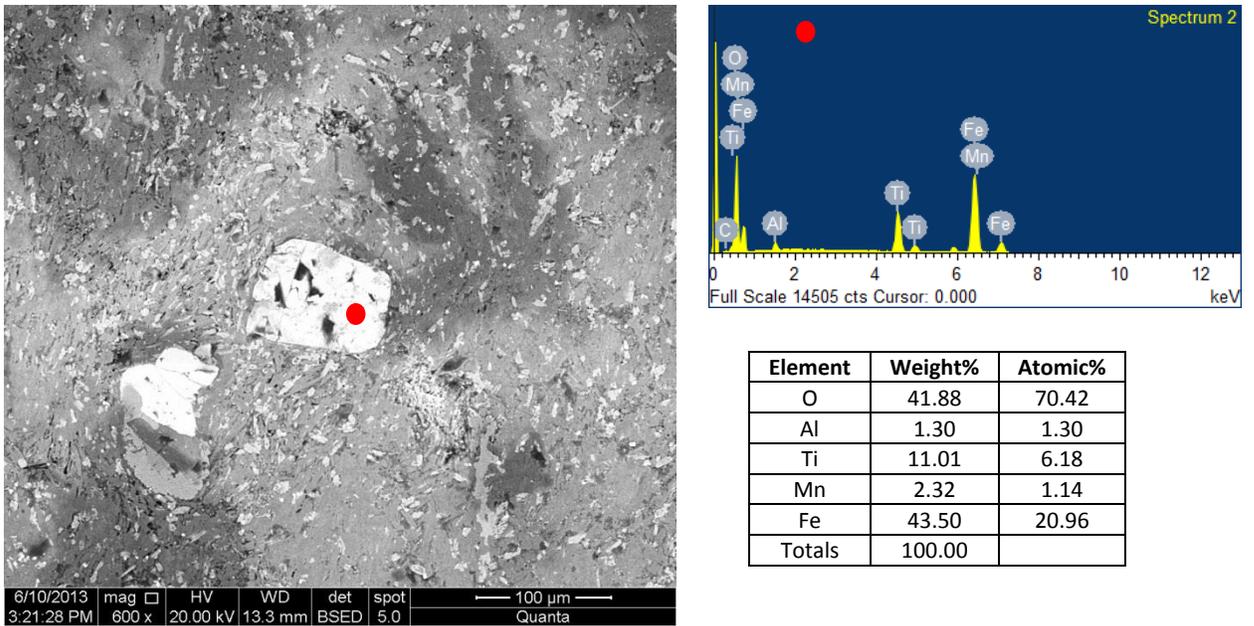
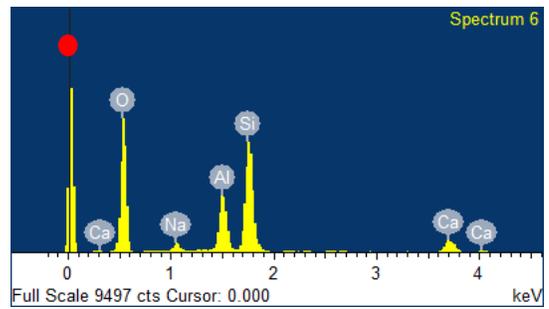
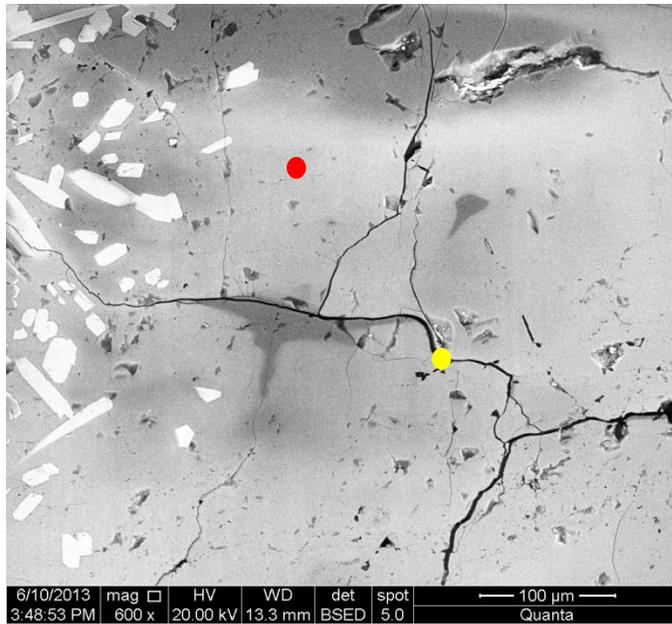


Fig. A.4 7: Imagen SEM-BSE. Rojo: óxido Fe-Ti.



Element	Weight%	Atomic%
O	66.50	77.79
Na	2.01	1.64
Al	8.91	6.18
Si	19.31	12.87
Ca	3.26	1.52
Totals	100.00	

Element	Weight%	Atomic%
O	62.52	74.83
Na	1.24	1.04
Al	12.56	8.92
Si	19.17	13.07
Ca	4.49	2.15
Totals	100.00	

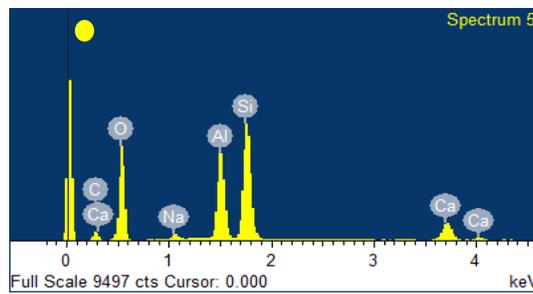
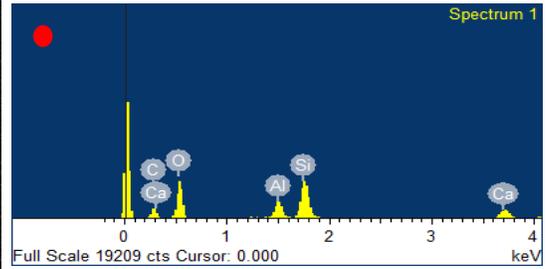
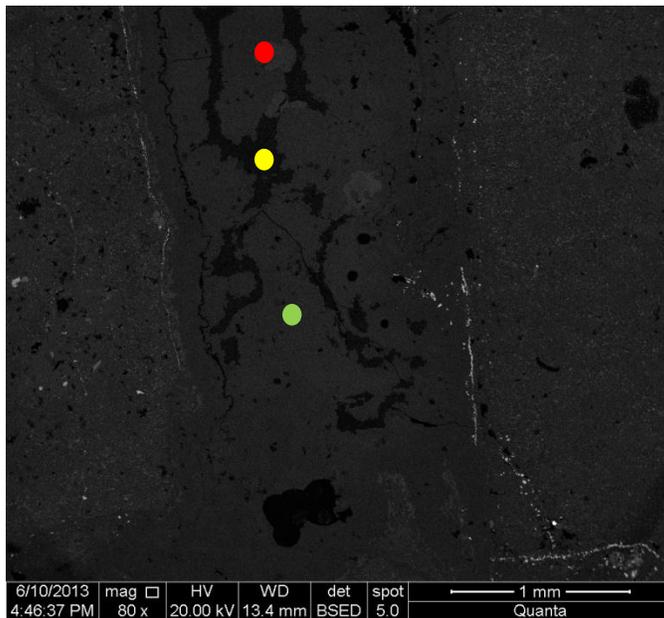


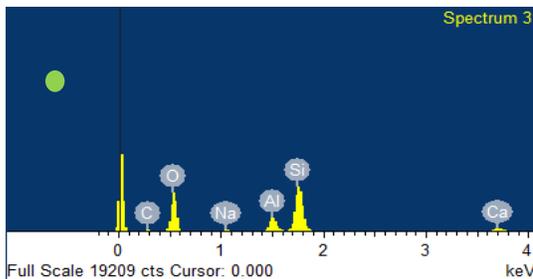
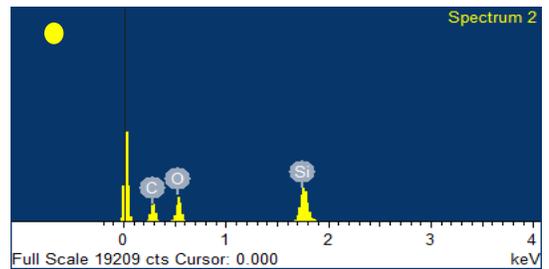
Fig. A.4 8 : Imagen SEM-BSE. Rojo: wairakita?, amarillo: prehnita? wairakita?

MF41v



Element	Weight%	Atomic%
C	24.93	33.65
O	54.39	55.11
Al	4.81	2.89
Si	11.38	6.57
Ca	4.22	1.71
Fe	0.27	0.08
Totals	100.00	

Element	Weight%	Atomic%
C	42.35	51.57
O	46.83	42.81
Si	10.67	5.56
Cl	0.14	0.06
Totals	100.00	



Element	Weight%	Atomic%
C	7.83	11.64
O	62.41	69.68
Na	0.52	0.41
Al	5.89	3.90
Si	20.85	13.26
Ca	2.50	1.11
Totals	100.00	

Fig. A.4 9: Imagen SEM-BSE. Rojo: ceo?, amarillo: qz?, verde: la misma ceo? El alto contenido de C en las muestras puede atribuirse a la resina que se utiliza para confeccionar los cortes transparentes-pulidos.

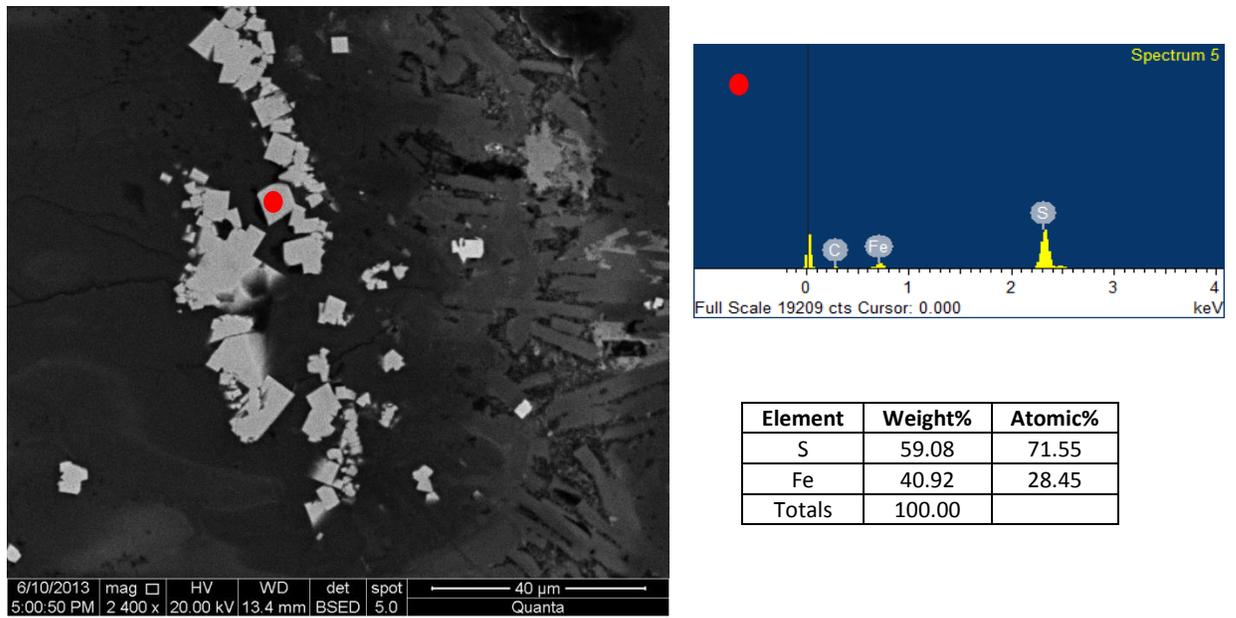


Fig. A.4 10: Imagen SEM-BSE. Rojo: pirita

SEM-CL

MF23v

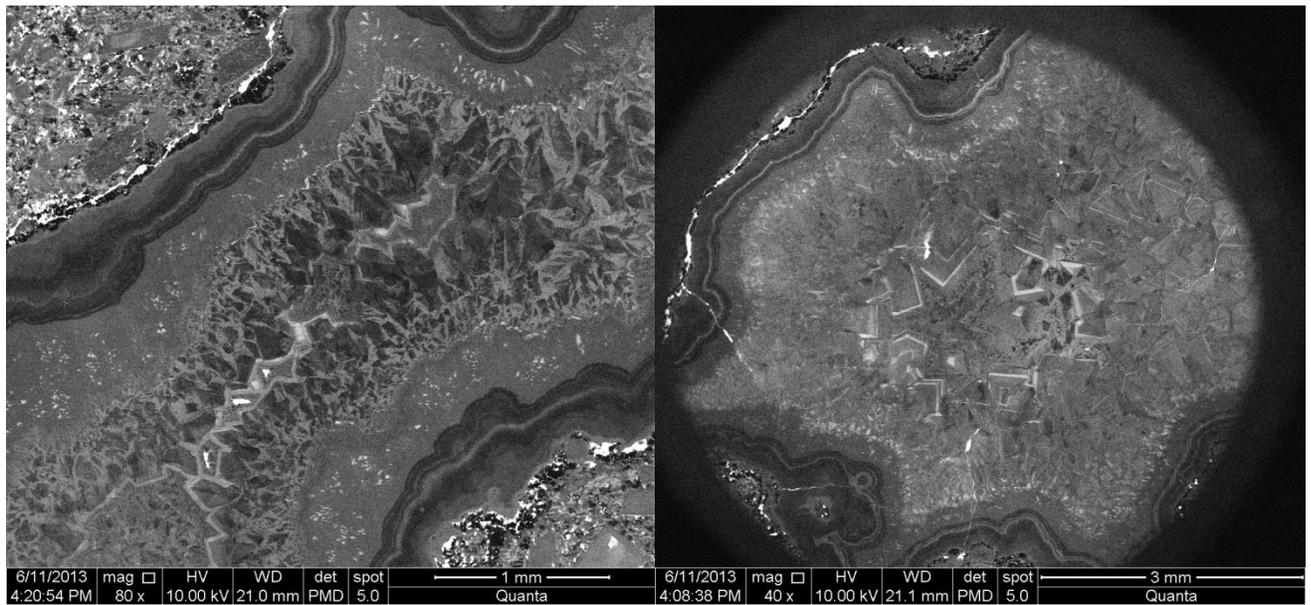


Fig. A.4 11: Imagen SEM-CL de la vetilla del corte MF23v. Compleja historia de recristalización de cuarzo.

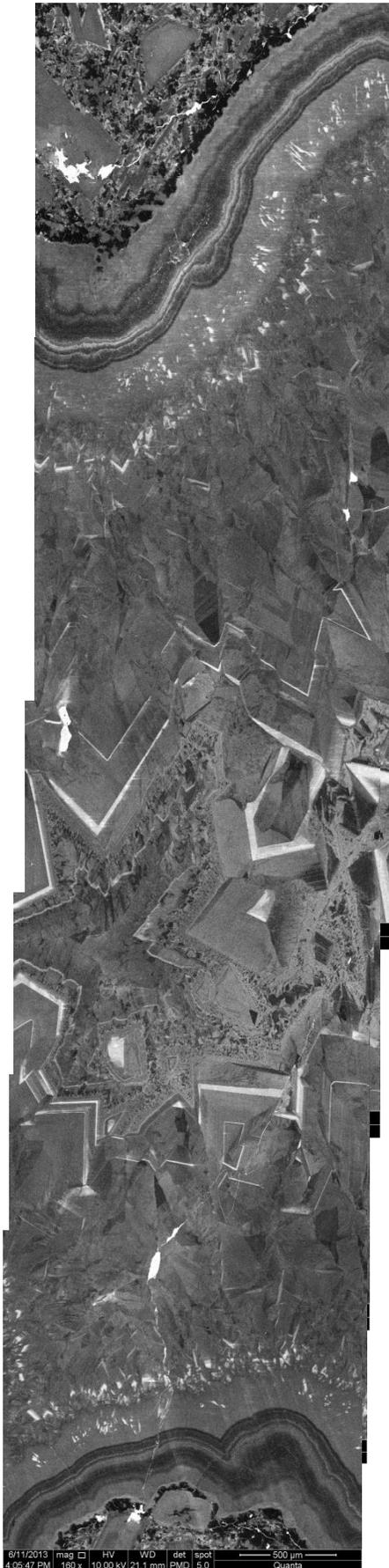


Fig. A.4 12. Composición de imágenes SEM-CL del corte MF23v, con una magnificación de 160x.

MF39v

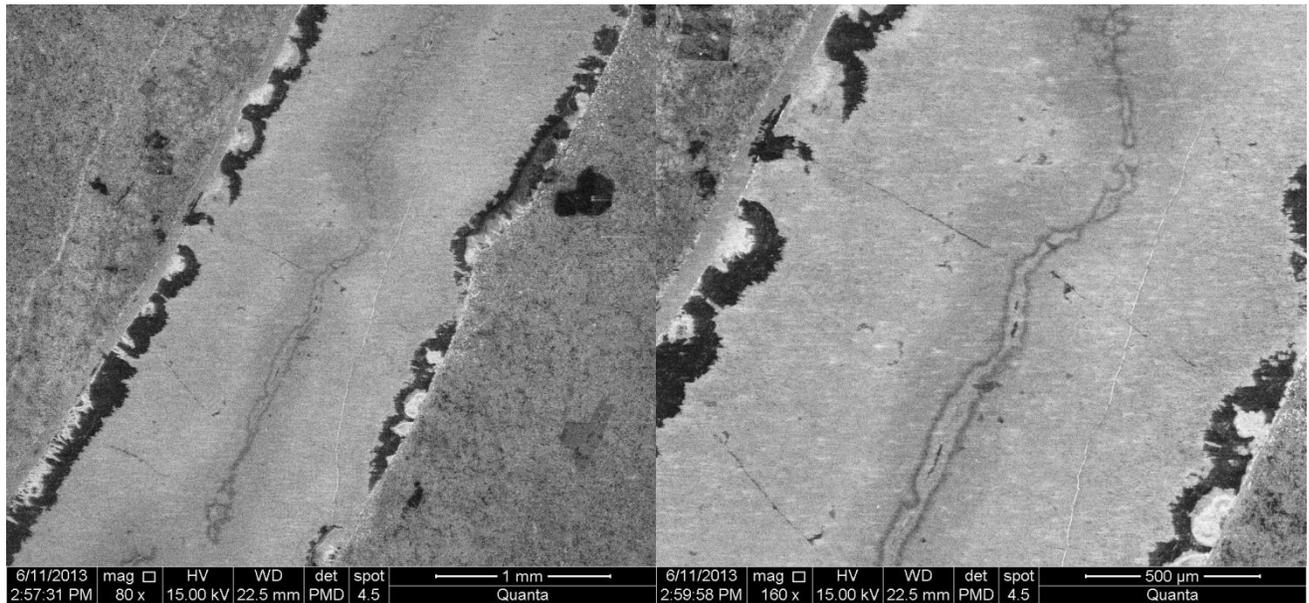


Fig. A.4 13: Imágenes SEM-CL del corte MF39v.

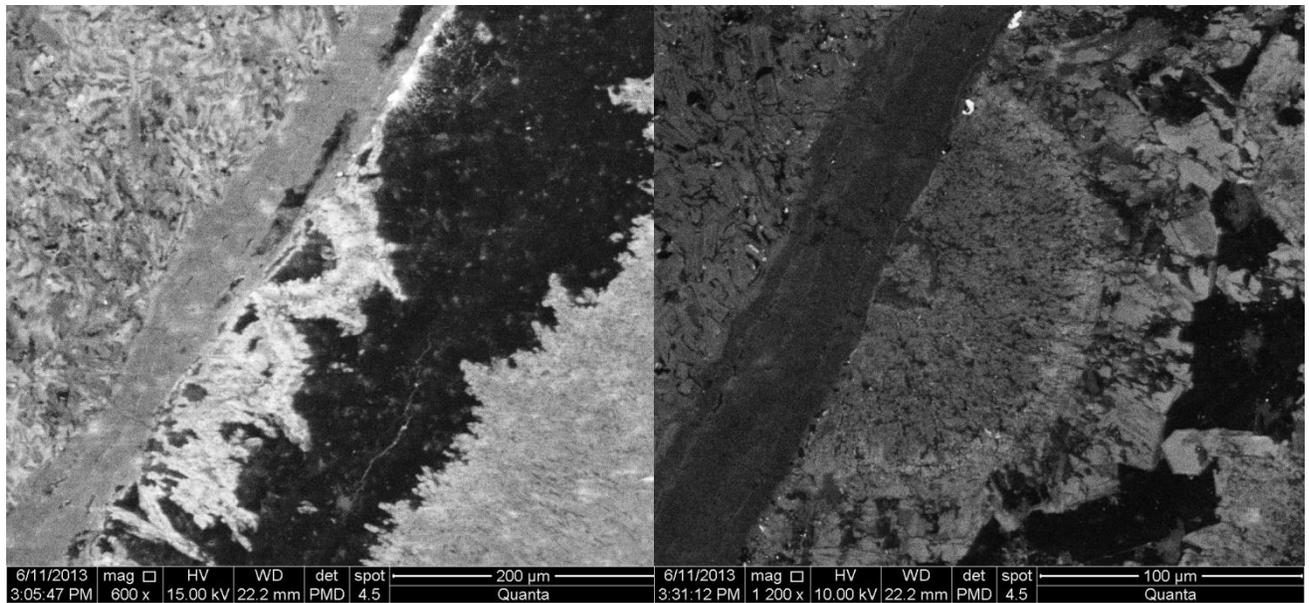


Fig. A.4 14: Zoom de los bordes externos de la vetilla del corte MF39v.

ANEXO B: MODELACIÓN GEOQUÍMICA

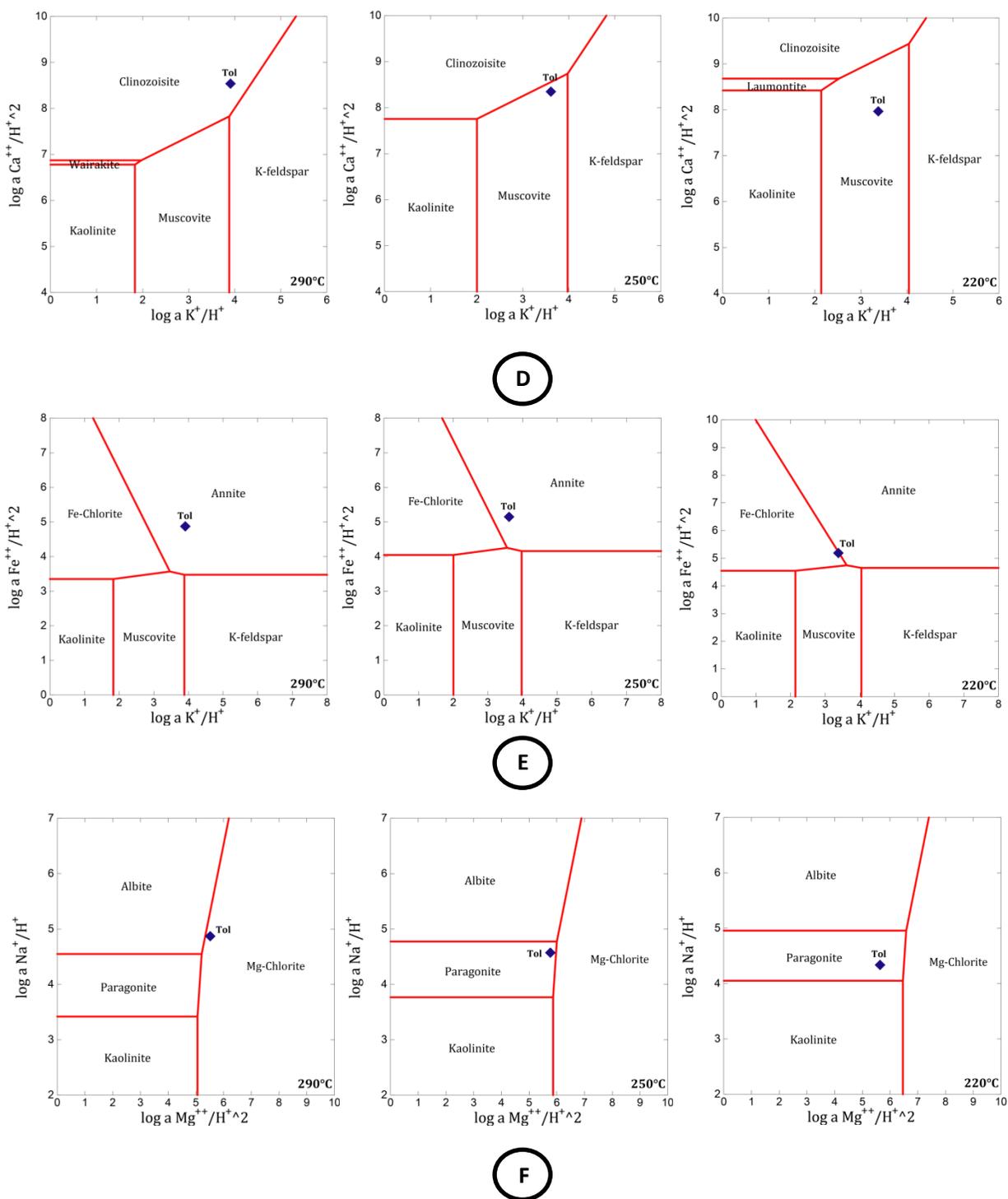


Fig. B 1: Diagramas de actividad-actividad en equilibrio con cuarzo, a temperaturas de 290°C-250°C-220°C, mostrando los campos de estabilidad de aluminosilicatos representativos en los sistemas D: CaO-K₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O, E: FeO-K₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O, F: Na₂O-MgO-SiO₂-Al₂O₃-H₂O.

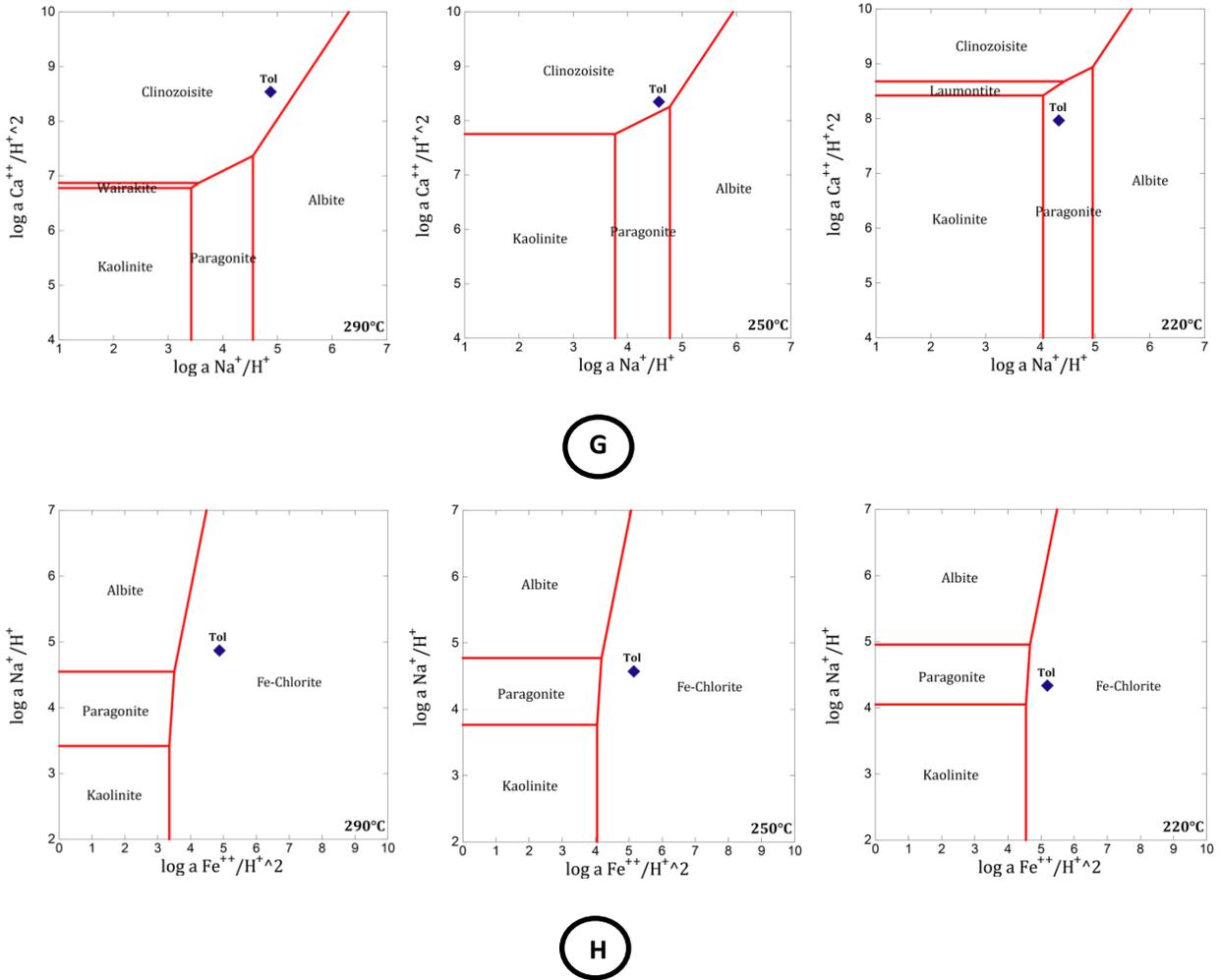
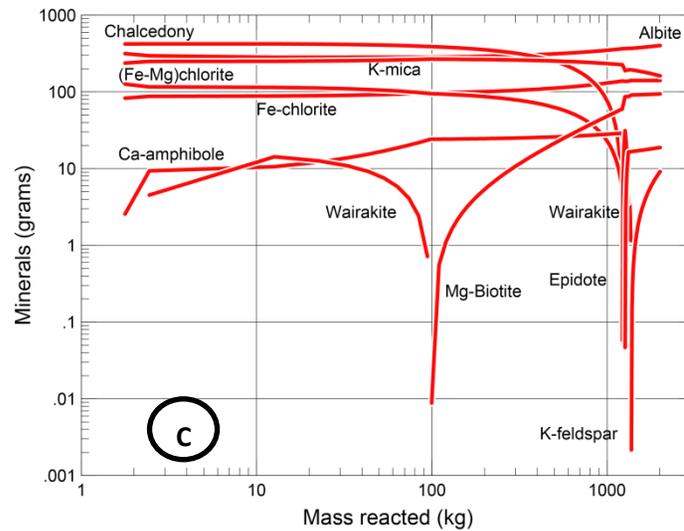
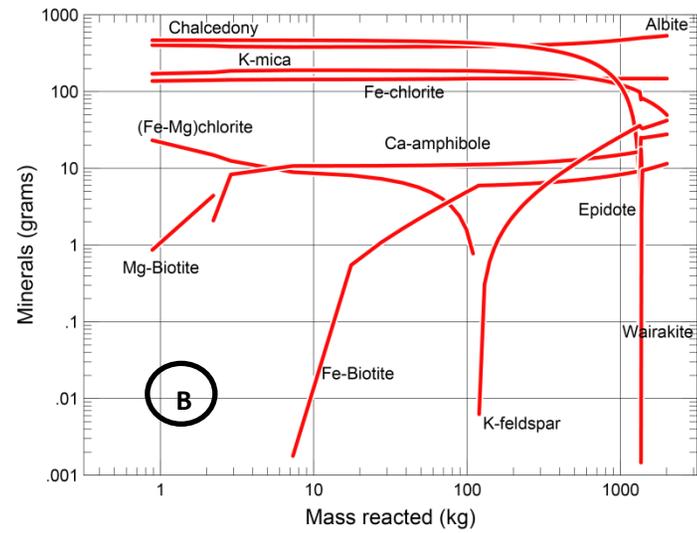
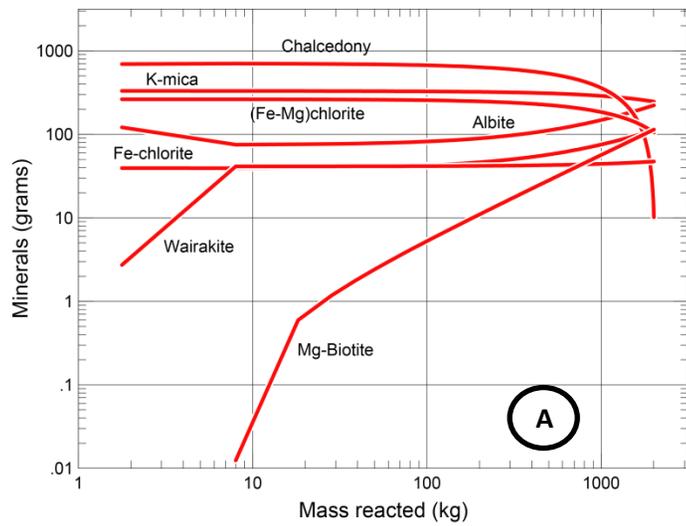


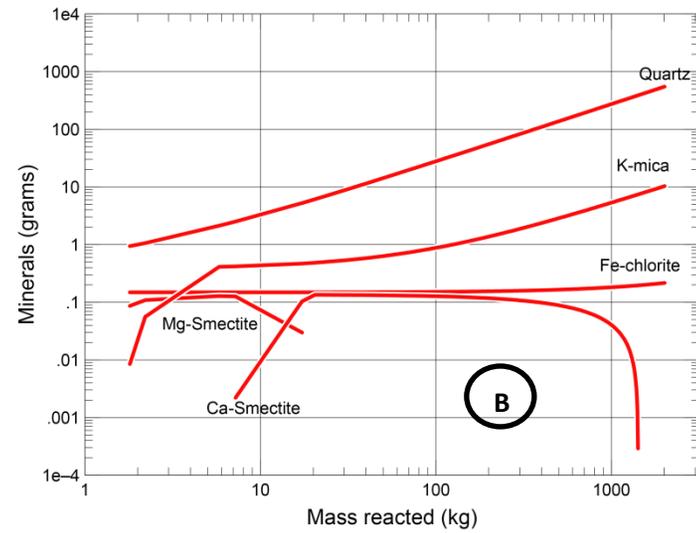
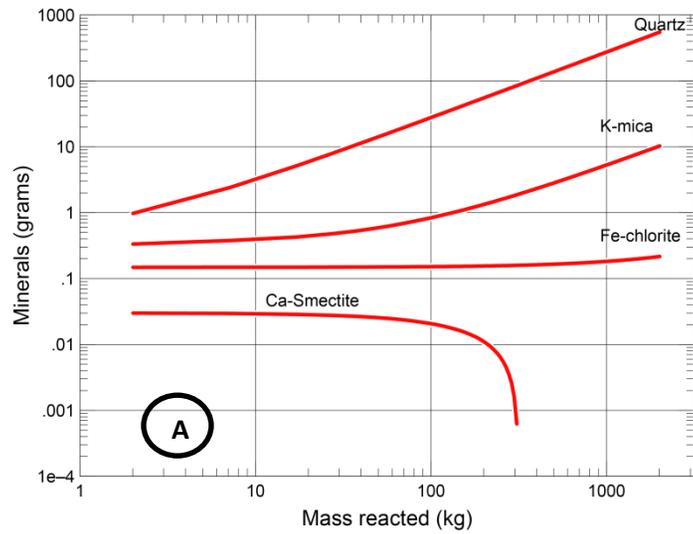
Fig. B 2: Diagramas de actividad-actividad en equilibrio con cuarzo, a temperaturas de 290°C-250°C-220°C, mostrando los campos de estabilidad de aluminosilicatos representativos en los sistemas G: CaO-Na₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O, H: Na₂O-FeO-SiO₂-Al₂O₃-H₂O.



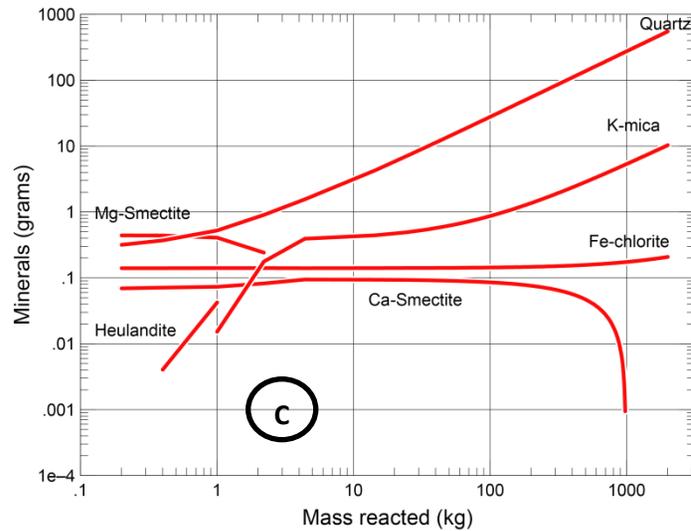
Baja f/r

300°C

Fig. B 3: Diagramas flush, a 300°C, resultantes de la interacción del fluido tipo Tolhuaca con la unidad Tol.Fis.1 (A), Fm. Malleco (B) e Intrusivo Hipabisal (C), a bajas razones f/r. Calcedonia como fase estable.



Alta f/r



200°C

Fig. B 4: Diagramas flush, a 200°C, resultantes de la interacción del fluido tipo Tolhuaca con la unidad Tol.Fis.1 (A), Fm. Malleco (B) e Intrusivo Hipabisal (C), a altas razones f/r.