



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

**ALTERACIÓN HIDROTÉRMICA EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DEL
SISTEMA VOLCÁNICO TINGUIRIRICA, VI REGIÓN, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

BÁRBARA LINA DROGUETT VILLARROEL

PROFESOR GUÍA:
SR. DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SR. MARTIN REICH MORALES
SR. JORGE CLAVERO RIBES

SANTIAGO DE CHILE
2012

RESUMEN

El pozo PTe-1, de 813,15m de profundidad, fue realizado por Energía Andina S.A. dentro del área de concesión de exploración geotérmica del Proyecto Tinguiririca ubicado en la precordillera de la VI Región. El objetivo de estudiar en detalle la mineralogía de alteración exhibida en los testigos del sondaje es establecer las condiciones físico-químicas y la distribución de alteración asociadas al campo geotérmico existente en el área. Para ello se trabajó con datos obtenidos mediante petrografía óptica, SEM, SEM-EDX y DRX, además de termometría de inclusiones fluidas y valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para cristales de cuarzo y calcita.

Las rocas encontradas corresponden a productos pleistocenos del Complejo Volcánico Tinguiririca en las que se reconocen principalmente tobas, lavas andesíticas y niveles brechosos de lava. En cuanto a la mineralogía de alteración es posible diferenciar principalmente dos zonas: la primera caracterizada por la presencia de calcedonia y minerales de arcilla ricos en esmectita hasta los 440 m de profundidad y la segunda, desde los 440m de profundidad, por cuarzo, ceolitas, prehnita, epidota, titanita y minerales de arcilla cuyo contenido de esmectita oscila en profundidad. Mediante termometría de inclusiones fluidas se obtuvo que a los 470m los cristales de cuarzo se formaron a 221°C y los de calcita a 225°C, y a los 663,6; 705,3 y 804,1m la temperatura de formación para cristales de calcita es de 241°C, 237°C y 243°C respectivamente. La composición isotópica del fluido responsable de la formación de dichos cristales muestra que los valores obtenidos para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ están por debajo de los considerados como fluido geotérmico, sugiriendo una fuente de fluido meteórico o una posible mezcla de aguas, entre fluidos de ambos orígenes.

Según la distribución de los minerales de alteración, es posible sugerir que en los primeros 500m la temperatura aumenta hasta 150-200°C aproximadamente. A partir de esta profundidad la temperatura se estima por sobre los 200°C y, en algunos casos, hasta por sobre los 250°C según la aparición de fases como prehnita, wairakita y epidota. Una excepción ocurre a los 640m donde se observa cristales de analcima, fase estable a partir de los 125°C, lo que sugiere una disminución de temperatura asociada a un influjo (*input*) de agua fría debido a la interacción con un acuífero frío o de menor temperatura.

En cuanto a los minerales de arcilla se reconoce un estancamiento e, incluso, una disminución del porcentaje de clorita en el interestratificado clorita-esmectita en profundidad, de modo que niveles de tobas (e.g. 408m) presentan mayores porcentajes de clorita que los niveles de lavas (e.g. 786m) a mayor profundidad. De lo anterior se desprende que el nivel de tobas, probablemente debido a su mayor permeabilidad primaria aumenta la interacción agua-roca, sugiriendo que, en este caso, la proporción de clorita-esmectita es mayormente dependiente de la cinética de reacción que de la temperatura a la que ocurre el proceso de alteración. Estas conclusiones son respaldadas por los valores de temperatura de formación de cristales de cuarzo y calcita obtenidos mediante termometría en inclusiones fluidas.

Sobre la base de los resultados obtenidos es posible sugerir que la alteración encontrada en las rocas del pozo PTe-1 se ha producido por la interacción con un fluido de pH neutro calentado gracias a la transferencia de calor desde un reservorio geotérmico, con o sin traspaso de masa. Este fluido coincidiría con las manifestaciones presentes en el sector de Los Humos ya que, además de encontrarse en la misma cota topográfica, presentan características isotópicas similares. Debido a la alta correspondencia obtenida entre los datos termométricos estimados mediante mineralogía de alteración y los medidos directamente desde el pozo, y debido también a la gran similitud en la composición isotópica de los fluidos presentes en la zona y los responsables de la alteración, es posible sugerir que la alteración mineral estaría reflejando el evento más reciente de alteración geotérmica y que, además, la temperatura ha permanecido prácticamente constante, al menos, desde la formación de los cristales de alteración.

*A mi familia... en especial a
esa pequeña luz de
nombre Leonardo*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, mis más sinceros agradecimientos a Energía Andina S.A. (E.A.S.A. Proyecto Tinguiririca) por financiar y confiar en mí para la realización de este trabajo. El gran apoyo brindado, tanto en lo técnico como en lo humano, permitieron el cumplimiento de los objetivos de esta investigación sin contratiempos.

Gracias al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (C.E.G.A.; Proyecto Fondap n°. 15090013) por brindarme todo su apoyo y conocimientos científicos.

Muchas gracias a los profesores miembros de la comisión por sus comentarios y correcciones. Gracias a Diego Morata por su apoyo, sugerencias y disponibilidad constante para discutir, además de todos los conocimientos entregados en diversas oportunidades. Profundos agradecimientos a Jorge Clavero por enseñarme a ser perseverante, por los conocimientos compartidos y por sus comentarios siempre acertados. Gracias también a Martin Reich por su disposición y correcciones.

Un agradecimiento especial al profesor Luis Aguirre y a Sergio Calderón por todo el tiempo dedicado a responder mis dudas petrológicas y transmitirme su cariño por esta ciencia. Gracias también a Gladys Olivares y a los Dres. Eduardo Campos, Salvador Morales y Francisco Carrillo por su apoyo en los distintos análisis de laboratorio.

Gracias a todos los profesores del departamento de Geología por los conocimientos entregados, y a varios de ellos también por el apoyo humano. Gracias a María Rosa y a Blanquis por hacer más fácil y agradable el trato en la universidad.

Muchas gracias a todo el personal de E.A.S.A. por su buena onda, por su calidez, por su gran acogida y por hacerme sentir como en casa... son una familia. Gracias a Germán Pineda, jefe del Proyecto Tinguiririca, por aguantarme, escucharme y enseñarme, gracias a Edmundo Polanco, Sebastian Martini, Luciano Achurra y Nicolas Correa por los comentarios y ayuda brindada. En especial gracias a Marjorie Vásquez, Marcela Uliarte y Luciana Sanhueza por demostrarme su cariño en tiempos difíciles.

Gracias a mis compañeros de carrera: Naty, Estrella, Alvarito, Pancha, Palmera, Isa, Sota, Manena, Eduardo, Arnold, Diego, Querubin, Manu y Cata R, pero en especial a Coni por soportarme, a Pipe por salvarme; y a Catrala por hacerme reír... sin ustedes nada habría sido igual.

Gracias a las de siempre: Nay, Katty, Nicolpy, Ani, Pola, Keka, Barbarinola, Chica y Vivi... porque después de tantos años todo sigue como siempre.

Pero más que todo gracias a mi familia por ser una gran familia, por quererme siempre y no dejarme sola... por apoyarme aunque no me entendieran... Gracias a mis tíos y primos por regalarme siempre algo porque celebrar. Gracias Nina, Nancy, Lala y Doris por quererme incondicionalmente. Gracias Sandra por enseñarme más de lo que crees, Cristian por ser como el hermano que no tenía y Leo por llenarme de momentos felices. Pero por sobre todo gracias a mi mami y a mi papi por hacer de mí quien soy...

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1	Introducción	1
1.1	Objetivos	1
1.1.1	Objetivo general.....	1
1.1.2	Objetivos específicos.....	2
1.2	Hipótesis de trabajo.....	2
1.3	Metodología de trabajo.....	2
1.4	Ubicación y acceso	4
1.5	Clima de la zona de estudio	4
2	Marco teórico	6
2.1	Mineralogía de alteración	6
2.1.1	Minerales calco-silicatados	6
2.1.2	Minerales de arcilla.....	7
2.2	Fluido responsable de la alteración.....	10
2.2.1	Estudio de inclusiones fluidas.....	10
2.2.2	Estudio de isótopos estables	12
3	Marco geológico.....	14
3.1	Antecedentes generales.....	14
3.2	Geología de la zona de estudio.....	15
3.3	Geología del Complejo Volcánico Tinguiririca.....	16
3.4	Geología estructural	19
3.5	Alteración hidrotermal	20
3.6	Química de las fuentes termales	21
4	Petrología.....	23
4.1	Generalidades	23
4.2	Litología primaria.....	23
4.2.1	Unidad I	25
4.2.2	Unidad II	26
4.2.3	Unidad III	27
4.2.4	Unidad IV	27
4.2.5	Química mineral.....	29
4.3	Mineralogía de alteración: calcosilicatos, óxidos, carbonatos y sulfuros.....	31
4.3.1	Zona de alteración I.....	32
4.3.2	Zona de alteración II.....	34
4.4	Mineralogía de alteración: minerales de arcilla	38
5	Difracción de rayos X.....	43

5.1	Generalidades	43
5.2	Análisis de roca total	43
5.3	Análisis de separado de arcillas	46
6	Estudio de inclusiones fluidas	48
6.1	Metodología.....	48
6.2	Petrografía.....	49
6.2.1	PTe-1 470 m.....	49
6.2.2	PTe-1 663,6 m.....	50
6.2.3	PTe-1 705,3 m.....	50
6.2.4	PTe-1 804,1 m.....	51
6.3	Resultados	53
6.3.1	PTe-1 470 m.....	53
6.3.2	PTe-1 663,6 m.....	53
6.3.3	PTe-1 705,3 m.....	54
6.3.4	PTe-1 804,1 m.....	54
6.4	Cálculo de presión.....	57
7	Estudio de isótopos estables	59
7.1	Muestras y análisis.....	59
7.2	Fraccionamiento isotópico mineral-fluido	59
7.3	Termometría.....	61
8	Análisis y discusión	62
8.1	Distribución de minerales	62
8.2	Zonación composicional de minerales de arcilla	64
8.3	Estimación de temperatura.....	66
8.3.1	Mediciones directas desde el pozo.....	66
8.3.2	A partir de asociaciones minerales.....	66
8.3.3	A partir de geotermómetro de clorita	69
8.3.4	A partir de inclusiones fluidas	69
8.3.5	Integración de datos	71
8.4	Estimación de presión	73
8.5	Variación isotópica del fluido.....	75
8.5.1	Isótopos de Carbono	75
8.5.2	Isótopos de Oxígeno.....	75
8.6	Modelo	77
9	Conclusiones	80
10	Referencias.....	82

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1. Mapa de ubicación y acceso al pozo PTe-1. Se muestran las rutas y poblados principales (Google, 2011) (Dirección de Vialidad, Ministerio de Obras Públicas, 2009).....	5
Figura 2-1. Relación presión-temperatura determinada para ceolitas cálcicas (estilbita, heulandita, laumontita, yugawaralita y wairakita), analcima, albita y anortita en presencia de exceso de cuarzo y agua (Liou et al., 1991)	7
Figura 2-2. Diagrama P-T para rocas metamórficas máficas de baja temperatura. Abreviación de facies: BS, esquistos azules; EBS, esquistos azules con epidota; GS, esquistos verdes; PA, pumpellyita-actinolita; PP, prehnita-pumpellyita; PrA, prehnita-actinolita; ZEO, ceolita (Schiffman y Day, 1999)	8
Figura 2-3. Zonas de alteración con pH neutro y su temperatura correspondiente. Se muestran las asociaciones minerales más comunes para este tipo de alteración (Reyes, 1990).	9
Figura 2-4. Diagrama temperatura versus composición para la porción de baja temperatura en el sistema NaCl-H ₂ O, en equilibrio con vapor a 1 bar de presión total. Obtenido de Roedder (1984).	11
Figura 2-5. Valores de isótopos en reservorios naturales. A la izquierda se muestran los valores para $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ y a la derecha para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. Cuadros tomados de Rollinson (1993)	13
Figura 3-1. Arco volcánico en la Zona Volcánica Sur (SVZ) y sus cuatro segmentos: Norte, Transicional, Central y Sur. El volcán Tinguiririca, perteneciente a la Zona Volcánica Sur Transicional, se destaca en verde. Modificado de Stern et al. (2007).....	14
Figura 3-2. Mapa geológico del área del Proyecto Tinguiririca. Se señalan los sectores afectados por alteración hidrotermal mencionados en la sección 3.5. Tomado de Pineda (2010).....	18
Figura 3-3. Diagrama TAS (LeBas, 1986) para rocas pertenecientes a las distintas unidades del Complejo Volcánico Tinguiririca (datos de Pineda, 2010)....	19
Figura 3-4. Sección estructural esquemática en el área del Proyecto Tinguiririca en la sección A-A' señalada en la Figura 3-2. Se observan las cuatro familias de estructuras reconocidas. Realizado por Radic (2010) para ENERGÍA ANDINA S.A. en etapa de exploración superficial del proyecto.	20
Figura 3-5. Distribución de las fuentes termales en el área de Tinguiririca.	21
Figura 4-1. Columna estratigráfica del pozo PTe-1. Se observan las cuatro unidades reconocidas y la distribución de las muestras estudiadas.....	24

- Figura 4-2. Microfotografía de la litología observada en la Unidad I. (a) Andesita basáltica porfírica de piroxeno y olivino a los 19,6 m. (b) Andesita porfírica vesicular de piroxeno a los 51,5 m. (c) Roca volcanoclástica vesicular monomíctica a los 77,3 m. (d) Andesita basáltica porfírica de piroxeno y olivino a los 90,55 m.....25
- Figura 4-3. Microfotografía de la litología observada en la Unidad II. (a) Roca volcánica clástica con escasa matriz a los 188 m. (b) Andesita basáltica porfírica de piroxeno a los 245,2 m.26
- Figura 4-4. Microfotografía de la litología observada en la Unidad III. (a) Toba de lapilli lítica a los 310,95 m. (b) Toba de ceniza cristalina vítrea a los 328 m.27
- Figura 4-5. Microfotografía de la litología reconocida en la Unidad IV. (a) Toba cristalina-vítrea de ceniza, a los 408m. (b) Andesita porfírica traquitoide de piroxeno, a los 446,6 m. (c) Andesita basáltica brechosa porfírica a los 764 m. (d) Andesita basáltica porfírica de piroxeno a los 812,1 m.28
- Figura 4-6. Composición de los cristales de plagioclasa en relación al contenido de anortita. Se observa que a lo largo de toda la columna los cristales presentan un porcentaje de anortita que fluctúa entre 70 y 90%, por lo que corresponden a bitownita.29
- Figura 4-7. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos de acuerdo a los parámetros En-Fs-Wo, propuesto por Morimoto *et al.* (1988). Los cristales analizados se ubican a los 785,05 y 812,1 m de profundidad y las composiciones elementales se detallan en el ANEXO B.30
- Figura 4-8. Microfotografías: (a) Amígdala rellena con Chl/Sme rica en esmectita por los bordes y calcita en el centro a los 218,2 m de profundidad. (b) Vetilla de hematita a los 446,6 m.31
- Figura 4-9. Minerales de alteración reconocidos a lo largo de la columna del pozo PTe-1. Las líneas punteadas indican que los minerales no se observan de forma continua. Se definen dos zonas principales de alteración sobre la base de los minerales reconocidos.33
- Figura 4-10. XFe^{+3} en función de la profundidad para cristales de prehnita y epidota. El cálculo se realiza a partir del porcentaje en peso obtenido mediante SEM-EDX.35
- Figura 4-11. Microfotografías: (a) Vetilla de wairakita con prehnita a los 638,9 m de profundidad. (b) Vetilla de calcita y wairakita a los 698,4 m. (c) Cristales de epidota a los 786 m. (d) Vetilla de cuarzo a los 812 m.36
- Figura 4-12. Muestra obtenida a los 654 m de profundidad. Se muestran las imágenes obtenidas mediante microscopio óptico a nicols paralelos y cruzados y la imagen obtenida mediante microscopía electrónica de barrido para detallar la zona marcada en amarillo. Los rectángulos en negro indican las zonas en que se realizó microanálisis de rayos X y los patrones que se obtiene

- como resultados, estos se interpretan como: (a) Titanita (b) Epidota (c) Prehnita (d) Prehnita (e) Epidota y (f) Filosilicatos máficos.....37
- Figura 4-13. Microfotografías en que es posible apreciar la variación de los minerales de arcilla a lo largo de la columna del pozo PTe-1. Para las distintas profundidades se muestran las imágenes a nicoles paralelos y cruzados. (a) De color café, como reemplazo de cristales de olivino a los 19,6 m. (b) De color amarillo, disseminado en la masa fundamental a los 158,05 m. (c) Café claro y café oscuro, en el borde de vesículas a los 218,2 m. (d) Color verde, en vetillas a los 260,05 m. (e) Como reemplazo de cristales de plagioclasa, se aprecia un color amarillo verdoso 557,7 m. (f) Color verde pardo, a los 626, 6 m. (g) Color verde, como reemplazo de cristales máficos primarios a los 694,6 m.....40
- Figura 4-14. Suma de los cationes no-interfoliares mayores (Si+Al+Fe+Mg) versus aluminio total para filosilicatos máficos en el pozo PTe-1, los extremos Saponita y Beidellita representan la composición de dos miembros terminales hipotéticos para esmectitas dioctaédrico y trioctaédrico de baja temperatura. (b) Suma de los cationes interfoliares versus en contenido en sílice. (c) Fe/(Fe+Mg) versus sílice. (d) Mg/(Fe+Mg) versus sílice. Cationes por fórmula unidad calculados en base a 28 oxígenos y detallados en ANEXO B (Schiffman y Fridleifsson, 1991).....42
- Figura 6-1. Muestras preparadas como cortes dobles pulidos para el estudio de inclusiones fluidas. En ellas se observan vetillas rellenas con calcita y polimorfos de sílice. a) PTe-1 470m, b) PTe-1 663,6m, c) PTe-1 705,3m y d) PTe-1 804,1m.48
- Figura 6-2. Representación gráfica de la comparación entre los valores normales (azul) y corregidos (rojo) para las temperaturas medidas con la platina Linkam THMS-600 ubicada en el laboratorio de microscopía de investigación de la Universidad Católica del Norte.....49
- Figura 6-3. Inclusiones fluidas en cristales de calcita reconocidas en las distintas muestras del pozo PTe-1. A la izquierda se muestra la fotografía original, y a la derecha las inclusiones proyectadas en un solo plano y el punto de análisis que le corresponde. a) 470m zona 4, b) 663,6m zona 3, c) 705,3m zona 3 y d) 804,1m zona 4.....52
- Figura 6-4. Representación gráfica de la frecuencia de datos de temperatura obtenidos mediante termometría en inclusiones fluidas. Se observa una tendencia cercana a la normal en las cuatro muestras.....56
- Figura 6-5. Temperatura de homogenización [°C] versus Salinidad [% en peso NaCl eq] para las cuatro muestras del pozo PTe-1. Es posible observar que la temperatura se restringe entre los 180 y los 300°C, y que la salinidad varía entre 0,3 y 3,1 [% en peso NaCl eq].....56

Figura 6-6. Estimación de la profundidad mínima a la cual se forma la inclusión según los datos de salinidad y temperatura. Gráfico propuesto por (Haas, 1971).	57
Figura 8-1. (a) Suma de los cationes no-interfoliares mayores (Si+Al+Fe+Mg) versus aluminio total para filosilicatos máficos. (b) Suma de los cationes interfoliares versus en contenido en sílice. Ambos gráficos, presentados completos en el Capítulo 4, especifican solo los valores de las muestras de los 408 y 786 m de profundidad que son las profundidades a las que se realiza difracción de rayos X en la Universidad de Granada.....	65
Figura 8-2. Columna estratigráfica descrita en el pozo PTe-1 en que se distinguen las cuatro unidades litológicas primarias y las dos zonas de alteración. Se presentan las temperaturas obtenidas directamente desde el pozo durante la bajada y subida del termómetro, además de cinco datos conseguidos una vez alcanzado el equilibrio entre el termómetro y el entorno. Los datos de temperatura entregados a partir del estudio de los minerales de alteración corresponden al rango entregado por los minerales diagnósticos y los calculados a partir del geotermómetro postulado por Cathelineau y Nieva (1985) para filosilicatos máficos. Al comparar estos valores se aprecia una buena correlación en la zona de alteración I, mientras que en la zona de alteración II se observan diferencias importantes.....	67
Figura 8-3. Campo de estabilidad para la alteración reconocida en el pozo PTe-1 por debajo de los 440 m de profundidad. A partir de ella es posible sugerir que la temperatura a la que ocurre la alteración se encuentre entre 250 y 300°C debido a que la presión litostática no supera los 220 [Bar] debido que la profundidad máxima del pozo es de 814 m.	68
Figura 8-4. Temperaturas calculadas a distintas profundidades mediante geotermómetro de clorita propuesto por Cathelineau y Nieva (1985) y variaciones propuestas posteriormente por Kranidiotis y MacLean (1987) y Jowett (1991).....	70
Figura 8-5. Datos de temperatura para la alteración obtenidos mediante las distintas metodologías de estudio. Se aprecia la buena correlación que existe entre valores obtenidos desde la mineralogía, ya sea minerales diagnósticos o inclusiones fluidas, y los medidos directamente desde el pozo.....	72
Figura 8-6. Perfilaje de presión obtenido directamente desde el pozo y presiones estimadas a partir de los datos de temperatura y salinidad en inclusiones fluidas. Solo el valor correspondiente a los 470 m puede ser considerado como presión de formación del cristal ya que a esta profundidad se reconocen evidencias de ebullición. Para los otros datos solo es posible la estimación de presiones mínimas. Los colores representan las mismas profundidades que en la Figura 6-6.....	74
Figura 8-8. Grafico $\delta^{13}\text{C}$ v/s Elevación. Datos de Las Choicas y Los Humos corresponden a datos no publicados facilitados por E.A.S.A.	75

Figura 8-9. Composición isotópica de H ₂ O y CO ₂ presentes en el fluido responsable de la alteración comparado con los valores para distintos ambientes. Modificado de Rollinson (1993).....	76
Figura 8-10. Grafico δ ¹⁸ O v/s Elevación. Datos de Los Humos, Termas del Flaco, Qda. Fray Carlos, Baños El Azufre y Las Choicas son tomados de Mayorga (2010).....	77
Figura 8-11. Modelo conceptual sugerido para el campo geotermal Tinguiririca. Se observa que la mineralogía de alteración del pozo PTe-1 sería producto de la interacción entre la roca caja y un fluido meteórico calentado por la fuente termal. La cristalización de cuarzo en vetillas sería producto de la ebullición producto de descompresión y sucedida por la precipitación de cristales de calcita.....	79

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2-1. Reacciones en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCMASH) (Schiffman y Day, 1999).....	8
Tabla 2-2. Signatura isotópica de CO_2 derivada desde distintas fuentes, obtenido de Lewicki y Oldenburg (2004). C_3 y C_4 representan distintas concentraciones de plantas.....	13
Tabla 5-1. Cuadro resumen de los minerales presentes en muestras representativas de 23 profundidades diferentes. Los difractogramas se adjuntan en ANEXO C. Los símbolos presentes en la tabla representa: ▲ – presente, Δ - tentativamente identificado en cantidades traza.....	45
Tabla 5-2. Cuadro resumen de los minerales presentes en muestras representativas de 4 profundidades pertenecientes al pozo PTe-1. En ellas se entrega una semicuantificación de los porcentajes de cada mineral en la muestra.	45
Tabla 5-3. Tabla resumen de los filosilicatos encontrados por Mark Simpson en las muestras pertenecientes al pozo PTe-1. Los difractogramas a partir de los que se llega a estos resultados se presentan en el ANEXO C.....	47
Tabla 5-4. Tabla resumen de los filosilicatos encontrados en las muestras del pozo PTe-1 por los Drs. Francisco Carillo y Salvado Morales en la Universidad de Granada. Los valores se obtienen mediante separado de arcillas con tamaño menor a $2 \mu\text{m}$, secados al aire y solvatación con etilenglicol.	47
Tabla 6-1. Resumen de los datos obtenidos mediante termometría en inclusiones fluidas reconocidas en cuatro profundidades. Se muestra el número de datos, los valores mínimo, máximo, promedio y desviación estándar tanto para temperatura de homogenización como para salinidad.....	55
Tabla 6-2. Presiones y profundidades estimadas a partir de datos de temperatura y salinidad obtenidas mediante inclusiones fluidas.	58
Tabla 7-1. Datos enviados por el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Salamanca. En total se analizan muestras desde cuatro profundidades, obteniéndose para dos de ellas datos desde cristales de cuarzo y calcita, y para las otras dos, solo desde calcita.	59
Tabla 7-2. Composición isotópica estimada para el fluido que se encuentra en equilibrio con cristales de cuarzo y calcita al momento de su formación.....	60
Tabla 7-3. Valores de temperatura obtenidos mediante la utilización de geotermometría de isótopos estables, utilizando el fraccionamiento ocurrido entre cristales de calcita y cuarzo.....	61
Tabla 8-1. Temperaturas y profundidades actuales y al momento de la alteración. Con ellas se calcula el gradiente geotermal en las distintas zonas de alteración (ZA).	73

Tabla 8-2. Presiones hidrostáticas estimadas al momento de la alteración según los datos obtenidos en inclusiones fluidas. Además se incorpora la presión litostática para cada profundidad.....73

TABLA DE ABREVIACIONES

Símbolo	Nombre del mineral
Ab	Albita
Anl	Analcima
An	Anortita
Cal	Calcita
Chl	Clorita
Czo	Clinozoisita
Ep	Epidota
Grt	Granate
Gln	Glaucofano
Hem	Hematita
Hul	Heulandita
Jd	Jadeíta
Lmt	Laumontita
Lws	Lawsonita
Opx	Ortopiroxeno
Pl	Plagioclasa
Prh	Prehnita
Pmp	Pumpellyita
Py	Pirita
Qz	Cuarzo
Sme	Esmectita
Stb	Estilbita
Thm	Thomsonita
Wrk	Wairakita
Yug	Yugawaralita
Zo	Zoisita

Tomadas de Whitney y Evans (2010).

1 INTRODUCCIÓN

En Chile la exploración geotérmica comenzó a fines del año 1968, entre los 17° y 24°S, mediante un proyecto colaborativo entre la Corporación de Fomento de la Producción (CORFO) y el Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas (UNDP) (Lahsen et al., 2010). Estas labores dan como resultado estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos detallados en las áreas de interés, y la posterior perforación de pozos exploratorios en zonas como El Tatio y Puchuldiza, en el Norte de Chile (Lahsen et al., 2010).

Actualmente, varias compañías han volcado sus esfuerzos en el desarrollo de energía geotérmica, debido a la gran importancia que ha tomado a nivel nacional la diversificación de la matriz energética mediante el uso de energías renovables no convencionales. Esto se traduce en que en el año 2010 fueron entregadas 21 nuevas concesiones de exploración geotérmica, lo que equivale a una superficie de más de 900.000 hectáreas, de las cuales alrededor de un 25% se ubican en Chile Central (Gobierno de Chile, 2010).

En este contexto, Energía Andina S.A., compañía dedicada a la exploración y explotación de energía geotérmica, se encuentra en etapa de exploración profunda del proyecto “Tinguiririca A” ubicado en la alta cordillera de la VI región, en el sistema volcánico del mismo nombre. Dentro de esta etapa se enmarca la investigación correspondiente al presente trabajo de título, la cual, mediante el estudio de la mineralogía de alteración descrita en el pozo geotérmico diamantino PTe-1, de una profundidad aproximada de 814m, pretende aportar datos significativos para una posterior caracterización del campo geotermal en estudio.

La importancia de este trabajo radica en que, mediante la determinación de asociaciones mineralógicas, será posible identificar distintas zonas de alteración, determinar la composición y temperatura del fluido responsable de la alteración, y así determinar un gradiente geotermal local. Además de lo antes mencionado será posible conocer la naturaleza del fluido que genera dicha alteración, obteniendo así una visión más detallada del campo geotérmico, y con ello el potencial que presenta el proyecto “Tinguiririca A”.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo general

- Establecer la distribución de alteración y las condiciones físico-químicas asociadas al campo geotermal Tinguiririca a partir del estudio de la mineralogía de alteración en profundidad, y contrastar esta información con los datos de presiones y temperaturas obtenidos directamente del perfilaje del pozo.

1.1.2 Objetivos específicos

- Identificar las asociaciones minerales presentes a lo largo del pozo.
- Identificar la/s naturaleza/s y tipo/s de fluido/s geotermal/es responsable/s de la alteración.
- Establecer las condiciones de temperatura y composición de la alteración.
- Determinar el efecto de la litología en la naturaleza u ocurrencia de los minerales de alteración.

1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

El presente trabajo de investigación postula la existencia de concordancia entre los valores de temperatura medidos directamente en el pozo, y los estimados a partir del estudio de los minerales de alteración presentes en el testigo de roca. Es decir, la alteración mineral estaría reflejando el último evento de alteración geotermal sufrido por estas rocas.

1.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO

El pozo PTe-1 es desarrollado con el objetivo de obtener datos de temperatura en profundidad para, de esta forma, estimar el potencial geotérmico del Proyecto Tinguiririca. Es por esto que al momento de la perforación se registran datos de presión y temperatura medidos directamente en el pozo mediante un sensor electrónico Kuster, y se estudia el testigo de roca a modo de caracterizar la litología y alteración subsuperficial. La descripción a escala macroscópica de la litología, tanto primaria como de alteración, es fundamental ya que con dicha descripción se seleccionan las muestras para un estudio en mayor detalle.

Las técnicas analíticas elegidas para identificar la mineralogía de alteración son petrografía de secciones delgadas, difracción de rayos X (DRX) y microscopía electrónica de barrido (SEM), mientras que para caracterizar la naturaleza de los fluidos geotermales se trabaja con termometría de inclusiones fluidas y contenido de isótopos estables en cristales de cuarzo y calcita

Petrografía de secciones delgadas

Se describe un total de cuarenta y seis cortes transparentes utilizando un microscopio petrográfico Olympus BX51. Las fotografías se obtienen mediante una cámara Olympus U-TV0.5XC-3 y el software Micrometrics SE Premium. A modo de apoyo se utilizan los trabajos de Kerr (1959), Nesse (1991), Klein y Hurlbut (1996) y Palacio y Godeas (2008).

La misma instrumentación se utiliza para el estudio, previo al análisis propiamente tal, de cortes transparente pulidos para SEM y cortes dobles pulidos para inclusiones fluidas.

Microscopia electrónica de barrido (SEM)

Para el estudio de microscopía electrónica de barrido se realizan cortes transparentes pulidos en muestras representativas de doce profundidades. Éstos son recubiertos por una película de carbono para, posteriormente, ser analizados en un Microscopio Electrónico de Barrido marca JEOL modelo 5410 (JSM5410) y el software Vantage 1.4.2 de la empresa Noran's Instruments (ahora Thermo Scientific), con lo que se obtienen imágenes de alta resolución, además de química mineral gracias a la aplicación EDX del instrumento.

Difracción de rayos X

Se envía un total de veintitrés muestras a la empresa neozelandesa Mineralogic & Petrologic Solutions Ltd. donde se obtienen patrones de difracción mediante un difractómetro Philips PW 1050/25 a 25 mA y 40 kV, usando radiación $\text{CuK}\alpha$ y escaneando desde 2 hasta 52 grados 2θ . La identificación de minerales se realiza usando el software UPDSM.

Adicionalmente, trece muestras son estudiadas con mayor detalle mediante separado de minerales de arcilla. Este estudio consiste en una preparación de muestras por dispersión de polvo de roca en una solución de agua destilada más hexametáfosfato de sodio, que se pone en un baño ultra-sónico por 5 minutos. La fracción de arcilla menor a 2 micrones es extraída por centrifugado, además las arcillas orientadas son secadas en aire seco y solvatadas con etilenglycol por más de 36 horas antes del análisis. Para determinar los minerales presentes y el grado de interestratificado se utiliza la metodología propuesta por Reynolds (1980) y Moore y Reynolds (1997).

Otras cuatro muestras son enviadas a la Universidad de Granada donde, mediante un difractómetro de polvo BRUKER D8 ADVANCE, se realizan estudios para muestra total y para separado de arcillas. El estudio de separado de arcillas consiste en la separación de la fracción menor de 2 micras y un estudio más detallado utilizando preparaciones de agregados orientados con diferentes tratamientos: secado al aire, tratamiento térmico a 550°C , solvatación con etilenglycol y solvatación con dimetilsulfóxido (DMSO).

De dichas muestras, 3 son duplicado de los análisis realizados en Mineralogic & Petrologic Solutions Ltd., mientras que la cuarta muestra no ha sido analizada previamente.

Estudio de inclusiones fluidas

En una primera etapa se describe la petrografía de inclusiones fluidas en cuatro cortes dobles pulidos utilizando como apoyo bibliográfico los trabajos de Shepherd et al. (1985) y Roedder (1984a).

Posteriormente, en la Universidad Católica del Norte, se obtienen valores de temperatura de fusión y homogenización para las inclusiones fluidas mediante la utilización de una Platina enfriadora/calentadora Linkam THMS-600, con límite operacional -180° a 600°C .

Estudio de isótopos estables

Para este estudio se determina que las zonas de interés coinciden con las profundidades seleccionadas para la realización del estudio de inclusiones fluidas. En tres de las cuatro profundidades es posible analizar carbonatos, mientras que en las cuatro es posible estudiar cristales de cuarzo.

La preparación de muestras corresponde a la separación monomineral de un mínimo de 10 mg, 100% pura, homogénea y molida a un tamaño de grano muy fino.

Posteriormente estas muestras son enviadas al Laboratorio de Isótopos Estables de la Facultad de Ciencias en la Universidad de Salamanca. Allí se obtiene CO₂ para la determinación de relaciones isotópicas de ¹³C/¹²C + ¹⁸O/¹⁶O en carbonatos y ¹⁸O/¹⁶O en silicatos, mediante los métodos de McCrea y Fluorinación Láser, respectivamente. Finalmente, se determinan las relaciones isotópicas por espectrometría de masas de fuente gaseosa en modo "Dual Inlet".

1.4 UBICACIÓN Y ACCESO

El área de estudio, específicamente el pozo PTe-1, se ubica dentro del área de concesión del Proyecto Tinguiririca A, precordillera de la Región del Libertador Bernardo O'Higgins, en las coordenadas UTM 6.142.131 N, 373.482 E, a una altura de 3.282 m s.n.m. (Figura 1-1).

El principal acceso es por la ruta 5 Sur hasta San Fernando, luego se toma el desvío en dirección a Las Termas del Flaco hasta Puente Negro por el camino pavimentado (I-275), y finalmente, continuar por el camino cordillerano hasta La Rufina y Termas del Flaco (I-45) (Figura 1-1). Cabe destacar que hasta la fecha no existe camino por tierra, debiendo realizarse todo el traslado en helicóptero.

1.5 CLIMA DE LA ZONA DE ESTUDIO

En la VI región de Chile, la orientación del relieve influye en la distribución de las precipitaciones, por lo que se distinguen 3 tipos de climas: Clima templado cálido con estación seca prolongada (7-8 meses) y gran nubosidad, clima templado cálido con estación seca prolongada (7-8 meses), y clima templado cálido con estación seca (4-5 meses) (Dirección Meteorológica de Chile, 2012).

Siguiendo esta clasificación, el primer tipo de clima corresponde al sector costero de la parte norte de la región, abarcando planicies litorales y la ladera occidental de la cordillera de la Costa; el segundo se encuentra en la depresión intermedia o en el valle longitudinal de esta región; y el tercero en el sector cordillerano, por sobre los 800m, ya que el ascenso del relieve provoca grandes variaciones en el clima (Dirección Meteorológica de Chile, 2012).

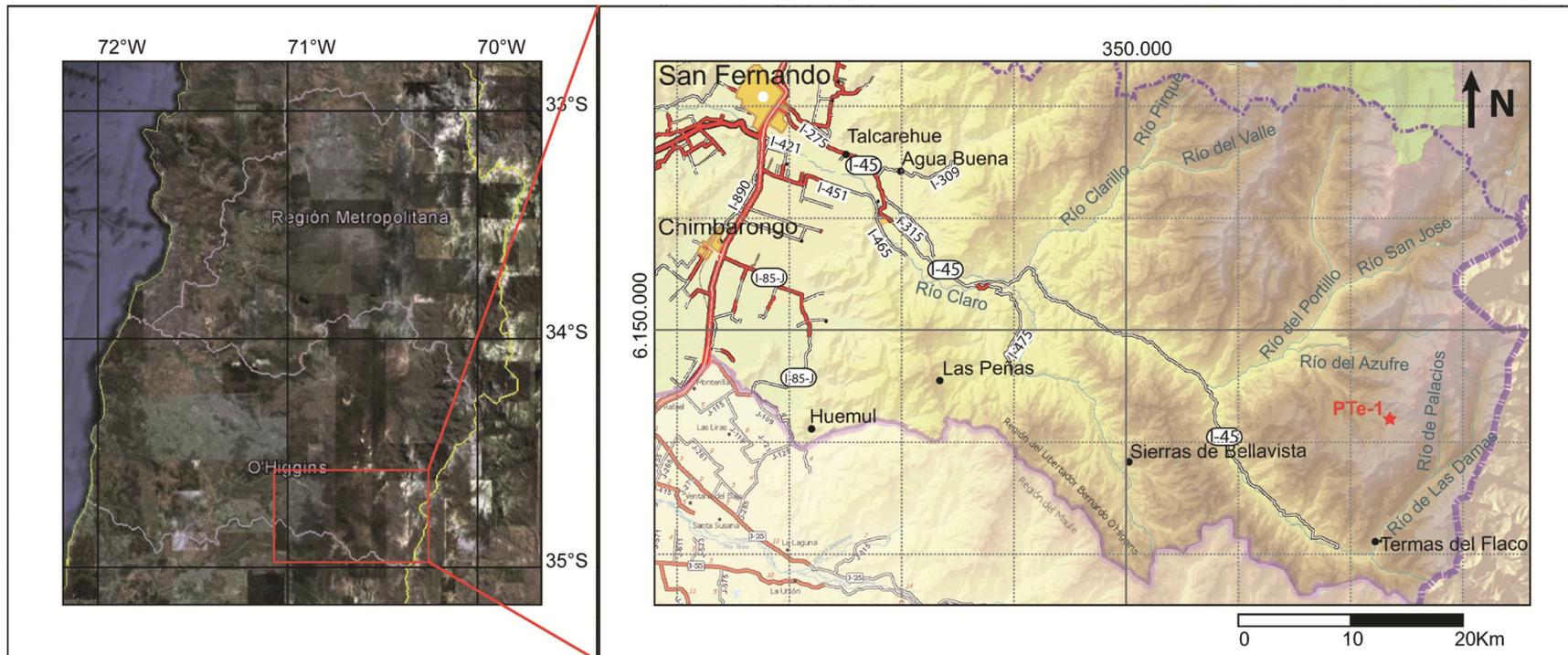


Figura 1-1. Mapa de ubicación y acceso al pozo PTe-1. Se muestran las rutas y poblados principales (Google, 2011) (Dirección de Vialidad, Ministerio de Obras Públicas, 2009).

2 MARCO TEÓRICO

2.1 MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN

En campos geotermales es fundamental estudiar los minerales de alteración para así conocer las condiciones físico-químicas de los fluidos responsables de la misma. Este tipo de investigación comenzó hace ya varias décadas en países como Filipinas (e.g. Reyes, 1990), Islandia (e.g. Schiffman y Fridleifsson, 1991) y México (e.g. Cathelineau y Nieva, 1985), donde la Geotermia cumple un rol importante dentro de la matriz energética.

Para facilitar el estudio, los minerales presentes en campos geotermales se han dividido, generalmente, en dos grupos principales: minerales calco-silicatados y minerales de arcilla. Esto se debe a que, debido a sus diferencias químicas y texturales, se deben utilizar distintas técnicas analíticas por lo que no siempre son comparables los resultados obtenidos.

2.1.1 Minerales calco-silicatados

La zonación de minerales calco-silicatados refleja una deshidratación progresiva producto del aumento de temperatura, siendo común encontrar ceolitas cálcicas, con excepción de la wairakita, a temperaturas <200°C; wairakita a 250°C superpuesta con prehnita, epidota y posiblemente ferroactinolita; y clinopiroxeno, granate y wollastonita restringidos a temperaturas >300°C (Bird et al., 1984).

En base a estabilidades minerales determinadas experimentalmente, diversos autores han trabajado en la construcción de diagramas presión-temperatura mediante reacciones claves. En sistemas $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ se determinó el equilibrio de ceolitas, incluyendo analcima, estilbita, heulandita, yugawaralita, laumontita y wairakita, además de plagioclasa en exceso de cuazo y agua (Figura 2-1). Es importante notar que existe solución sólida entre wairakita y analcima, y entre heulandita y clinoptilolita, mientras que para laumontita, estilbita y yugaralita solo ocurren sustituciones de Na limitadas (Liou y Frey., 1991).

Asimismo, en sistemas basálticos libres de hierro (NCMASH) se establece un diagrama presión-temperatura con las reacciones entre minerales más importantes, definiéndose así las facies metamórficas de muy bajo grado (Figura 2-2, Tabla 2-1).

Cabe destacar que, si bien la zonación mineral refleja una deshidratación progresiva producto del aumento de temperatura, ocurre una notable excepción en la relación de fases prehnita-epidota, donde la epidota se encuentra a menor temperatura que la prehnita. Esto se debe a la diferencia en la solubilidad de Fe^{+3} en el sitio octaédrico de la solución sólida prehnita-epidota, ya que la máxima sustitución octaédrico de Fe^{+3} por Al^{+3} en epidota geotermal es ~1.2 moles de Fe^{+3} por mol de epidota, mientras que en prehnita geotermal, este valor es <0.3 moles de Fe^{+3} por mol de prehnita (Bird et al., 1984).

Además de la temperatura, otras variables que condicionan la formación de minerales geotermales son permeabilidad, presión, composición del fluido, composición inicial del sistema roca, duración de la actividad y número de regímenes hidrotermales (Reyes, 1990).

Según la naturaleza del fluido, se tiene que la alteración por fluido de pH neutro es pervasiva y abundante, y se pueden dividir en cuatro zonas principales: esmectita (180°C), transición (180-230°C), illita (230-320°C) y biotita (270-340°C); y dos subzonas: epidota (250-340°C) y anfíbol (280-340°C) (Figura 2-3). Por otro lado, la alteración producto de fluidos ácido sulfatados son generalmente confinados a estructuras permeables y también puede ser dividida en cuatro zonas: caolinita (120°C), dickita±caolinita (120-200°C), dickita±pirofilita (200-250°C) y pirofilita±illita (230-320°C) (Reyes 1990).

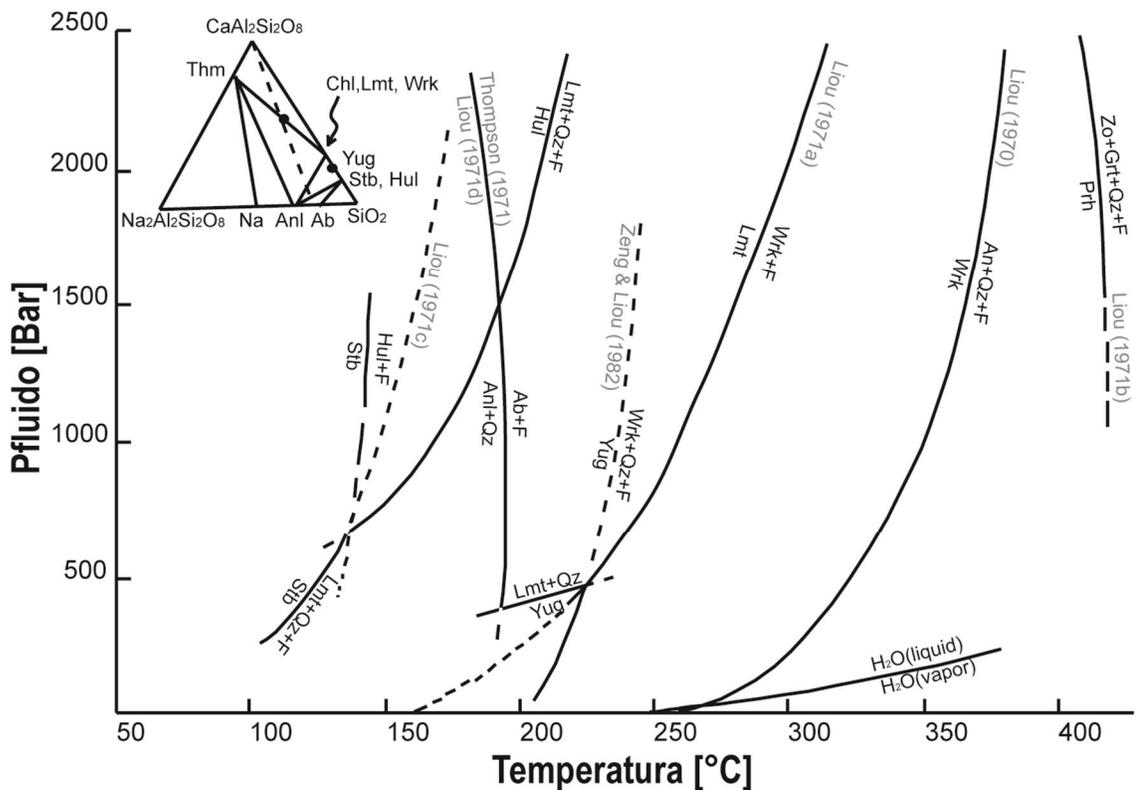


Figura 2-1. Relación presión-temperatura determinada para ceolitas cálcicas (estilbita, heulandita, laumontita, yugawaralita y wairakita), analcima, albita y anortita en presencia de exceso de cuarzo y agua (Liou et al., 1991)

2.1.2 Minerales de arcilla

En campos geotermales activos es fundamental conocer la profundidad a la que se produce la transición esmectita-clorita, ya que es fuertemente dependiente de la temperatura. En diversos estudios se han reconocido cuatro tipos de interdigitación de filosilicatos: esmectita discreta, clorita discreta, clorita-esmectita y corrensita (Schiffman y Fridleifsson, 1991). Se observa que con el aumento de la profundidad las capas de esmectita se transforman progresivamente en clorita, siendo esta transformación

compleja y ocurriendo a la par con la transición de minerales calco-silicatados desde facies ceolitas hasta facies esquistos verdes (Bettison y Schiffman, 1988).

Químicamente, mediante el análisis de microsonda electrónica, se observa que el contenido en sílice y calcio presente en filosilicatos disminuye en profundidad, presentando la clorita discreta un máximo de 6.25 cationes/28 oxígenos de Si (Bettison y Schiffman, 1988).

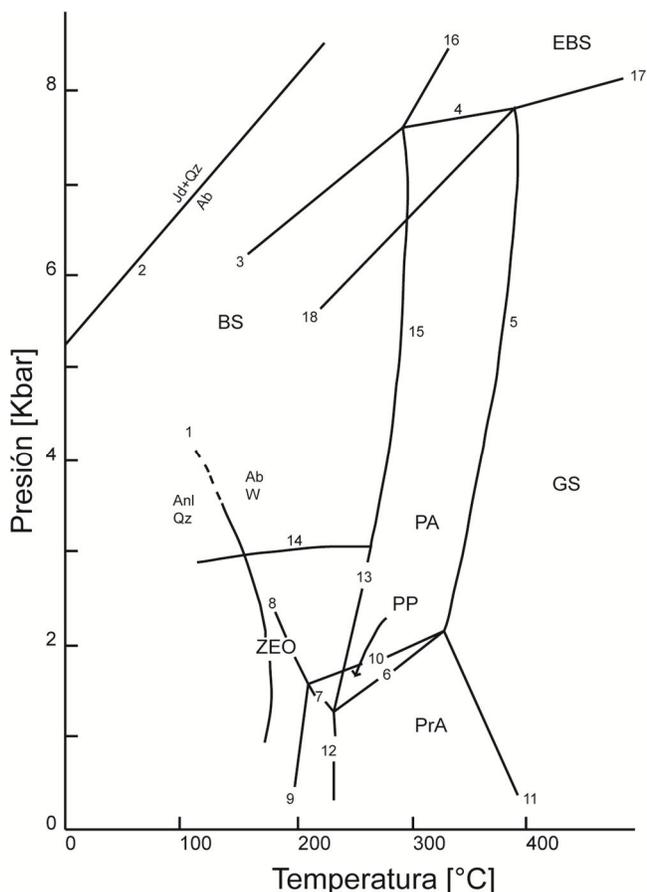


Figura 2-2. Diagrama P-T para rocas metamórficas máficas de baja temperatura. Abreviación de facies: BS, esquistos azules; EBS, esquistos azules con epidota; GS, esquistos verdes; PA, pumpellyita-actinolita; PP, prehnita-pumpellyita; PrA, prehnita-actinolita; ZEO, ceolita (Schiffman y Day, 1999)

Tabla 2-1. Reacciones en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NCMASH) (Schiffman y Day, 1999)

1	$\text{Anl}+\text{Qz}=\text{Ab}$	10	$\text{Pmp}+\text{Tr}+\text{Qz}=\text{Prh}+\text{Chl}+\text{W}$
2	$\text{Jd}+\text{Qz}=\text{Ab}$	11	$\text{Tr}+\text{Czo}+\text{W}=\text{Prh}+\text{Chl}+\text{Qz}$
3	$\text{Gln}+\text{Lws}=\text{Pmp}+\text{Chl}+\text{Ab}+\text{Qt}$	12	$\text{Prh}+\text{Lmt}=\text{Czo}+\text{Qz}+\text{W}$
4	$\text{Gln}+\text{Czo}+\text{W}=\text{Pmp}+\text{Chl}+\text{Ab}$	13	$\text{Pmp}+\text{Lmt}=\text{Czo}+\text{Chl}+\text{Qz}+\text{W}$
5	$\text{Pmp}+\text{Chl}+\text{Qz}=\text{Czo}+\text{Tr}+\text{W}$	14	$\text{Lws}+\text{Qz}+\text{W}=\text{Lmt}$
6	$\text{Pmp}+\text{Qz}=\text{Prh}+\text{Czo}+\text{Chl}+\text{W}$	15	$\text{Pmp}+\text{Lws}=\text{Czo}+\text{Chl}+\text{Qz}+\text{W}$
7	$\text{Pmp}+\text{Qz}+\text{W}=\text{Prh}+\text{Chl}+\text{Lmt}$	16	$\text{Gln}+\text{Lws}=\text{Czo}+\text{Chl}+\text{Ab}+\text{Qz}+\text{W}$
8	$\text{Pmp}+\text{Chl}+\text{Qz}+\text{W}=\text{Tr}+\text{Lmt}$	17	$\text{Czo}+\text{Gln}+\text{Qz}+\text{W}=\text{Tr}+\text{Chl}+\text{Ab}$
9	$\text{Tr}+\text{Lmt}=\text{Prh}+\text{Chl}+\text{Qz}+\text{W}$	18	$\text{Pmp}+\text{Gln}+\text{Qz}+\text{W}=\text{Tr}+\text{Chl}+\text{Ab}$

La transición desde esmectita discreta a clorita discreta ocurre a temperaturas entre los 60 y los 300°C, presentándose bajo los 180°C esmectita di- y trioctaédrico. Posteriormente, entre los 200 y los 240°C, se presenta clorita-esmectita rica en esmectita, en donde la abundancia de clorita suele ser menor al 20%. Entre los 245 y los 265°C tanto interestratificado regular (corrensita) como azarosa son dominantes, apareciendo los primeros indicios de clorita discreta a los 270° (Schiffman y Fridleifsson, 1991).

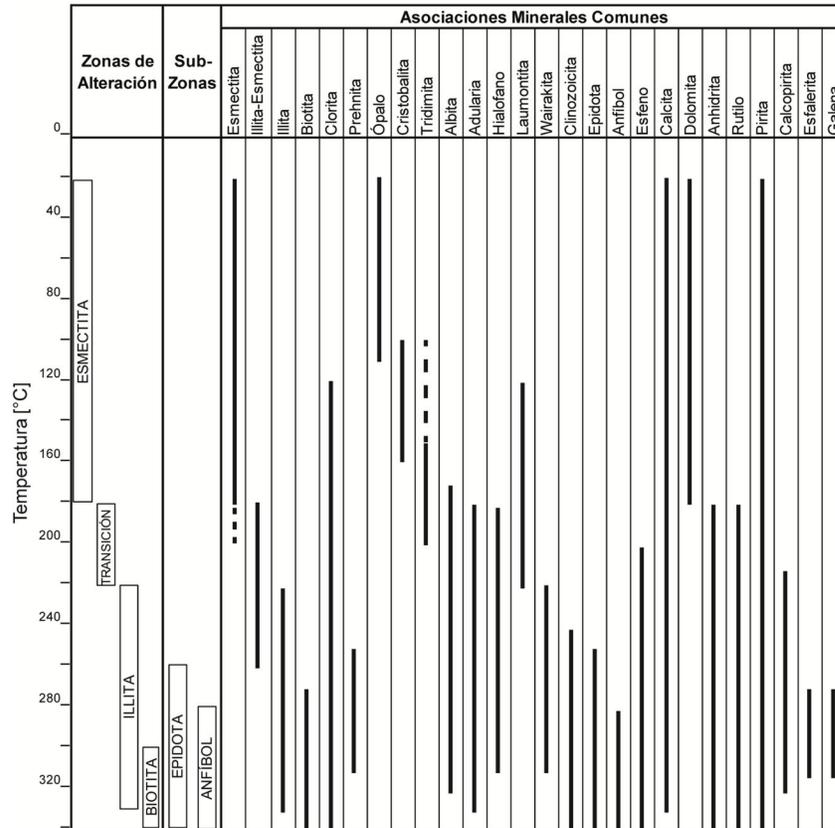


Figura 2-3. Zonas de alteración con pH neutro y su temperatura correspondiente. Se muestran las asociaciones minerales más comunes para este tipo de alteración (Reyes, 1990).

Cathelineau y Nieva (1985) proponen un geotermómetro basado en que el cambio tetraedral, en la transición esmectita-clorita, se correlaciona positivamente con la vacancia octahedral y negativamente con el contenido en hierro, siendo estas variaciones dependientes de la temperatura. De esta forma sugiere como geotermómetro la fórmula:

$$T = -61,92 + 321,98 \cdot Al^{iv}$$

En que Al^{iv} representa el contenido de aluminio en la posición tetraédrica.

Kranidiotis y MacLean (1987) modificaron la expresión anterior proponiendo un valor corregido de aluminio en la posición tetraédrica (Al_C^{iv}):

$$Al_C^{iv} = Al^{iv} + 0,7[Fe/(Fe + Mg)] \qquad T = 106Al_C^{iv} + 18$$

Jowett (1991) argumentó que la modificación anterior no se basa en la composición de cloritas formadas a la misma temperatura. Sugirió una corrección derivada de una normalización isothermal basada en la composición de las cloritas de Salton Sea y Los Azufres:

$$Al_C^{iv} = Al^{iv} + 0,1[Fe/(Fe + Mg)] \quad T = 319Al_C^{iv} - 69$$

Si bien, estos geotermómetros son formulados mediante estudios realizados en campos geotermales, su utilización es ampliamente discutida y se sugiere el uso de los filosilicatos más como un indicador de temperatura-tiempo, que como un geotermómetro (Meunier, 2003).

2.2 FLUIDO RESPONSABLE DE LA ALTERACIÓN

Al perforar un pozo geotermal se obtiene una caracterización de la litología y la alteración en el testigo de roca, y datos de composición y temperatura del fluido geotermal que circula actualmente en la zona, sin embargo, no es posible afirmar que la alteración observada sea producto del efecto de dicho fluido.

Una forma de determinar si la alteración presente en el testigo es producto de la interacción entre la roca y el fluido geotermal actual, es conocer las características de composición y temperatura del fluido responsable de la alteración. Los métodos más utilizados para caracterizar un fluido del cual solo se conocen las fases minerales que cristalizaron a partir de él son las inclusiones fluidas y los isótopos estables, entregando el primero datos de temperatura y salinidad, y el segundo de composición isotópica.

2.2.1 Estudio de inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas son la única evidencia directa de los paleo-fluidos que han circulado en diferentes periodos, entregando características importantes del reservorio y de la evolución espacio-tiempo de los fluidos geotermales (Ruggieri et al., 2004).

Estas inclusiones suelen formarse por captura de un fluido que suele estar formado por H₂O, CO₂ y NaCl, preservándose una única fase (homogénea) a elevada temperatura. Sin embargo, variados cambios de fase pueden ocurrir durante el enfriamiento desde la temperatura de atrapamiento hasta temperatura ambiente, siendo el más común la formación de una burbuja de vapor (Roedder and Bodnar, 1997).

Si, al congelar la inclusión, la burbuja se contrae entre los -30 y -60°C ésta es rica en H₂O. Por otra parte, si la inclusión se congela bajo los -70°C y esto va acompañado de una expansión de la burbuja, la inclusión no es rica en H₂O y probablemente es rica en CO₂ (Roedder 1984b).

La Figura 2-4 muestra el diagrama temperatura versus %peso NaCl proyectado en un sistema a 1 bar de presión para sistemas binarios compuestos por NaCl y H₂O. Potter et al. (1978) determina experimentalmente la curva A-C, que representa la línea del *liquidus* para el hielo, mediante la cual es posible obtener la relación entre la temperatura de fusión del último cristal de hielo en la inclusión y la salinidad del fluido.

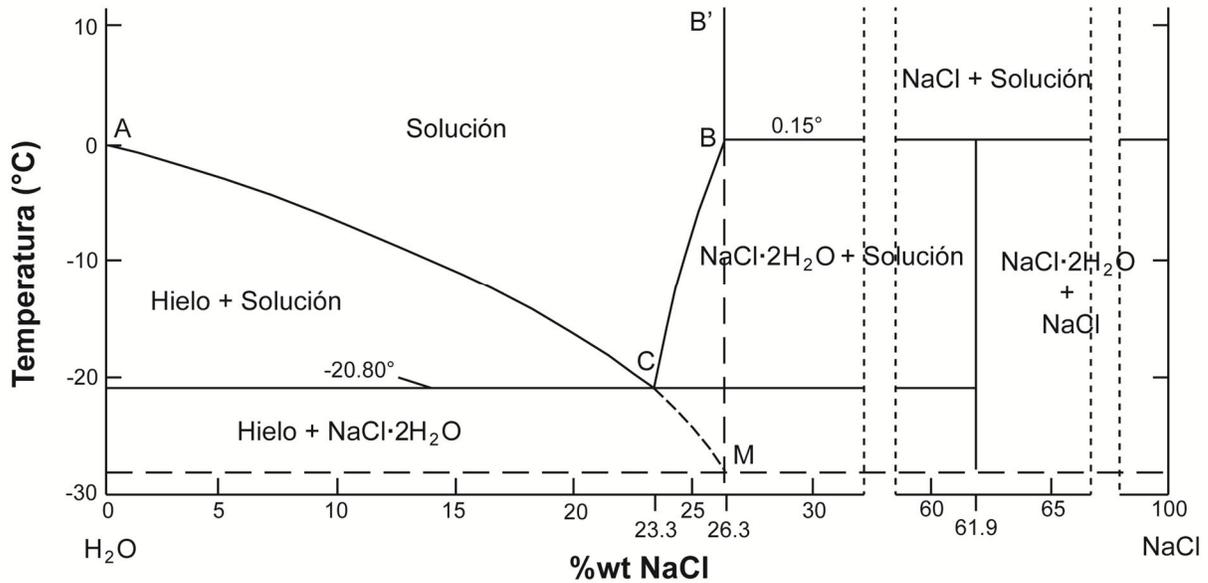


Figura 2-4. Diagrama temperatura versus composición para la porción de baja temperatura en el sistema NaCl-H₂O, en equilibrio con vapor a 1 bar de presión total. Obtenido de Roedder (1984).

La ecuación que rige dicha relación se presenta a continuación:

$$W_s = 0,00 + 1,76958 \cdot \theta - 4,2384 \cdot 10^{-2} \cdot \theta^2 + 5,2778 \cdot 10^{-4} \cdot \theta^3 [\pm 0,028]$$

Donde θ es el punto de fusión en grados Celsius y W_s es el porcentaje en peso de NaCl en solución.

Es importante señalar que la salinidad calculada es considerada aparente, ya que la posible presencia de CO₂ disuelto en el fluido disminuye la temperatura de fusión, y a bajas temperaturas no es posible observar la presencia de CO₂, indicando que su contenido es menor a 1,5 mol% (Hedenquist y Henley, 1985).

Se asume que las inclusiones fluidas presentes en minerales de rocas metamórficas de muy bajo grado, particularmente cuarzo, han conservado una composición y volumen constante desde el momento de su formación (Frey, 1987). Sin embargo, este método tiene una serie de limitaciones y supuestos que son relativamente simples, pero presentan una gran problemática al momento de intentar validar las muestras y cuantificar el posible error (Roedder, 1984). Los supuestos mayores son:

- i. El fluido fue atrapado cuando la inclusión fue sellada como una única fase homogénea.
- ii. La cavidad en la cual el fluido es atrapado no cambia su volumen después de ser sellada.
- iii. No hay pérdida ni adición de fluido después del sellamiento de la inclusión.
- iv. Los efectos de la presión son insignificantes, o son conocidos.
- v. El origen de las inclusiones es conocido.

- vi. La determinación de la temperatura de homogenización no solo es precisa, sino también exacta.

Además de los problemas experimentales normales, como la selección de muestras, control de la temperatura durante la medición, calibración, etc., la toma de datos en inclusiones fluidas presenta dos problemas adicionales, que corresponden a *stretching* y *leakage*. Estos se refieren a la deformación permanente del cristal huésped y a la fuga del fluido a causa del rompimiento de las caras del cristal, respectivamente (Roedder, 1984).

A pesar de lo anterior, el estudio de inclusiones fluidas entrega como resultado datos de temperatura y, adicionalmente, puede constreñir condiciones de presión, densidad de los fluidos e incluso composición, tanto química como isotópica (Roedder and Bodnar, 1997).

2.2.2 Estudio de isótopos estables

La mayoría de los elementos presentan más de un isótopo estable, siendo en geoquímica el estudio de los isótopos de H, C, N, O y S de gran importancia. Estos elementos son los mayores constituyentes de los fluidos por lo que entregar información acerca de la fuente del fluido, funcionan como paleotermómetros y evidencian mecanismos de difusión y reacción en procesos geológicos (Rollinson, 1993).

Los isótopos estables son medidos a partir de un sólido, un líquido o un gas, y son expresados en partes por mil (‰) referidos a un estándar. En el caso del oxígeno, las mediciones geotermométricas de baja temperatura son hechas relativas al estándar PDB (Standard Belemnite Sample), mientras que otras en comparación al SMOW (Standard Mean Ocean Water), siendo la relación entre ellos:

$$O_{SMOW} = 1,03086 O_{PDB} + 30,86 \text{ (Friedman y O'Neil, 1977)}$$

El fraccionamiento isotópico ocurre por reacciones de intercambio isotópico, procesos cinéticos y procesos físico-químicos, pudiendo ser definido el factor de fraccionamiento entre dos fases, A y B, como:

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

Donde R_X representa la relación entre los contenidos isotópicos de mayor y menor masa en una sustancia X (e.g. $R_{\text{cuarzo}} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{en cuarzo}}$).

A partir de dicha reacción se determina la existencia de una relación lineal entre $1000 \ln \alpha$ y $1/T^2$ (Temperatura en Kelvin) para parejas fluido-mineral o mineral-mineral, de lo que se deduce la reacción:

$$1000 \ln \alpha_{\text{fase1-fase2}} = A \frac{10^6}{T^2} + B \quad \text{(Bottinga y Javoy, 1973)}$$

A partir de lo anterior y conociendo la temperatura, además de la composición isotópica del mineral, es posible calcular la composición isotópica del fluido o de otra fase mineral al momento de la alteración o vice-versa.

Según los datos obtenidos, tanto para cristales como para fluidos, es posible conocer la proveniencia del fluido en estudio, como se muestra en la Figura 2-5 y en la Tabla 2-2.

Para fluidos en campos geotermales ubicados en ambientes de subducción, se cree que el mayor porcentaje corresponde a agua de mar reciclada que se almacena en poros o hidratando minerales de arcilla, que al elevarse la temperatura se enriquece en ^{18}O debido al intercambio isotópico agua-roca (Giggenbach, 1992). Es importante señalar que si bien, la magnitud del cambio de ^{18}O en la roca refleja la composición de ciertas mezclas y posiblemente la temperatura y cinética del equilibrio agua-roca, no entrega valores absolutos de dicha interacción, ya que no es posible estimar la cantidad de agua que circula por la columna (Giggenbach, 1992).

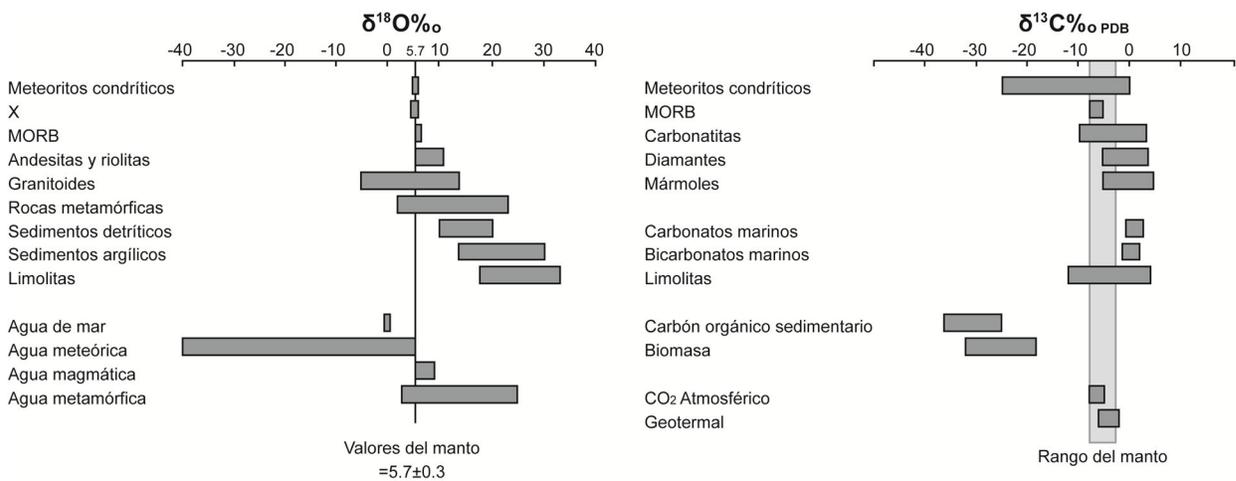


Figura 2-5. Valores de isótopos en reservorios naturales. A la izquierda se muestran los valores para $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ y a la derecha para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. Cuadros tomados de Rollinson (1993)

Tabla 2-2. Signatura isotópica de CO_2 derivada desde distintas fuentes, obtenido de Lewicki y Oldenburg (2004). C_3 y C_4 representan distintas concentraciones de plantas.

Fuente CO_2	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ‰
Atmósfera	-7
Respiración de plantas y deterioro oxidante de materia orgánica joven	C_3 : -24 a -38 C_4 : -6 a -19
Deterioro oxidante de materia orgánica antigua	C_3 : -24 a -38 C_4 : -6 a -19
Rocas carbonatadas marinas	0 ± 4
Geotermal	-2 a -6

3 MARCO GEOLÓGICO

3.1 ANTECEDENTES GENERALES

Chile se ubica en las cercanías de la zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana. La subducción de la primera bajo la segunda es la principal responsable de la evolución geológica del territorio y está directamente ligada a la formación del Arco Volcánico Andino. Este arco incluye más de 200 estratovolcanes y, al menos, 12 sistemas de calderas gigantes dispuestos en cuatro segmentos conocidos como Zonas Volcánicas Norte, Centro, Sur y Austral (e.g. Stern, 2004, y referencias contenidas en él).

La Zona Volcánica Sur (SVZ) se localiza entre el punto de subducción del *Ridge* de Juan Fernández, al norte, y donde colisiona el *Ridge* de Chile, al sur. Presenta una dirección de convergencia oblicua ($20-30^\circ$) y una velocidad de convergencia estimada entre 7-9 cm/año (DeMets et al., 1990). A su vez, la ZVS es dividida en cuatro subsegmentos: Norte ($33.3-34.4^\circ\text{S}$), Transicional ($34.4-37^\circ\text{S}$), Central ($37-42^\circ\text{S}$) y Sur ($42-46^\circ\text{S}$) (Figura 3-1) (Stern et al., 2007).

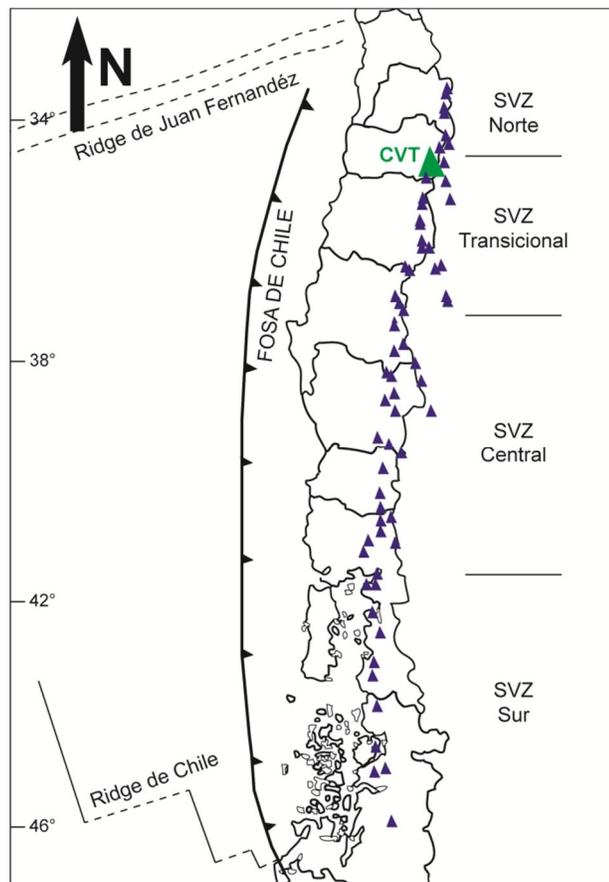


Figura 3-1. Arco volcánico en la Zona Volcánica Sur (SVZ) y sus cuatro segmentos: Norte, Transicional, Central y Sur. El volcán Tinguiririca, perteneciente a la Zona Volcánica Sur Transicional, se destaca en verde. Modificado de Stern et al. (2007).

El Complejo Volcánico Tinguiririca (CVT) se ubica en las coordenadas 34,8°S y 70,3°O, por lo que pertenece a la Zona Volcánica Sur Transicional. Esta zona se caracteriza por una orientación N20°E del frente volcánico, observándose, además, un ensanchamiento del arco hacia el este, donde los centros volcánicos se ubican a lo largo de bloques alzados de orientación NW-SE, los que están separados por cuencas extensionales de intraarco que contienen pequeños conos basálticos y flujos de lava (Stern et al., 2007).

El sistema volcánico en estudio posee cerca de diez conos de piroclastos del Holoceno y sobreyace a un plateau de lavas andesíticas de edad Pleistoceno Inferior a Medio. Cabe destacar que la última erupción del volcán Tinguiririca data de 1917 (Arcos et al., 1988).

3.2 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

En la etapa de exploración del Proyecto Tinguiririca, ENERGÍA ANDINA S.A. realizó un estudio detallado de la geología del área de interés basado en las unidades definidas anteriormente por Arcos (1987) y Zapatta (1995) (en Pineda, 2010). Dichos datos han sido utilizados en la realización del presente trabajo (Figura 3-2).

La unidad más antigua que aflora en la zona corresponde a la Formación Río Damas (Jurásico, Jrd) (Klohn, 1960) con una potencia de 4000 m. Su base no se encuentra expuesta y se define como una secuencia color pardo rojizo de rocas volcánicas y sedimentarias clásticas de origen continental.

Sobreyace de forma concordante a la anterior la Formación Baños del Flaco (Jurásico Superior, Jbf) (Klohn, 1960), que corresponde una secuencia de rocas carbonatadas de origen marino, localmente deformadas y con espesor variable (hasta 400 m). Destaca dentro de esta formación la presencia de amonites que indican edad titoniana (Covacevich et al., 1976) y huellas de dinosaurio en la base de la unidad (Casamiquela y Fasola, 1968).

Sobre la anterior, de forma aparentemente concordante, se encuentra la Unidad Clástica Parda-rojiza (Cretácico, Ks). En un comienzo esta unidad fue definida informalmente y asignada como parte de la Formación Colimapu, posteriormente es excluida de esta pertenencia y se correlaciona con el Grupo Neuquén en Argentina (Charrier et al., 1996). Consiste en aproximadamente 250 m de rocas clásticas, de grano grueso en la base y fino hacia el techo, entre las que se pueden diferenciar tres facies: conglomerados, arniscas y tobas.

Los Estratos de la Quebrada Garcés (Eoceno, Eg), definidos informalmente por Pineda (2010), corresponden a una secuencia volcánica continental de color rojizo finamente estratificada y plegada, con intercalaciones sedimentarias y volcánicas explosivas, con una potencia aproximada de 700 m y su base no aflora.

Sobreyaciendo en discordancia a la Unidad Clástica Pardo-rojiza y a los Estratos de la Quebrada Garcés se encuentra la Formación Abanico (Oligoceno – Mioceno Inferior, OMa) (Aguirre, 1960). Corresponde a 2000 m de facies volcánicas entre los que se encuentran tobas de lapilli líticas, brechas volcánicas microconglomerádicas,

brechas volcánicas cataclásticas, tobas de lapilli andesíticas y andesitas de anfíbola y piroxeno. Estos depósitos serían el resultado de un periodo extensivo, posterior a la etapa compresiva que da origen a los Estratos de la Quebrada Garcés, que estaría controlado por fallas normales de orientación general NE.

De manera discordante con la Formación Abanico al sur del río Tinguiririca afloran secuencias volcánicas del Pleistoceno Inferior (Plv), que corresponden a las secuencias del Sordo Lucas y Altos del Padre (Arcos, 1987). Presentan estratificación subhorizontal y están compuestas por rocas piroclásticas andesíticas, brechas volcánicas y lavas andesíticas. Esta unidad se correlaciona con el Complejo Volcánico Tinguiririca que aflora al norte del río Tinguiririca.

El Complejo Volcánico Tinguiririca (Plv), de edad Pleistoceno-Holoceno, se compone de productos volcánicos cuya composición varía entre andesita y basalto. Se reconocen 10 unidades (Arcos, 1987), cuya composición y distribución se detalla más adelante.

Entre las unidades intrusivas se distinguen dos grupos, ambos del tipo hipabisales, los del Cretácico Superior (Kspa) y los del Mioceno (Mpag). Ambos corresponden a cuerpos tipo *stocks* y diques de composición andesítica, intruyendo los primeros a rocas de la Unidad Clástica Pardo-rojiza y a rocas de la Formación Río Damas, y los segundos a rocas de los Estratos de la Quebrada Garcés y a rocas de la Formación Abanico.

Los depósitos no consolidados se presentan como depósitos de remociones en masa (PIHrm), coluviales (PIHc), aluvionales antiguos y recientes (PIHa), y fluviales recientes (Hf).

3.3 GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TINGUIRIRICA

Dentro de este complejo, definido por Arcos (1987) se reconocen tres conos principales: Cerro Montserrat, Volcán Tinguiririca y Cerro Fray Carlos; además de cuatro centros de emisión adventicios: Cerros Natalia, Don Cucho, Los Guzmanes y Alto de las Placetas. En un lapso de 1 Ma de actividad del volcán Tinguiririca se diferencian 10 unidades que representan distintos episodios eruptivos, las que corresponden a:

Unidades con erosión glacial

- I. Secuencia volcánica de la quebrada Fray Carlos: 200 m de lavas andesitas porfídicas de clino y ortopiroxeno, tobas vítreas y brechas volcánicas líticas.
- II. Secuencia volcánica de la Laguna Guanaquito: 500 m de lavas andesíticas-basálticas y tobas de color blanco. Afloran en las cabeceras de las quebradas El Guanaquito y Garcés, y su probable centro de emisión correspondería al cerro Los Guzmanes.
- III. Secuencia volcánica Alto Las Placetas: 700 m de lavas andesíticas y andesítico basálticas porfíricas con un paso gradual a sectores brechosos con líticos y obsidiana. Su base cubre en discordancia angular a rocas volcánicas de la Formación Abanico y su techo no aflora. Los afloramientos están restringidos a los

- farellones del cerro Alto las Placetas y se caracterizan por presentarse aparentemente estratificado subhorizontal, muy fracturado y de color gris oscuro.
- IV. Brechas del cerro la Gloria: 400 a 500 m de brechas de color pardo gris oscuro, con fracturamiento en dos direcciones preferenciales. Fragmentos de 1 a 2 m de diámetro son de variada composición, predominando los andesíticos basálticos, de regular a buena esfericidad y redondeamiento, muy vesiculares y oxidados. La matriz presenta fragmentos similares a los mayores.
 - V. Secuencia volcánica Los Corrales: Secuencia volcánica de lavas andesíticas, andesitas basálticas, basaltos y tobas subordinadas, de color gris claro a rosáceo con desarrollo de bloques con mediano fracturamiento subhorizontal y vertical. Rellenan una depresión labrada en II, III y IV tan profunda que la pone en contacto con rocas de la Formación Abanico. Aflora desde los Corrales hasta el valle del río Azufre y se ha reconocido el cerro Don Cucho como probable centro de emisión.
 - VI. Secuencia volcánica Baños de Los Humos – Quebrada Carrizal: Al menos 250 m de lavas andesíticas depositadas en una depresión labrada en las secuencias I y II. Los afloramientos se presentan de color pardo rosáceo, masivos y con fracturamiento bajo. Su base no aflora y se distribuye desarrollando bloque coluviales en laderas, que hacia las partes altas (nacientes del Estero los Baños) afloran con intenso fracturamiento en dos direcciones preferenciales.
 - VII. Secuencia volcánica del Portezuelo de La Azufrera: 200 a 300 m de lavas andesíticas a dacíticas porfíricas con base piroclástica ignimbrítica. Se dispone sobre la Formación Abanico y la Unidad I, y presenta continuidad areal con los conos actuales.
 - VIII. Secuencia volcánica El Perejil y Arrollo Los Piuquenes: 15 a 250 m de lavas andesíticas porfíricas de color gris oscuro, generalmente con disyunción columnar. Se disponen como relleno en el fondo de valles labrados en rocas volcánicas más antiguas

Unidades sin erosión glacial

- IX. Depósitos de flujo piroclástico Potrero de La Loma: 40 m de depósitos de material piroclástico, ceniza con disyunción columnar, que se hace más gruesa hacia el techo.
- X. Conos actuales de los Volcanes Tinguiririca y Fray Carlos: Constituido por lavas y campos de pómez, formado por bloques de hasta 30 cm de color gris oscuro muy vesiculares de andesita de olivino y piroxeno.

Geoquímicamente este complejo está constituido por rocas cuya composición varía desde basáltico-andesítico hasta dacítico, siendo importante notar que no todas las muestras presentan el mismo grado de saturación, ya que algunas rocas se encuentran dentro de los campos de traqui-andesita y traqui-dacita (Figura 3-3).

Pineda (2010) también destaca que la mayoría de las muestras corresponde a la serie volcánica calcoalcalina de alto contenido de potasio, mientras que las unidades II, III y IV del Complejo Volcánico Tinguiririca pueden interpretarse como calcoalcalinas.

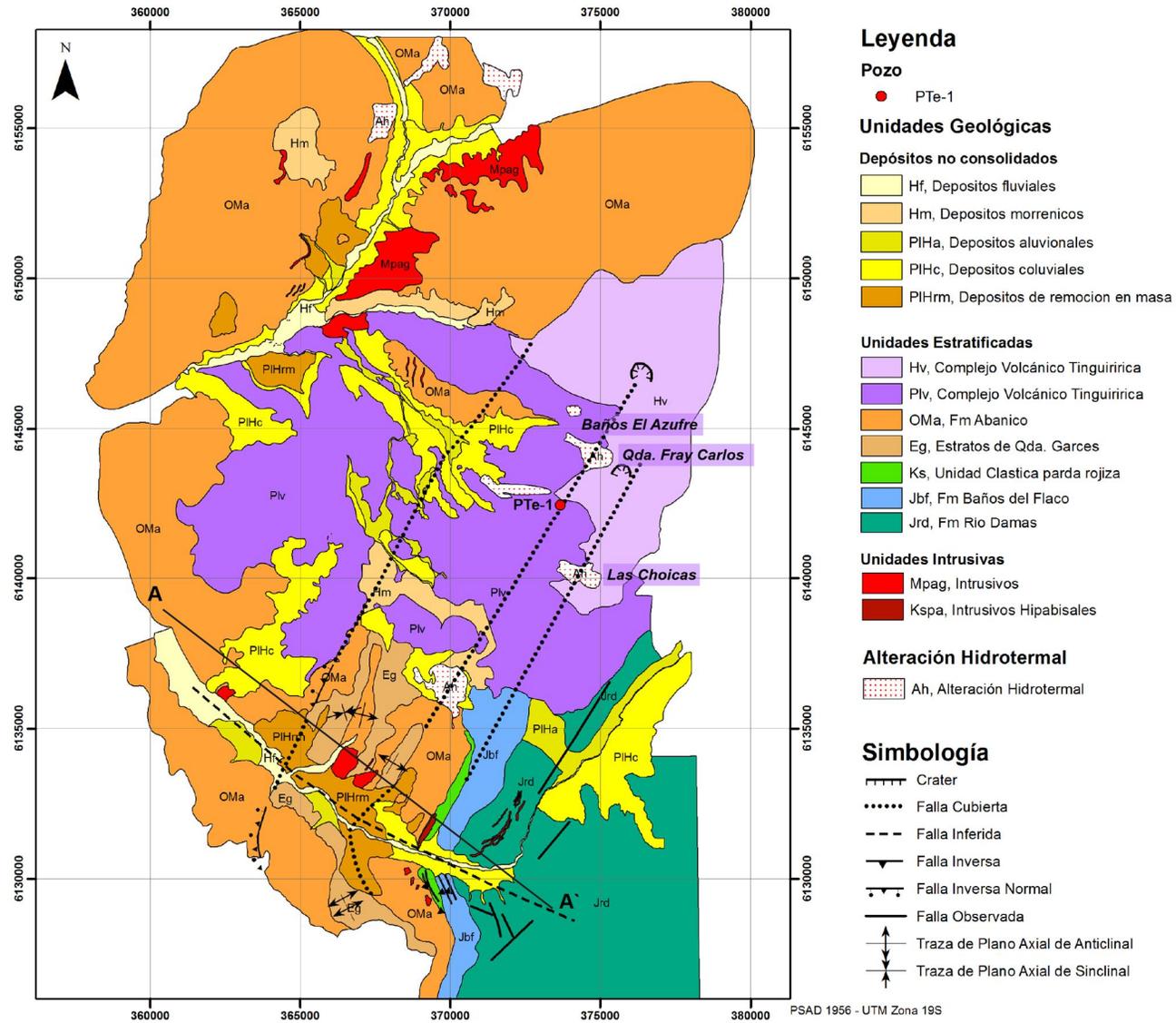


Figura 3-2. Mapa geológico del área del Proyecto Tinguiririca. Se señalan los sectores afectados por alteración hidrotermal mencionados en la sección 3.5. Tomado de Pineda (2010).

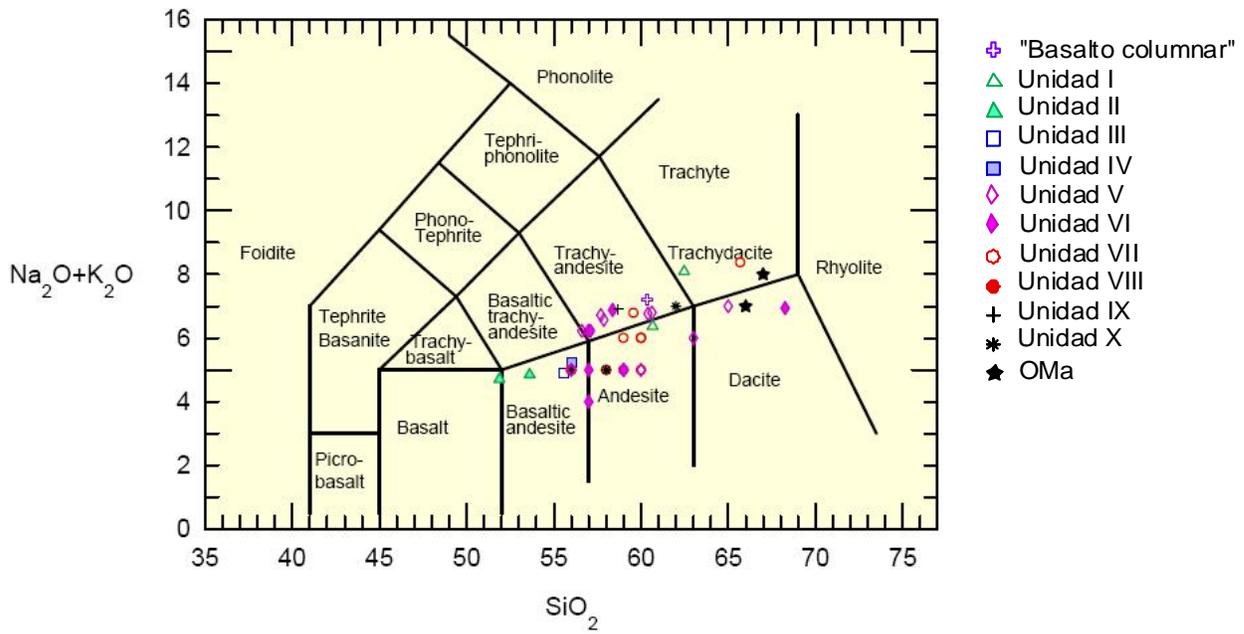


Figura 3-3. Diagrama TAS (LeBas, 1986) para rocas pertenecientes a las distintas unidades del Complejo Volcánico Tinguiririca (datos de Pineda, 2010).

3.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Estructuralmente la zona corresponde a un frente de deformación del sistema extensional del Oligoceno-Mioceno, invertido durante el Mioceno (Radic, 2010). En éste se reconocen cuatro familias de estructuras (Figura 3-4).

Pliegues y fallas epidérmicas (Eoceno), en que los pliegues se presentan como anticlinales y sinclinales muy apretados con eje de dirección NE y NW, y las fallas con dirección NE que desplazan a la Unidad Parda-rojiza (Falla el Fierro) y a las secuencias jurásicas.

Como falla extensional (Oligoceno-Mioceno) se encuentra la Falla La Gloria que corresponde a una estructura de dirección NNE que limita el borde de la cuenca de Abanico para posteriormente reactivarse de forma inversa con vergencia al este (Radic, 2010).

Las fallas inversas también presentan dirección NE y vergencia al este, y las principales corresponden a las fallas Garcés y Guanaco.

Finalmente, las fallas sinestrales presentan dirección EW y siguen la dirección actual del Río Tinguiririca.

Adicionalmente es posible reconocer, a escala regional, discordancias entre los depósitos terciarios fosilíferos y las diferentes unidades mesozoicas. Estas discordancias, que corresponden a erosión y leves angularidades, no son atribuibles a fallas, sin embargo, ponen en evidencia la existendia de dos, o posiblemente tres, discordancias en la región (Charrier, 1996).

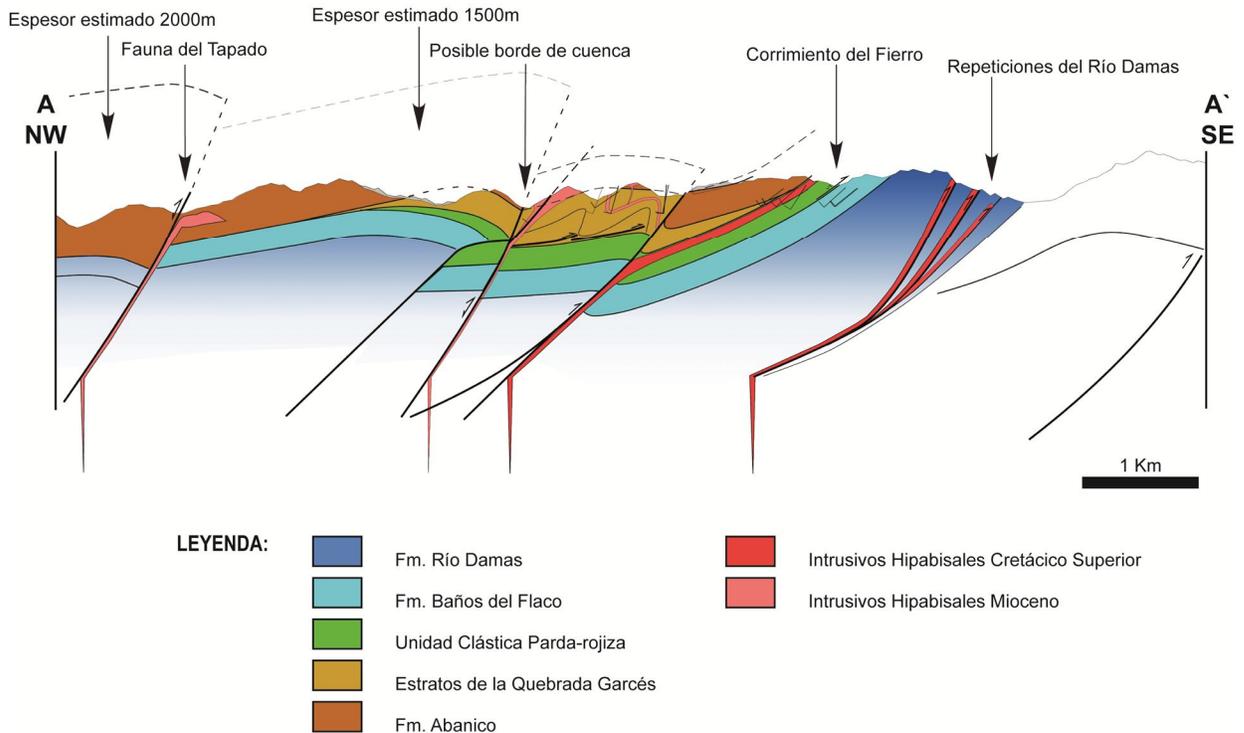


Figura 3-4. Sección estructural esquemática en el área del Proyecto Tinguiririca en la sección A-A' señalada en la Figura 3-2. Se observan las cuatro familias de estructuras reconocidas. Realizado por Radic (2010) para ENERGÍA ANDINA S.A. en etapa de exploración superficial del proyecto.

3.5 ALTERACIÓN HIDROTERMAL

En la zona de estudio las rocas afectadas por alteración hidrotermal se encuentran principalmente en Baños El Azufre, Quebrada Fray Carlos y Las Choicas (Figura 3-2), afectando principalmente a lavas andesíticas y andesítico basálticas de edad pleistocena (Pineda, 2010).

En el sector de Baños El Azufre se reconoce el protolito como lavas amigdaloidales con fenocristales de plagioclasa y anfíbolos. En cuanto a mineralogía de alteración, tanto los cristales como la masa fundamental se encuentran reemplazados por ópalo, se observa alunita en amígdalas, jarosita microcristalina intersticial y sectores de color blanco que corresponden a calcedonia alternadas con ópalo, jarosita y alunita (Pineda, 2010).

En Las Choicas se observa un protolito de masa fundamental pilotaxítica con intenso grado de alteración a ópalo. Los cristales de plagioclasa también presentan alteración a ópalo, además de desarrollo de alunita en márgenes y microfracturas. Los minerales máficos presentan similar alteración. Los cristales de magnetita se encuentran totalmente lixiviados, observándose sólo formas esqueletales. Además de lo anterior, es posible reconocer una intensa brechización con predominio de alunita microgranular y menor contenido de ceolitas como matriz/cemento (Pineda, 2010).

3.6 QUÍMICA DE LAS FUENTES TERMALES

Según el catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile realizado por Risacher y Hauser (2008), la sexta región presenta dos fuentes de aguas termales: Cauquenes y Termas del Flaco. Éstas presentan temperaturas de 48.9 y 55.1°C, y salinidades de 3407 y 2153 ppm, respectivamente.

Análisis químicos de las aguas termales de las Termas del Flaco, arrojan que los grupos químicos para cationes son Na y, subordinadamente, Ca, mientras que para aniones se encuentra Cl y, en menor medida, HCO₃ y SO₄ (Risacher y Hauser, 2008).

En estudios posteriores realizados por ENERGÍA ANDINA S.A. se determina que las aguas encontradas en las cercanías del sector de las Termas del Flaco corresponden a aguas cloruradas, y las presentes en los sectores El Azufre y Baños Los Humos son de carácter sulfatado-ácido, con un mayor contenido de cloruro en el primero y de bicarbonato en el segundo (Clavero et al., 2011). La distribución de las fuentes termáles en el sector de Tinguiririca se muestra en la Figura 3-5.

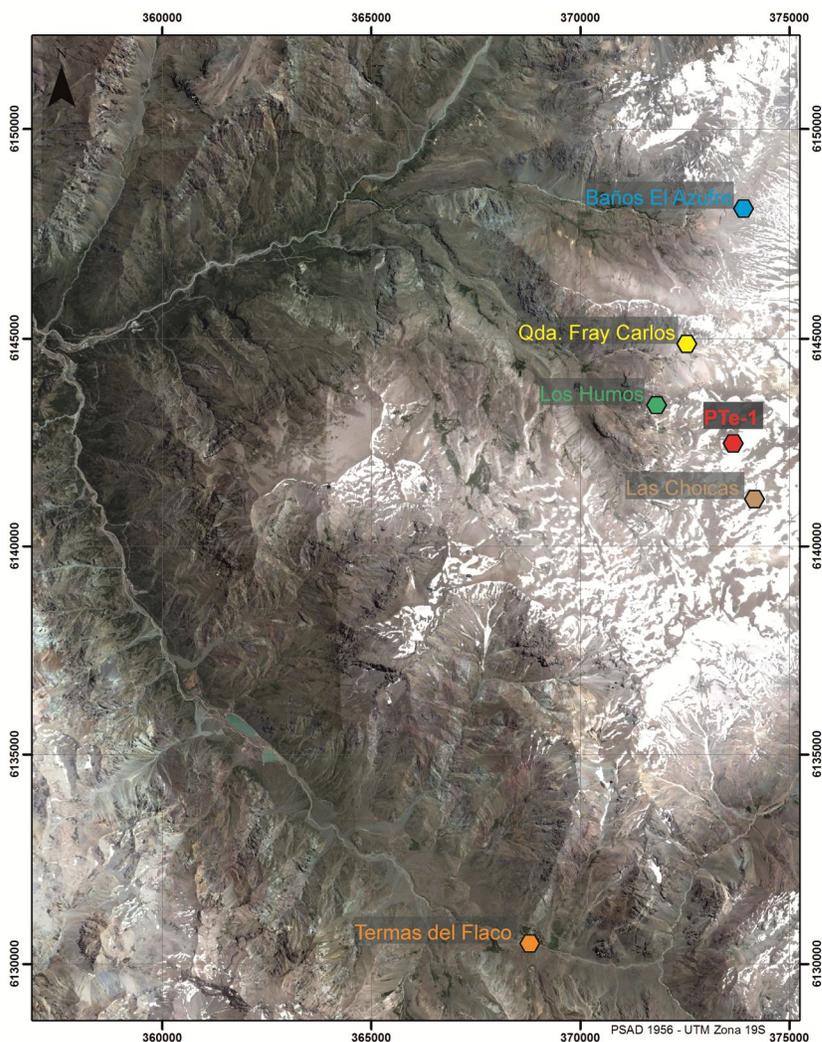


Figura 3-5. Distribución de las fuentes termales en el área de Tinguiririca.

Los datos de isótopos estables de los manantiales termales y fríos y de las escorrentías superficiales frías que descienden por las laderas occidentales de los volcanes Tinguiririca y Fray Carlos presentan una tendencia lineal paralela a la recta de aguas meteóricas con un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ de 0 a 0,5‰. Las composiciones isotópicas están estrechamente relacionadas con la elevación de las fuentes y, en el caso de las escorrentías superficiales, con la elevación de sus fuentes de origen. Las razones isotópicas más livianas se asocian a elevaciones más altas y las más pesadas a las más bajas (Mayorga, 2010).

Con respecto a los isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, que hasta el momento no han sido publicados, estos se encuentran entre -13,5 y -8,9‰ en la localidad de Los Humos (Mayorga, 2010).

Adicionalmente, mediante difracción de rayos X (DRX), se ha determinado que los minerales de alteración encontrados en torno a las pozas termales del sector Baños Los Humos son caolinita, alunita, cristobalita y cuarzo, correspondiendo a una alteración argílica avanzada que concuerda con una alteración causada por fluidos termales altamente ácidos (Mayorga, 2010).

4 PETROLOGÍA

4.1 GENERALIDADES

En el presente capítulo se exponen los datos petrográficos de las rocas reconocidas en el pozo PTe-1, el cual fue proyectado según los antecedentes geológicos, geofísicos y geoquímicos obtenidos previamente en la zona.

Se entregan los datos de litología primaria y, posteriormente, los correspondientes a la alteración hidrotermal. En este último ítem se tratan de forma separada los minerales de arcilla dada su abundante y compleja distribución en las rocas del pozo.

Las técnicas utilizadas para este estudio, además de la descripción macroscópica, son microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido (SEM), este último junto con microanálisis de rayos X (SEM-EDX). Es importante señalar que, si bien, el instrumento puede obtener datos de química elemental, está diseñado para privilegiar la obtención de imágenes, por lo que la detección de elementos comienza en el carbono, además, los elementos químicos detectados consideran el 100% de la composición, siendo solo exacto el resultado del análisis para minerales anhidros. De los datos obtenidos mediante SEM-EDX se obtienen fórmulas estructurales, pero siempre debe ser considerado el carácter semi-cuantitativo de ellos.

Las muestras se codifican con el nombre del pozo y la profundidad que representan. El detalle de las descripciones de microscopía óptica se encuentra en el Anexo A y los porcentajes de óxidos y cationes por fórmula unidad que se encuentra en el Anexo B.

Obtención de fórmulas estructurales

Los datos obtenidos mediante el análisis puntual de SEM-EDX corresponden a composición elemental expresada en porcentaje en peso y normalizada al 100%. Estos datos son trabajados mediante el software Microsoft Excel a modo de obtener, en primer lugar, el porcentaje de óxidos en porcentaje en peso y normalizado al 100% gracias a los datos de peso atómico y valencias de cada elemento.

Posteriormente, y mediante una serie de pasos intermedios, se obtiene el número de átomos que, en promedio, cada elemento aporta a la fórmula estructural de la celda unidad para los cristales analizados. Este cálculo se realiza en base a la cantidad de oxígenos que teóricamente forman el mineral, exceptuando el caso de los minerales de arcilla en que se trabaja en base a 28 oxígenos para facilitar el análisis de la información.

4.2 LITOLOGÍA PRIMARIA

Este pozo cuenta con un largo de 813,85 m y se encuentra inmerso en lavas pleistocenas pertenecientes al Complejo Volcánico Tinguiririca. Para su estudio se

describió un total de cuarenta y seis cortes transparentes y se observaron doce muestras mediante SEM y SEM-EDX, obteniéndose un total de 156 microanálisis de EDX.

En cuanto a la litología primaria, es posible diferenciar cuatro unidades principales formadas en su mayoría por productos volcánicos y, subordinadamente, por rocas clásticas (Figura 4-1).

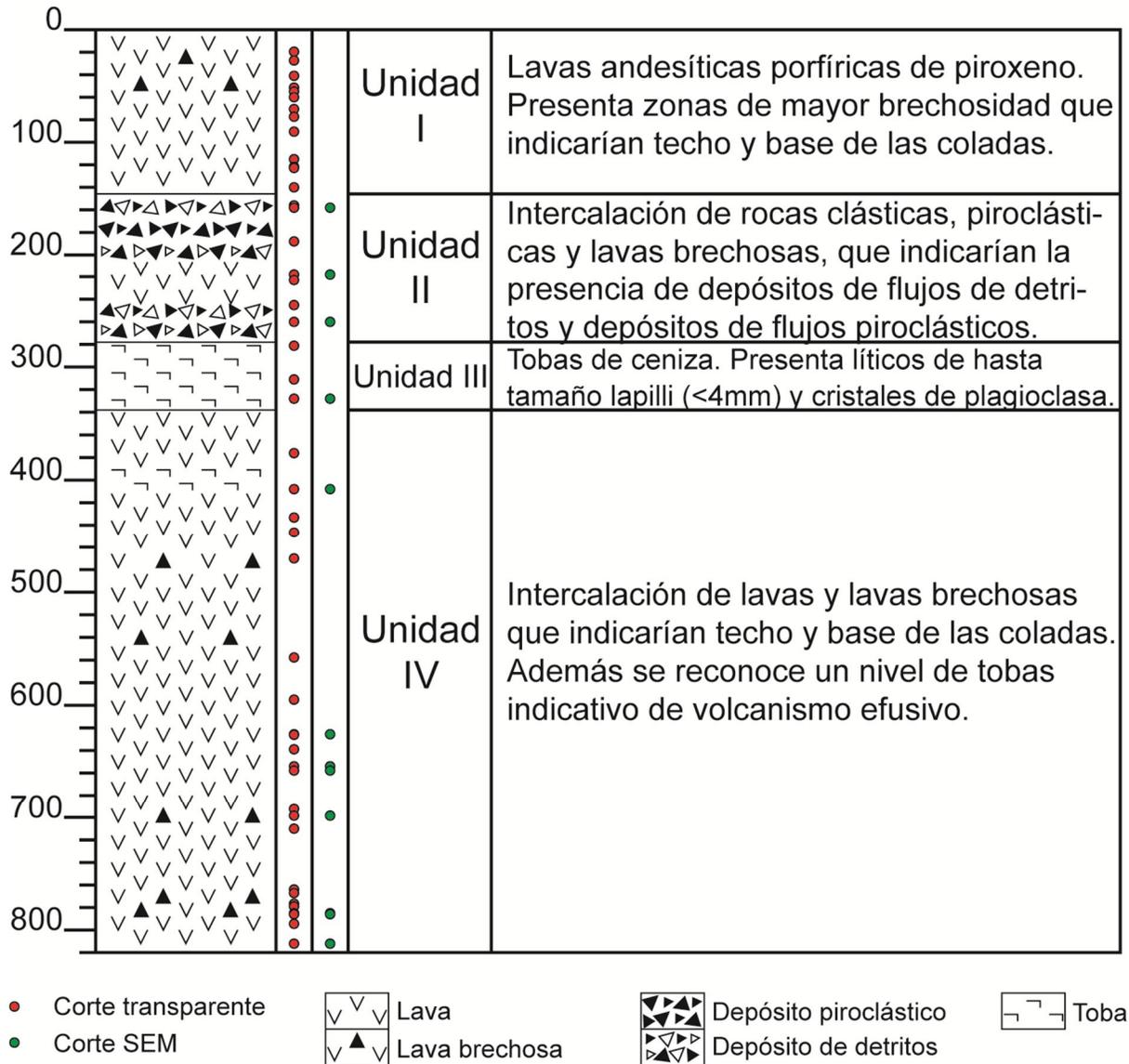


Figura 4-1. Columna estratigráfica del pozo PTe-1. Se observan las cuatro unidades reconocidas y la distribución de las muestras estudiadas.

4.2.1 Unidad I

Corresponde a la sección entre los 8 y los 146 m de profundidad. Destacan lavas andesíticas porfíricas de piroxeno (Figura 4-2 a, b y d) y escasos niveles con brechosidad que indicarían techo y base de las distintas coladas (Figura 4-2c).

Las lavas están compuestas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino, además de masa fundamental y vesículas. Los fenocristales de plagioclasa (20%) muestran un tamaño cercano a los 4 mm, textura sieve y zonación, además de alteración a arcillas y hematita en fracturas. Los cristales de piroxeno (5%), se conservan frescos salvo en algunas fracturas donde es posible observar óxido de hierro. Los cristales de olivino (10% en niveles superiores y accesorios en profundidad) se encuentran completamente alterados a arcillas por lo que se reconocen gracias a la presencia de iddingsita y su morfología bastante conservada.

La masa fundamental está compuesta por vidrio, microlitos de plagioclasa y minerales opacos. Presenta coloración que varía en las tonalidades de gris que se vuelve más rojizo o verdoso dependiendo si en las fases minerales de la alteración domina la presencia de hematita o esmectita, respectivamente.

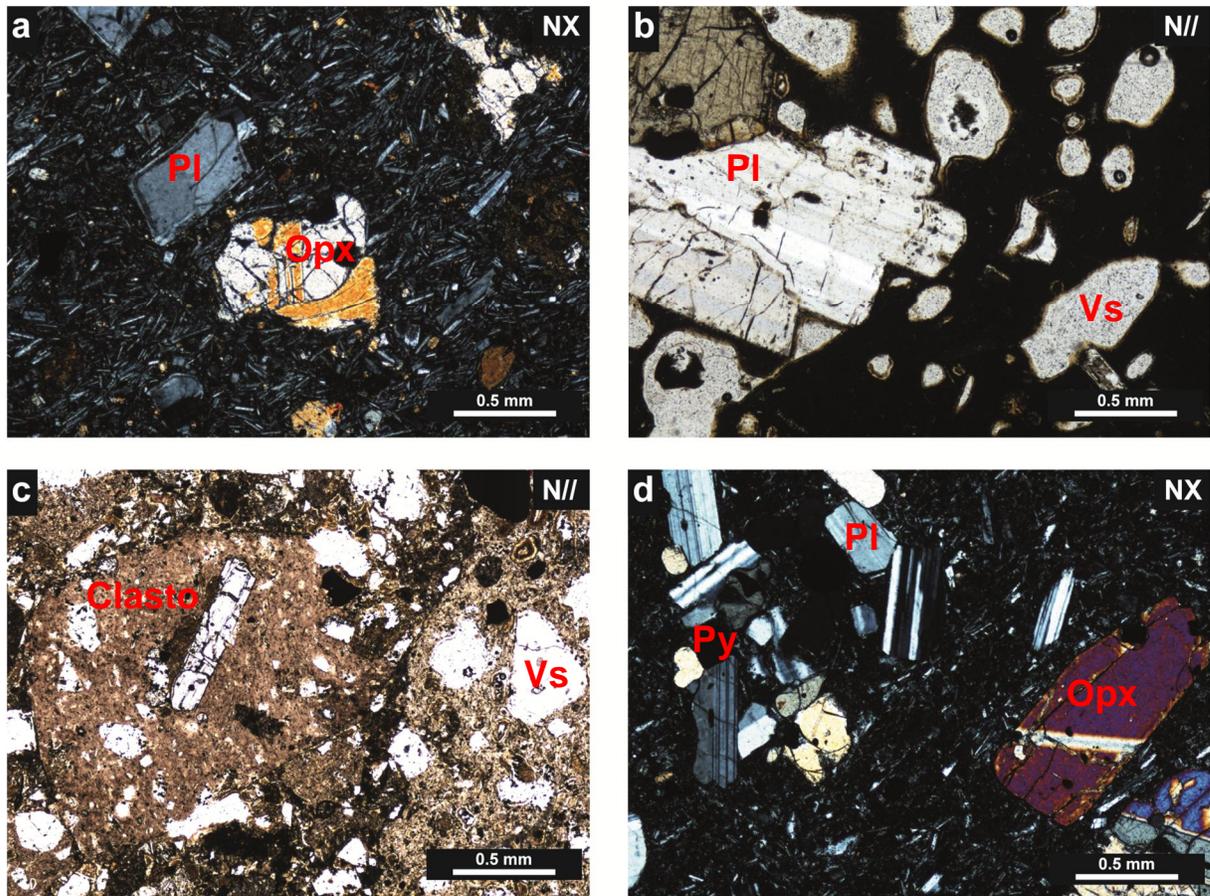


Figura 4-2. Microfotografía de la litología observada en la Unidad I. (a) Andesita basáltica porfírica de piroxeno y olivino a los 19,6 m. (b) Andesita porfírica vesicular de piroxeno a los 51,5 m. (c) Roca volcanoclástica vesicular monomíctica a los 77,3 m. (d) Andesita basáltica porfírica de piroxeno y olivino a los 90,55 m.

En niveles discretos se observan vesículas en un porcentaje cercano al 20% en volumen, a excepción de los 48 m donde éstas aumentan para posteriormente dar paso a una roca brechizada.

Los niveles brechosos se ubican cercanos a los 27 y los 50 m. En ambas profundidades la roca está formada por líticos (15-45% en volumen), vesículas (20% en volumen), plagioclasas (5-10%), piroxenos (accesorios), y matriz volcanogénica de lapilli con retrabajo moderado y alterada fuertemente a óxido de hierro y filosilicatos máficos.

Como diferencias, se observa que a los 27 m los líticos son afaníticos y las vesículas se encuentran aplastadas, mientras que a los 50 m los líticos corresponden a fragmentos de escoria y a clastos andesíticos retrabajados, y las vesículas no han sufrido deformación.

4.2.2 Unidad II

Esta unidad, comprendida entre los 146 y los 278 m de profundidad, es la que presenta un mayor número de niveles clásticos dentro de la columna. Macroscópicamente son detectados depósitos de flujo de detrito (entre 146-174 m, 178-214 m y 256-278 m) y depósitos de flujo piroclástico (174-178 m), con un nivel de lavas andesíticas (214-256 m) de similar textura y composición a la observada en la Unidad I (Figura 4-3b).

Las brechas volcánicas líticas son caóticas, mal seleccionadas, polimícticas, con fragmentos angulosos y matriz soportada, lo cual nos habla de una baja madurez textural. El contenido de clastos es variable (15-30% en volumen) y corresponden principalmente a andesitas porfíricas grises afectados por distintos tipos de alteración. La matriz es de ceniza y se encuentra alterada a hematita y filosilicatos máficos (Figura 4-3 a).

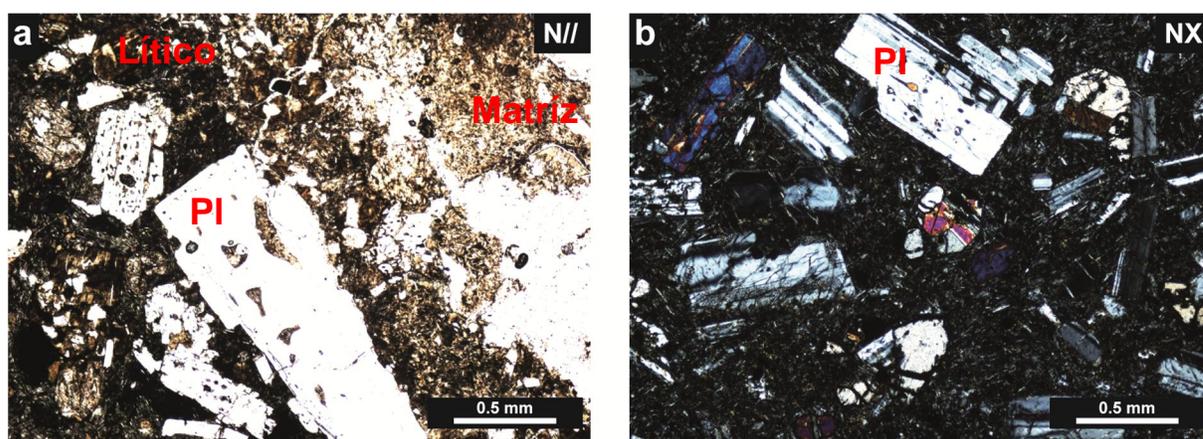


Figura 4-3. Microfotografía de la litología observada en la Unidad II. (a) Roca volcánica clástica con escasa matriz a los 188 m. (b) Andesita basáltica porfírica de piroxeno a los 245,2 m.

4.2.3 Unidad III

Esta unidad corresponde a un nivel de tobas de líticos y ceniza, ubicado entre los 278 y los 338 m de profundidad (Figura 4-4).

Se caracteriza por presentar textura brechosa en algunos niveles, además de líticos subredondeados de lavas andesíticas porfíricas de tamaño lapilli fino que en algunos niveles, alcanzan hasta un 50% (en volumen) de abundancia. Además presenta cristales de plagioclasa (10-35%), vesículas (5-40%) y una matriz de ceniza fuertemente alterada a óxido de hierro, filosilicatos máficos, sílice y calcita.

Los cristales de plagioclasa se muestran fragmentados, con textura *sieve* y, en algunos casos, alterados por filosilicatos máficos. Las vesículas presentan relleno completo o parcial. En la porción superior de la unidad se observan escasos minerales máficos completamente reemplazados por calcita, lo que no permite reconocer el mineral primario.

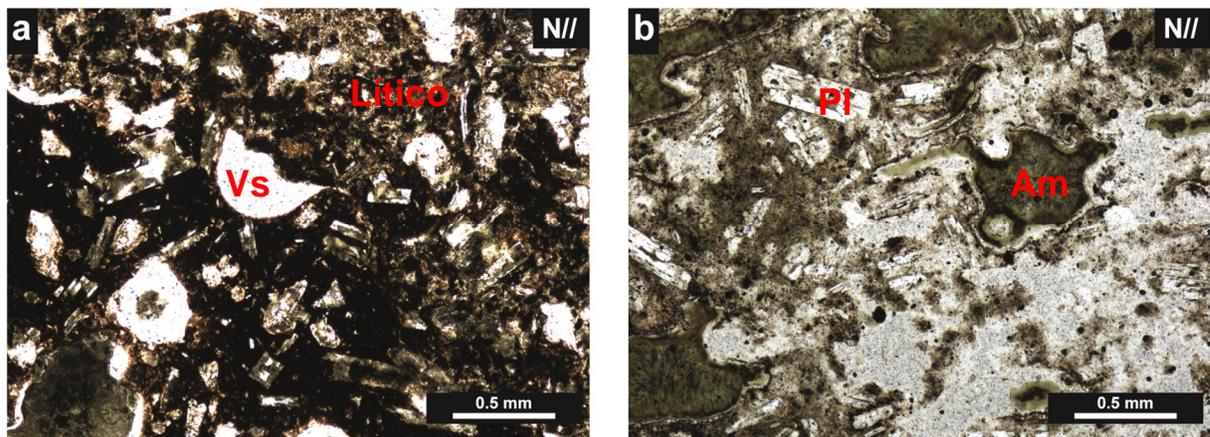


Figura 4-4. Microfotografía de la litología observada en la Unidad III. (a) Toba de lapilli lítica a los 310,95 m. (b) Toba de ceniza cristalina vítrea a los 328 m.

4.2.4 Unidad IV

Esta unidad se reconoce desde los 338 m de profundidad hasta el final del pozo, a los 813,15m. Corresponde principalmente a coladas de lavas andesíticas, macizas, de piroxeno (Figura 4-5 b y d) con intercalaciones brechosas que se interpretan como indicativas del techo y base de las distintas coladas de lava (Figura 4-5c), y un nivel discreto de tobas (Figura 4-5a).

Las lavas, de texturas porfírica y seriada, se componen de masa fundamental (50-70% en volumen), fenocristales de plagioclasa (15-40% en volumen) y minerales máficos (desde accesorios hasta un 15% en volumen), estos últimos se presentan como cristales de piroxeno frescos y como cristales completamente alterados, pero su morfología indica que la mineralogía primaria también correspondería a piroxenos.

La masa fundamental está formada por microlitos de plagioclasa, vidrio y minerales opacos, con grados de alteración variable. Los cristales de plagioclasa, al igual que en toda la columna, presentan textura *sieve* y alteración a minerales de arcilla. En la mayoría de los niveles las vesículas son escasas (<5% en volumen) y se observan principalmente entre los 550 y los 660 m, donde no sobrepasan el 15% (en volumen) del total de la roca.

Los niveles brechosos autoclásticos presentan características muy similares a las de las lavas ya descritas, diferenciándose fundamentalmente en que presentan textura fragmental y un contenido de vesículas casi nulo.

Finalmente, destaca un nivel de toba entre los 388 y los 410 m de profundidad que se caracteriza por presentar cristales de plagioclasa, líticos predominantemente andesíticos y una masa fundamental alterada principalmente a filosilicatos máficos. Se observan amígdalas, rellenas de sílice y clorita; y escasas vetillas, rellenas de hematita y sílice.

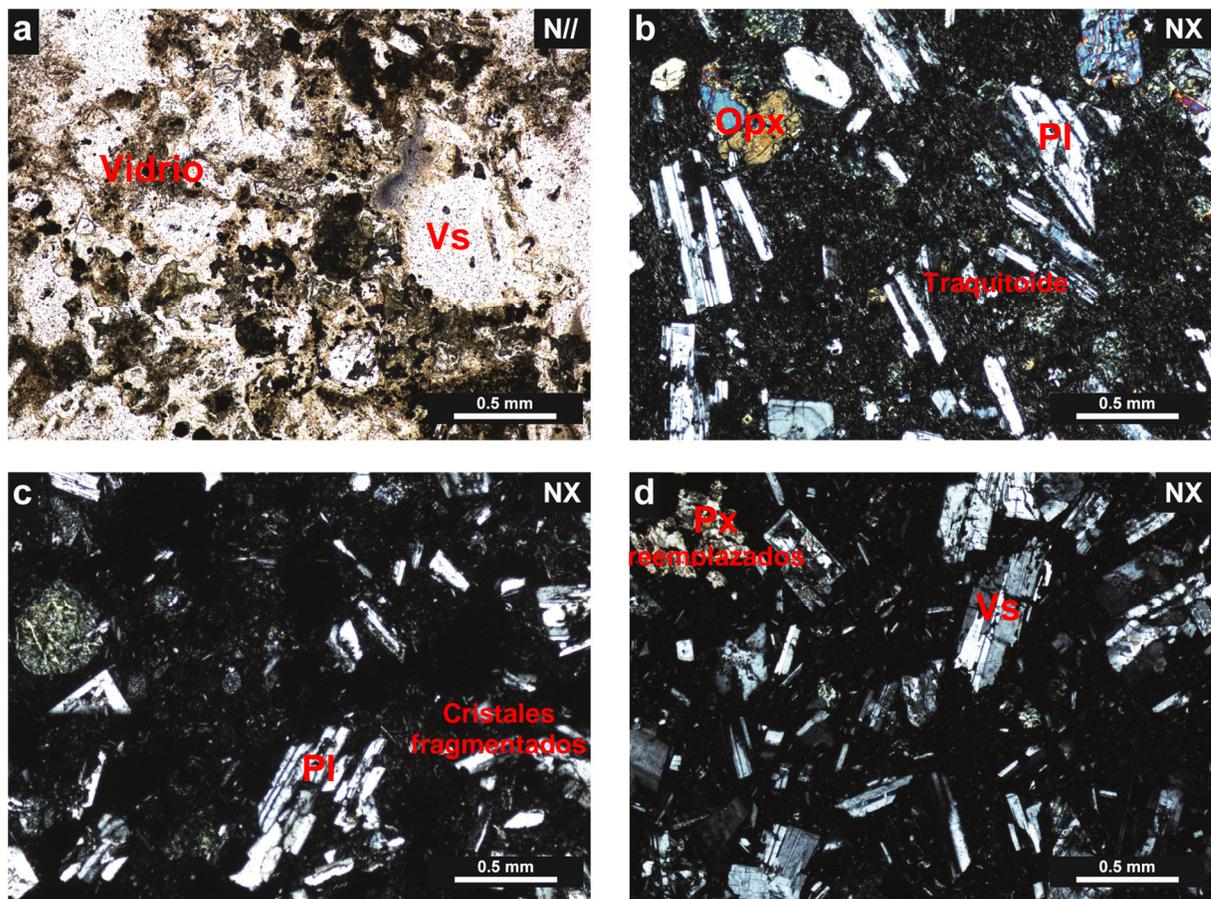


Figura 4-5. Microfotografía de la litología reconocida en la Unidad IV. (a) Toba cristalina-vítrea de ceniza, a los 408m. (b) Andesita porfírica traquitaide de piroxeno, a los 446,6 m. (c) Andesita basáltica brechosa porfírica a los 764 m. (d) Andesita basáltica porfírica de piroxeno a los 812,1 m.

4.2.5 Química mineral

Los únicos minerales primarios que se logran estudiar mediante SEM-EDX a lo largo de la columna del pozo PTe-1 son plagioclasa y piroxeno. Los datos obtenidos en cristales de plagioclasa corresponden a cinco análisis puntuales en la Unidad II, uno en la Unidad III y ocho en la Unidad IV. Las formulas estructurales obtenidas indican que todos estos cristales se presentan dentro del campo composicional de la bitownita, en que el porcentaje más bajo de anortita se observa a los 260,05 m y el más alto a los 408 m (Figura 4-6).

Además se estudian dos cristales de piroxeno, el primero a los 785,05 m y el segundo a los 812,1 m, correspondiendo la composición de ambos a la de un clinopiroxeno. Al presentar los datos en base a las proporciones de $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ se observa que el análisis realizado a los 785,05 m queda dentro del rango de hedenbergita, mientras que el conseguido a los 812,1 m queda por encima de este valor, debido a su mayor contenido de elementos minoritarios como titanio y manganeso (Figura 4-7).

Análisis químico mineral y fórmulas estructurales para los siete cristales se presentan en ANEXO B.

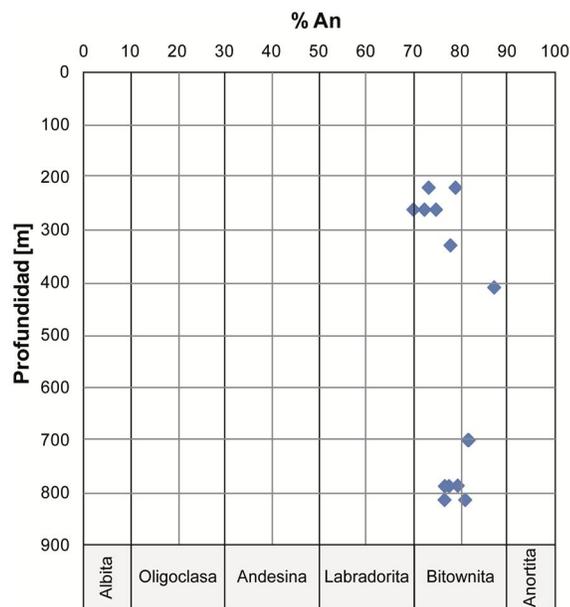


Figura 4-6. Composición de los cristales de plagioclasa en relación al contenido de anortita. Se observa que a lo largo de toda la columna los cristales presentan un porcentaje de anortita que fluctúa entre 70 y 90%, por lo que corresponden a bitownita.

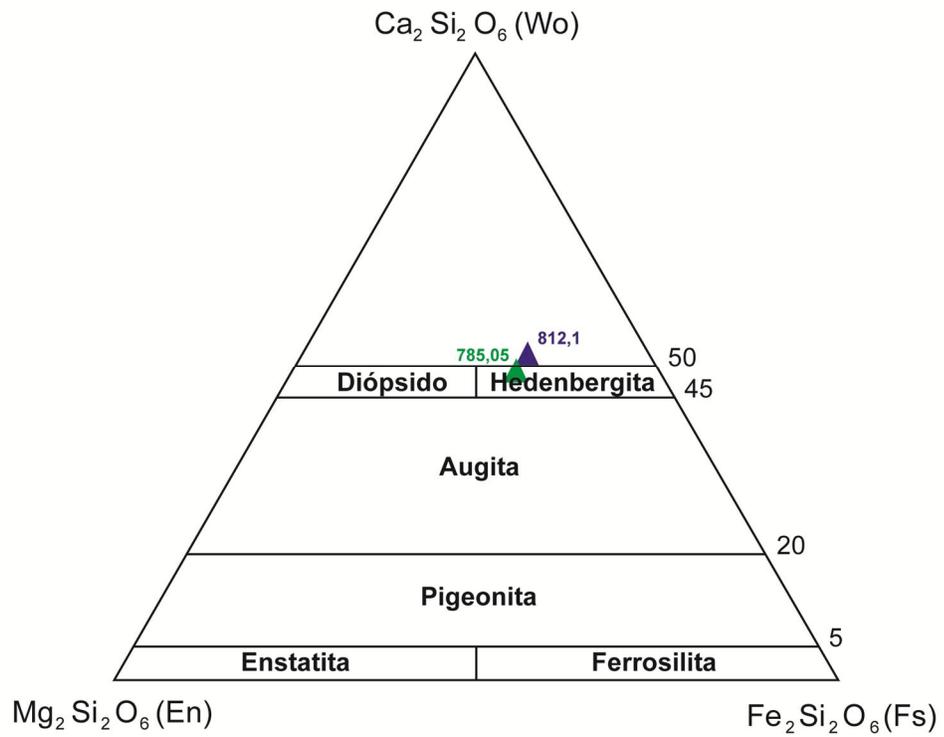


Figura 4-7. Diagrama ternario de clasificación de piroxenos de acuerdo a los parámetros En-Fs-Wo, propuesto por Morimoto *et al.* (1988). Los cristales analizados se ubican a los 785,05 y 812,1 m de profundidad y las composiciones elementales se detallan en el ANEXO B.

4.3 MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN: CALCOSILICATOS, ÓXIDOS, CARBONATOS Y SULFUROS.

A lo largo de la columna del pozo PTe-1 se reconoce una variada mineralogía de alteración distribuida en diversos metadominios. Esta distribución y la abundancia que ellos presentan dependen, tanto de las condiciones del fluido, como de las características de la roca primaria. Los metadominios reconocidos corresponden a espacios abiertos, ya sea vetillas o amígdalas (Figura 4-8), y cuerpos de reemplazo, entre los que destaca masa fundamental y cristales de olivino, además de cristales de plagioclasa y piroxeno de forma subordinada.

Se reconoce que el contenido de vesículas es más alto en zonas donde la litología primaria corresponde a tobas, como la Unidad III y alrededor de los 400m en la Unidad IV. En zonas de lavas macizas, éstas son bastante escasas a excepción de niveles, como el encontrado a los 625 m aproximadamente, en que se observa un aumento de la vesicularidad, probablemente debido a que corresponde al techo o la base de una colada. En cuanto a las vetillas, si bien es posible encontrarlas a lo largo de toda la columna, su presencia comienza a ser más constante a partir de los 550 m, donde su abundancia suele representar alrededor de un 15% (en volumen) de la muestra.

El mineral que ha sufrido una alteración más pervasiva es el olivino, que se reconoce sólo en los primeros 50 m de la columna gracias a la presencia de pseudomorfos de iddingsita. Los cristales de plagioclasa y piroxeno sufren un aumento del grado de alteración con la profundidad, encontrándose a partir de los 700 m con reemplazo incluso total. La matriz se ve afectada en diversas proporciones, presentándose en la Unidad II totalmente alterada. Las lavas macizas no suelen tener una masa fundamental muy alterada, ya que al estar compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa y minerales opacos, contiene un bajo porcentaje de vidrio.

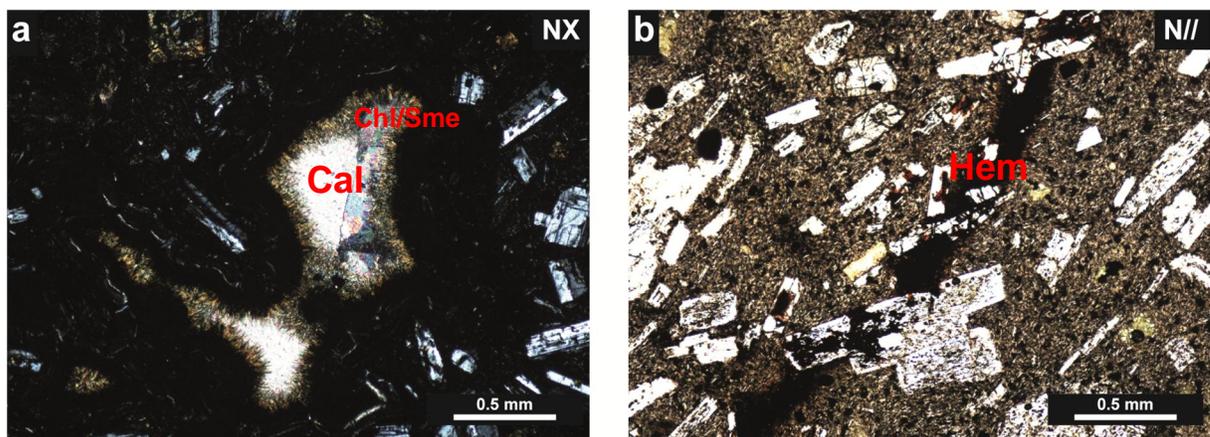


Figura 4-8. Microfotografías: (a) Amígdala rellena con Chl/Sme rica en esmectita por los bordes y calcita en el centro a los 218,2 m de profundidad. (b) Vetilla de hematita a los 446,6 m.

Según la ocurrencia de ciertos minerales es posible definir zonas de alteración (Figura 4-9), sin embargo, algunos de ellos se reconocen a lo largo de toda la columna entre los que se encuentran:

Pirita

Se observan cristales de pirita, a escala macroscópica, en tres sectores: desde el comienzo de la columna hasta los 124 m, entre los 312 y los 384 m, y entre los 584 y 694 m. Se encuentra principalmente en el borde de vetillas, diseminada en la masa fundamental y también junto a cúmulos de minerales máficos. A escala microscópica (SEM) se identifica la presencia de pirita a los 408 m.

Hematita

Este óxido de hierro se encuentra a lo largo de gran parte de la columna y su estilo de mineralización es bastante variado, destacando en vetillas (Figura 4-8 a) y como alteración de la masa fundamental. En este último suele encontrarse en conjunto con filosilicatos máficos (esmectita) en rocas con elevada permeabilidad primaria y ricas en vidrio, como tobas.

Estas se encuentran en variadas profundidades, pero destacan las ubicadas a los 690 m de profundidad ya que presentan un espesor de hasta 4 cm.

Calcita

Este mineral se reconoce a lo largo de toda la columna, y en variados estilos de mineralización: relleno de vesículas (Figura 4-8 b), vetillas, reemplazo de cristales - ya sea plagioclasa o minerales máficos - y en la masa fundamental. El hábito en que se presenta es fuertemente dependiente del espacio que tengan disponibles al momento de la formación, mostrándose cristales euhedrales en espacios abiertos que como reemplazo mineral.

Mediante SEM-EDX se estudia su composición química, obteniéndose que ésta corresponde mayoritariamente a carbonato de calcio, no sobrepasando en más del 2% (en peso) el contenido de magnesio (ANEXO B).

Importante es señalar que aproximadamente a los 200 m de profundidad se observan cristales de calcita aciculares prismáticos en venillas y amígdalas.

4.3.1 Zona de alteración I

Esta zona es definida por presentar, además de los minerales ya descritos, iddingsita y calcedonia. Se ubica en la porción superior de la columna del pozo PTe-1, afectando a las unidades I, II, III y el inicio de la IV, hasta aproximadamente los 440 m de profundidad.

Las rocas que afecta se caracterizan por presentar desde el comienzo de la columna hasta aproximadamente los 340 m una alta permeabilidad, tanto primaria como total, para posteriormente pasar a una sección con dominio de permeabilidad secundaria.

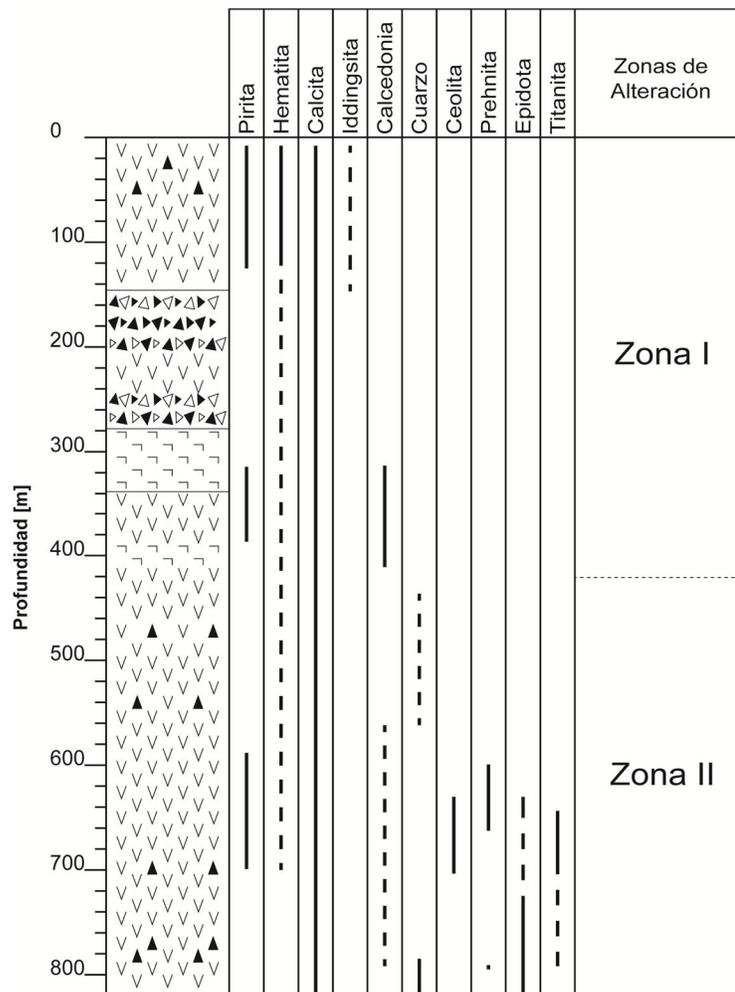


Figura 4-9. Minerales de alteración reconocidos a lo largo de la columna del pozo PTe-1. Las líneas punteadas indican que los minerales no se observan de forma continua. Se definen dos zonas principales de alteración sobre la base de los minerales reconocidos.

Iddingsita

Este agregado mineral de grano fino y color rojizo o marrón-amarillento, está presente en la Unidad I de la columna del pozo PTe-1, específicamente en los niveles que se observa olivino como mineral primario. Sólo es reconocido mediante microscopio petrográfico ya que no se observa a escala macroscópica y no se cuenta con imágenes SEM a esas profundidades.

Calcedonia

En el pozo PTe-1 se encuentra aproximadamente desde los 300 m de profundidad como relleno de espacios y en escasos niveles como reemplazo mineral. Si bien su presencia no es constante, y en muchos niveles se encuentra en compañía de cuarzo, entre los 300 y los 400 m es el único silicato reconocible y en las zonas más brechosas se presenta de forma bastante pervasiva.

No hay datos de microanálisis de rayos X, sin embargo, es de esperar que su composición contenga un bajo porcentaje de impurezas de elementos pesados.

4.3.2 Zona de alteración II

En esta zona es posible reconocer como minerales de alteración cuarzo, ceolitas, prehnita, epidota y titanita. Afecta únicamente a la parte inferior de la Unidad IV que corresponde a una potente sección de lavas macizas con baja permeabilidad primaria ocurriendo la alteración principalmente como reemplazo y en algunos niveles como vetillas.

Cuarzo

Si bien su aparición ocurre en la Zona II, es recién en estas profundidades donde se presenta de forma más constante y pervasiva, ya sea en la masa fundamental o como relleno de vetillas (Figura 4-11d). En este último caso, y dado por el espacio disponible para la formación, los cristales pueden alcanzar tamaños mayores a 2 mm.

En esta zona también es posible encontrar calcedonia en algunos niveles, sin embargo, esto es poco constante y se presenta mayormente como alteración de la masa fundamental.

Ceolita

Cristales de este grupo hacen su primera aparición a los 328 m de profundidad, sin embargo, su presencia no se hace importante hasta los 625 m, donde se observan principalmente en vetillas hasta los 700 m (Figura 4-11a y b). La dificultad en el reconocimiento de estos minerales, radica en que a escalas macro y microscópica no entregan la información necesaria para determinar a qué miembro del grupo corresponde con exactitud.

En este caso se cree que corresponden a cristales de wairakita, ya que son incoloros, con baja birrefringencia y presentan macla de tartán en las zonas que se ven cristales bien definidos. Además, mediante el análisis EDX realizado en cristales de ceolita a una profundidad de 698,4 m, se obtiene que la fórmula estructural es, en promedio, $\text{Ca}_{1,20}\text{Al}_{1,54}\text{Si}_{4,22}\text{O}_{12}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, lo que se correlaciona de buena manera con la fórmula estructural teórica de la wairakita ($\text{Ca Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (ANEXO B).

Prehnita

Este mineral es reconocido mediante microscopía óptica a partir de los 595 m de profundidad y se encuentra tanto en vetillas como alterando cristales de plagioclasa y masa fundamental.

Los cristales son incoloros y su color de interferencia va desde amarillo (en caso de reemplazo mineral) hasta celeste de segundo orden (como relleno de espacios), con un tamaño que rodea los 500 μm (Figura 4-11a).

Mediante SEM se aprecia a los 625,6; 654 y 786 m de profundidad y la fórmula estructural obtenida es, en promedio, $\text{Ca}_{2,13}\text{Al}_{1,29}\text{Fe}_{0,14}\text{Si}_{2,89}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (ANEXO B). La fórmula estructural teórica de un cristal de prehnita es $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, en que el aluminio puede ser reemplazado por algo de Fe^{+3} . A partir de lo anterior se puede determinar que ha ocurrido el intercambio de Al^{+3} por Fe^{+3} (Figura 4-10) (ANEXO B).

Epidota

Este mineral se observa macroscópicamente a partir de los 726 m de profundidad, sin embargo, su primera aparición registrada mediante estudio microscópico es a los 625.6 m. Se presenta en cristales no mayores a 10 μm , de color amarillo, color de interferencia con manto de arlequín y alto relieve (Figura 4-11c). En sus primeras apariciones, presenta hábito acicular radial y leve pleocroísmo, lo que la hace confundible con cristales de pumpellyita, sin embargo esto es descartado una vez realizado el microanálisis químico debido a la ausencia de magnesio en su composición.

Su estilo de cristalización es principalmente a partir de cristales de plagioclasa, diseminados en la masa fundamental y en vetillas en conjunto con filosilicatos máficos y sílice.

En las imágenes SEM se muestra como gránulos o con forma acicular, de color gris claro, ya que al contener hierro aumenta su peso molecular en relación a los minerales adyacentes (Figura 4-12). A partir de los datos químicos se obtiene que su fórmula estructural promedio es $\text{Ca}_{2.46}(\text{Fe}^{+3}_{0.55}, \text{Al}_{1.72})\text{Si}_{3.20}\text{O}_{12}$, lo que indica una composición más cercana a la pistacita que a la clinozoisita debido al contenido en hierro (ANEXO B).

En la Figura 4-10 se presenta $X\text{Fe}^{+3}$ en función de la profundidad para cristales de prehnita y epidota. Se observa que el contenido en hierro en la posición octaédrica aumenta conforme aumenta la profundidad para ambos minerales, pero siempre se conserva la característica de que este contenido es mayor en cristales de epidota que en cristales de prehnita, lo que es de esperar dado que epidota presenta una mayor solubilidad de Fe^{+3} en el sitio octaédrico que prehnita (Bird et al., 1984).

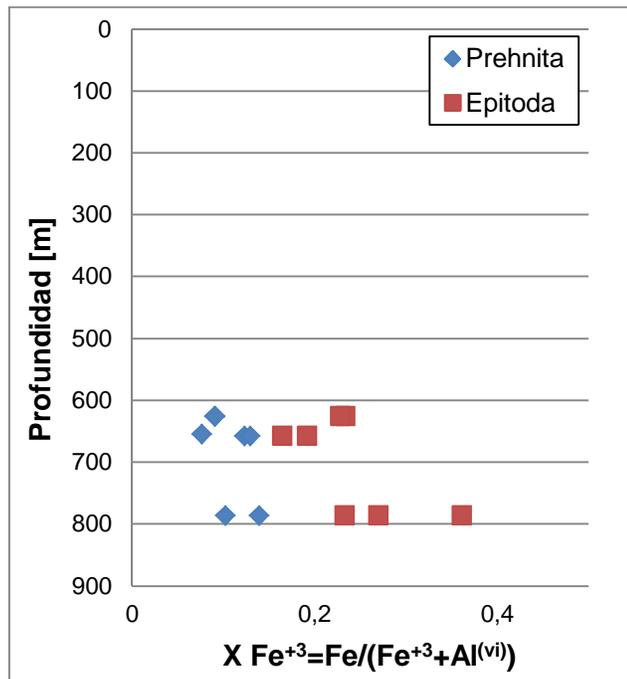


Figura 4-10. $X\text{Fe}^{+3}$ en función de la profundidad para cristales de prehnita y epidota. El cálculo se realiza a partir del porcentaje en peso obtenido mediante SEM-EDX.

Titanita

Este mineral se encuentra en la parte baja de la columna, a partir de los 638 m de profundidad, diseminado en la masa fundamental. Se caracteriza por ser brillante, de color café y bastante granular, no mostrando las secciones romboidales típicas de este mineral. En secciones delgadas es difícil su identificación, sin embargo en las imágenes SEM es bastante más sencillo, ya que presentan colores incluso más claros que la epidota, debido a su alto contenido de titanio (Figura 4-12).

La fórmula estructural estimada a partir de la química mineral es $\text{Ca}_{1.04}(\text{Ti}_{0.75}\text{Al}_{0.22}\text{Fe}_{0.07})\text{Si}_1\text{O}_5$, lo que indica que la posición octaédrica es ocupada en gran medida por titanio, pero ingresan cantidades variables de aluminio que no sobrepasan el 30% del total (ANEXO B).

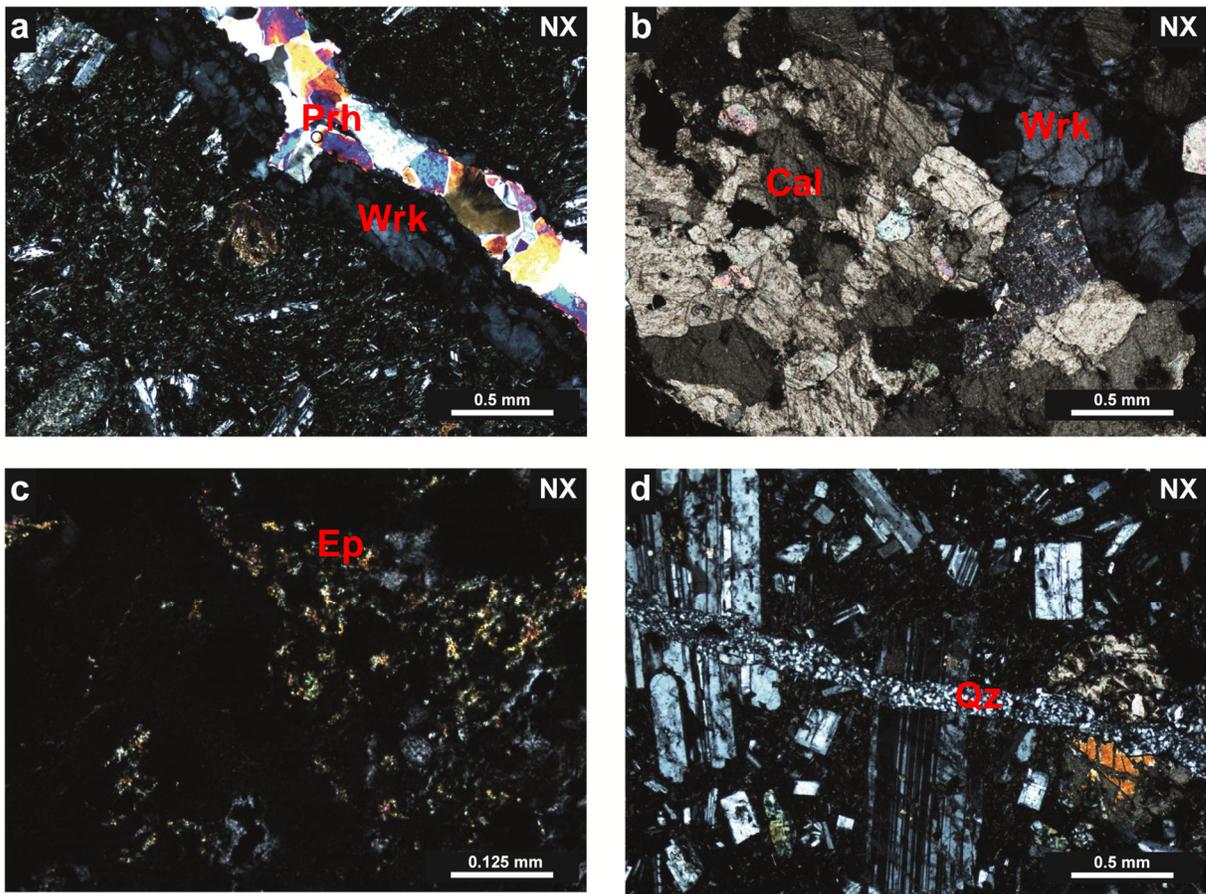


Figura 4-11. Microfotografías: (a) Vetilla de wairakita con prehnita a los 638,9 m de profundidad. (b) Vetilla de calcita y wairakita a los 698,4 m. (c) Cristales de epidota a los 786 m. (d) Vetilla de cuarzo a los 812 m.

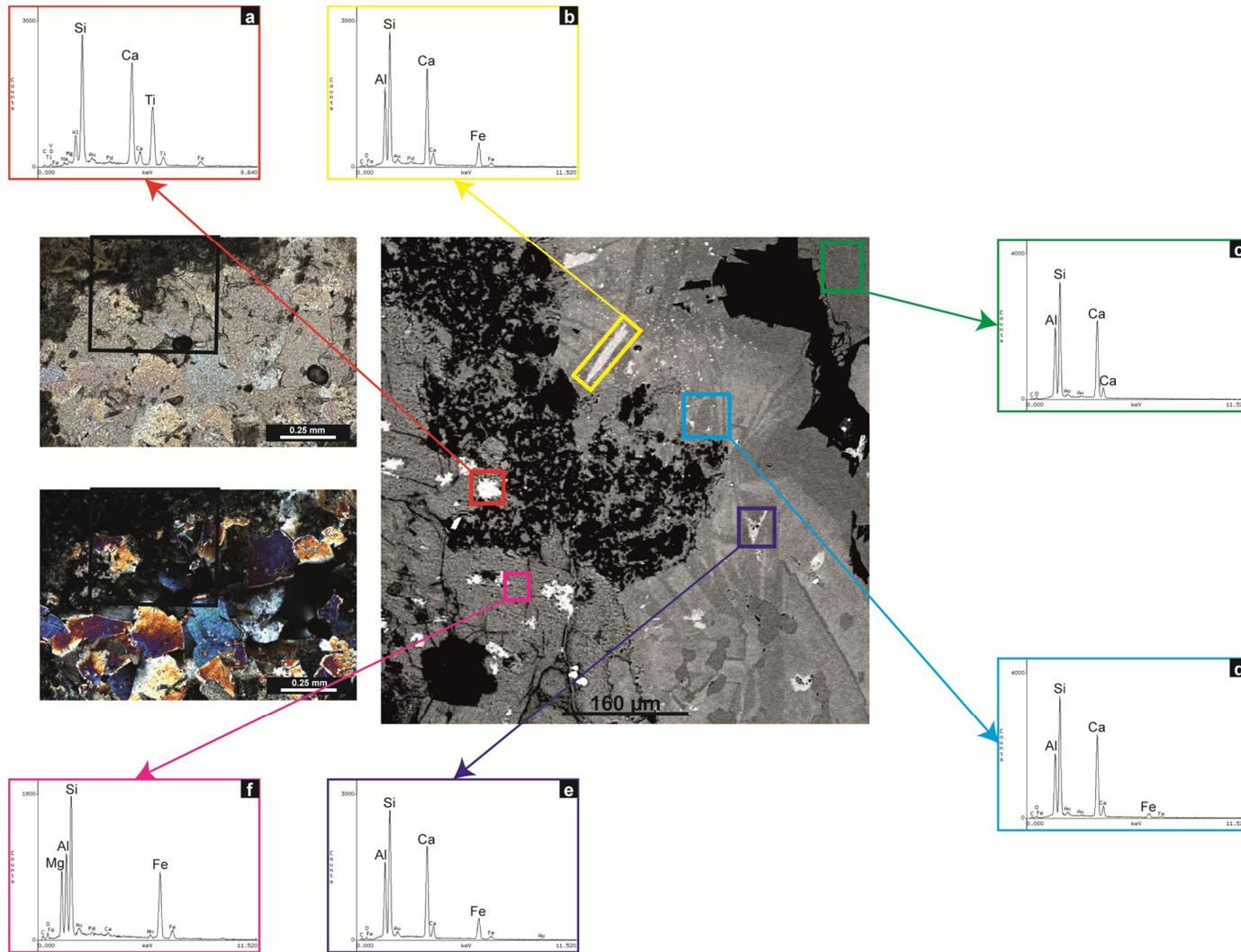


Figura 4-12. Muestra obtenida a los 654 m de profundidad. Se muestran las imágenes obtenidas mediante microscopio óptico a nicols paralelos y cruzados y la imagen obtenida mediante microscopía electrónica de barrido para detallar la zona marcada en amarillo. Los rectángulos en negro indican las zonas en que se realizó microanálisis de rayos X y los patrones que se obtiene como resultados, estos se interpretan como: (a) Titanita (b) Epidota (c) Prehnita (d) Prehnita (e) Epidota y (f) Filosilicatos máficos.

4.4 MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN: MINERALES DE ARCILLA

En la columna del pozo PTe-1 es posible identificar zonas con alteración a minerales de arcilla que presentan una gran diversidad de propiedades ópticas y composiciones químicas. En zonas de alteración hidrotermal estos minerales se suelen presentar como una mezcla mecánica entre dos o más minerales, siendo una de las asociaciones más comunes el interdigitado clorita-esmectita.

La esmectita, al ser un mineral de arcilla, se presenta de grano fino, generalmente de color café. La clorita, en su estado puro, se caracteriza por su color verde con leve pleocroísmo y colores de interferencia generalmente anómalos.

Según las características ópticas reconocidas, es posible inferir cual es el mineral más abundante en la mezcla mecánica observada; sin embargo, para conocer la proporción exacta de la interestratificación es necesaria la realización de análisis más específicos, como difracción de rayos X.

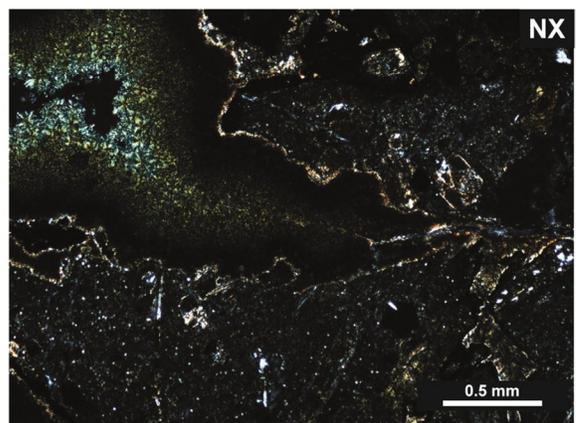
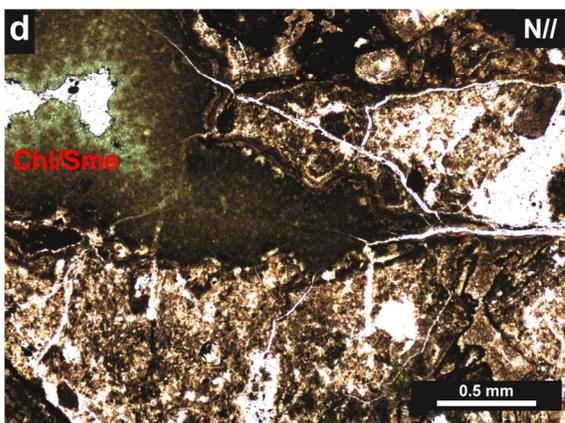
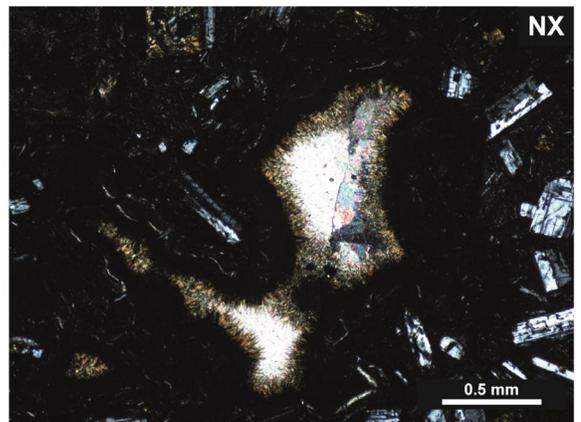
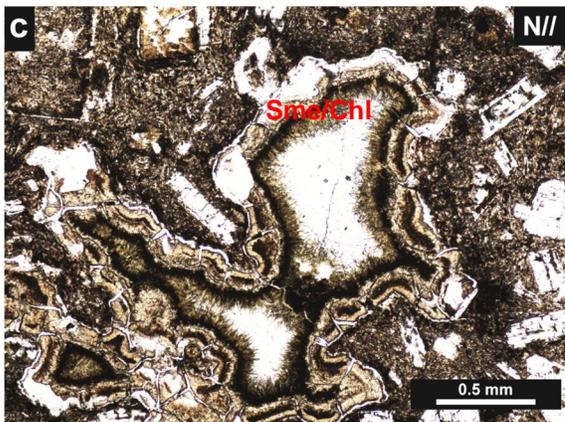
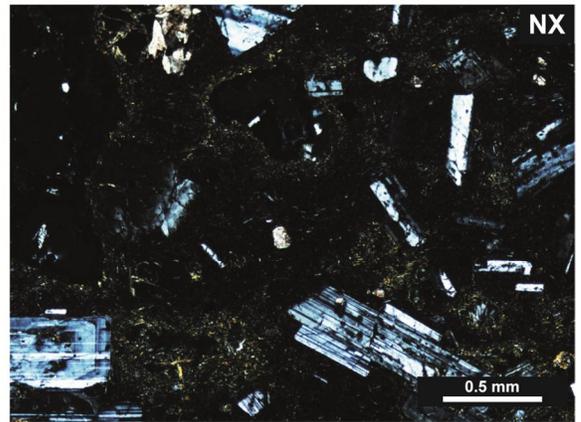
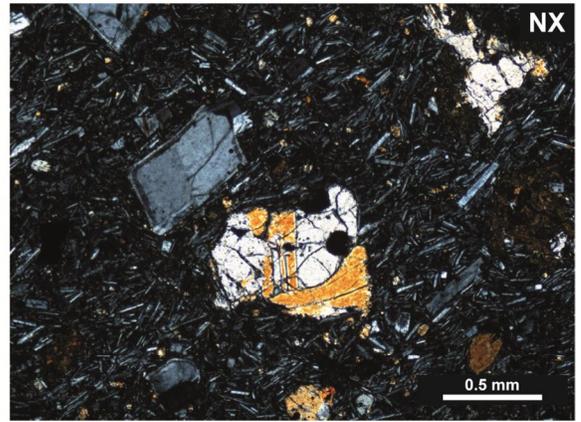
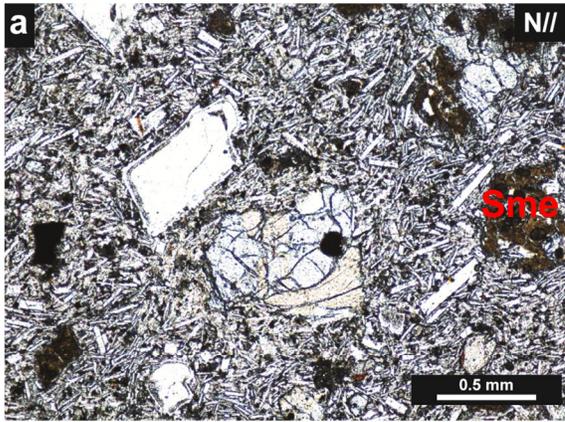
Mediante microscopía petrográfica es posible distinguir en los niveles superiores minerales de arcilla de color pardo a amarillo como reemplazo de fases primarias, dominando el primer tono en minerales máficos y el segundo en masa fundamental, lo que nos indica asociaciones más ricas en esmectita que en clorita (Figura 4-13a y b).

A los 218, 2 m es la primera profundidad en que se encuentran como relleno de vesículas, observándose una zonación que, desde el borde hacia el centro, varía de colores pardos a amarillos (Figura 4-13c). A partir de este nivel es importante la presencia de estos minerales como relleno de espacio, por lo que se presentan de color verde, mientras que como reemplazo de minerales se presenta amarillo-verdoso (Figura 4-13d).

A partir de los 776,6 m de profundidad se observan filosilicatos de color verde y color de interferencia anómalo alterando la masa fundamental, lo que indica la presencia de clorita en un estado más puro. Como reemplazo de fases minerales y como relleno de vetillas, se siguen presentando de color amarillo a verde.

Mediante microscopía electrónica de barrido se identifican filosilicatos máficos en diez de las doce profundidades analizadas, consiguiéndose un total de cincuenta y cuatro microanálisis de rayos X puntuales. Se trabajan los datos mediante el cálculo de cationes por fórmula unidad en base a 28 oxígeno, ya que de esta forma entregan importante información acerca de la proporción de interestratificado clorita-esmectita. Los resultados se muestran en el ANEXO B.

Al graficar cationes mayores no interfoliares versus aluminio en los datos obtenidos en el pozo PTe-1 (Figura 4-14a), es posible observar que el contenido de aluminio varía entre 2,5 y 5 cationes por fórmula unidad y el de cationes no interfoliares entre 18 y 19,7. Esto indica que los filosilicatos máficos se encuentran en una mezcla mecánica intermedia entre clorita y saponita, sin embargo, tienen una pequeña tendencia a desviarse hacia el extremo de la beidellita.



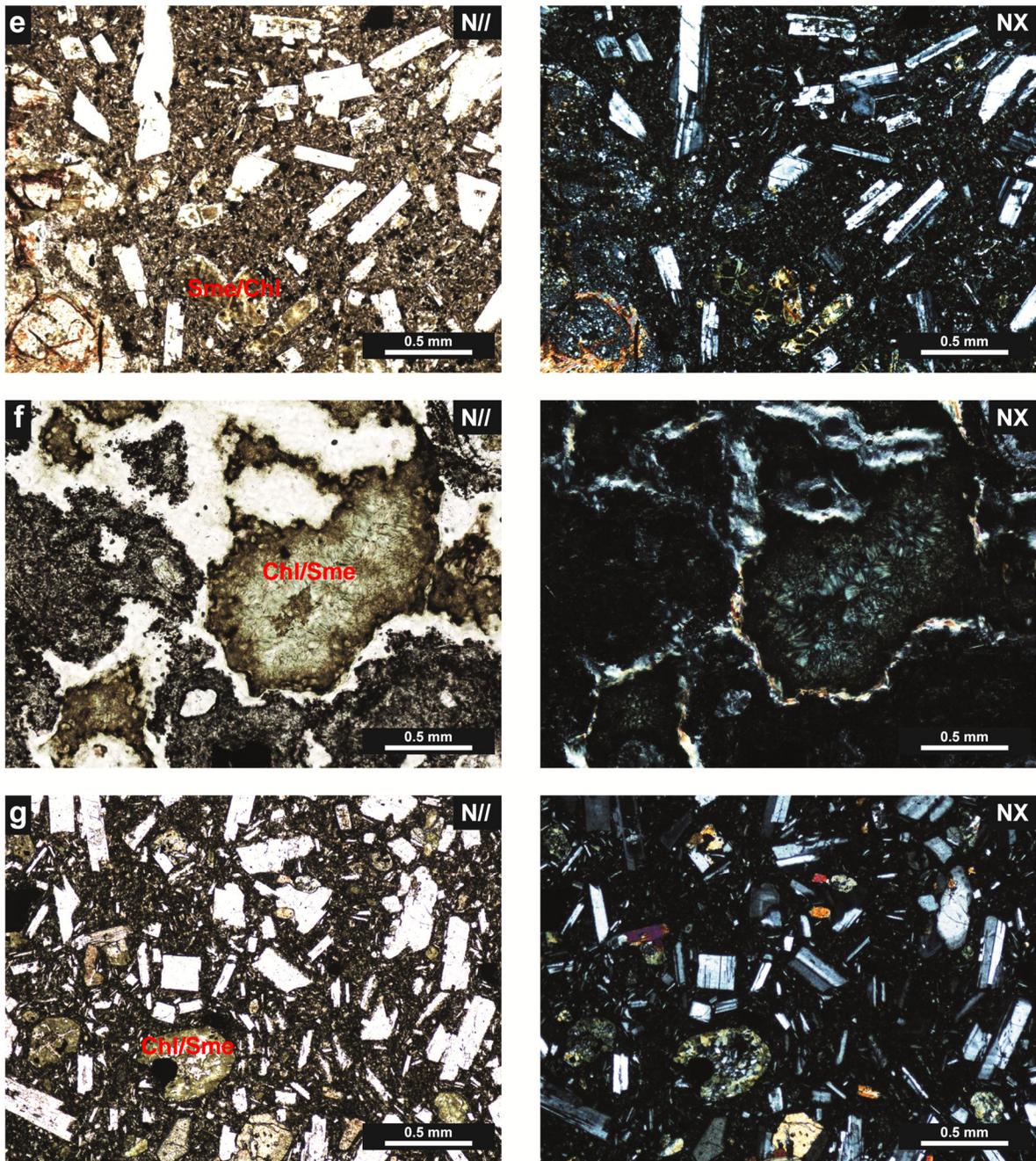


Figura 4-13. Microfotografías en que es posible apreciar la variación de los minerales de arcilla a lo largo de la columna del pozo PTe-1. Para las distintas profundidades se muestran las imágenes a nicols paralelos y cruzados. (a) De color café, como reemplazo de cristales de olivino a los 19,6 m. (b) De color amarillo, diseminado en la masa fundamental a los 158,05 m. (c) Café claro y café oscuro, en el borde de vesículas a los 218,2 m. (d) Color verde, en vetillas a los 260,05 m. (e) Como reemplazo de cristales de plagioclasa, se aprecia un color amarillo verdoso 557,7 m. (f) Color verde pardo, a los 626, 6 m. (g) Color verde, como reemplazo de cristales máficos primarios a los 694,6 m.

Los datos obtenidos hasta los 408 m tienden a presentar un aumento tanto en el contenido de cationes no interfoliares como en el contenido de aluminio en profundidad, lo que se traduce en un aumento en el contenido de clorita en la interestratificación. A partir de esta profundidad los datos pierden dicha tendencia, produciéndose un estancamiento en los valores o incluso una disminución de ellos, como a los 698,4 y 785,05 m de profundidad.

El contenido en sílice es mayor a 6,25 en todos los datos obtenidos, indicando que no se encuentran cloritas puras a lo largo del pozo PTe-1. Al graficar este valor versus el contenido de cationes interfoliares (Figura 4-14b) se observa un comportamiento similar al obtenido en el caso de los cationes no interfoliares, ya que la tendencia se traduce en un aumento en el contenido de capas de clorita hasta los 408 m y posteriormente una distribución que no presenta tendencia clara. A los 654 m de profundidad es donde los datos indican un menor contenido en sílice, es decir un mayor contenido de clorita en la interestratificación.

En cuanto a las proporciones de Fe y Mg es posible señalar que hasta los 408 m se ve una disminución del primero en conjunto con un aumento del segundo. Desde ahí, al igual que en el resto de los patrones, la tendencia no es constante. El diagrama de $Fe/(Fe+Mg)$ versus sílice, además de lo anterior, nos indica que el interestratificado clorita-esmectita corresponde a una diabantita (Figura 4-14c).

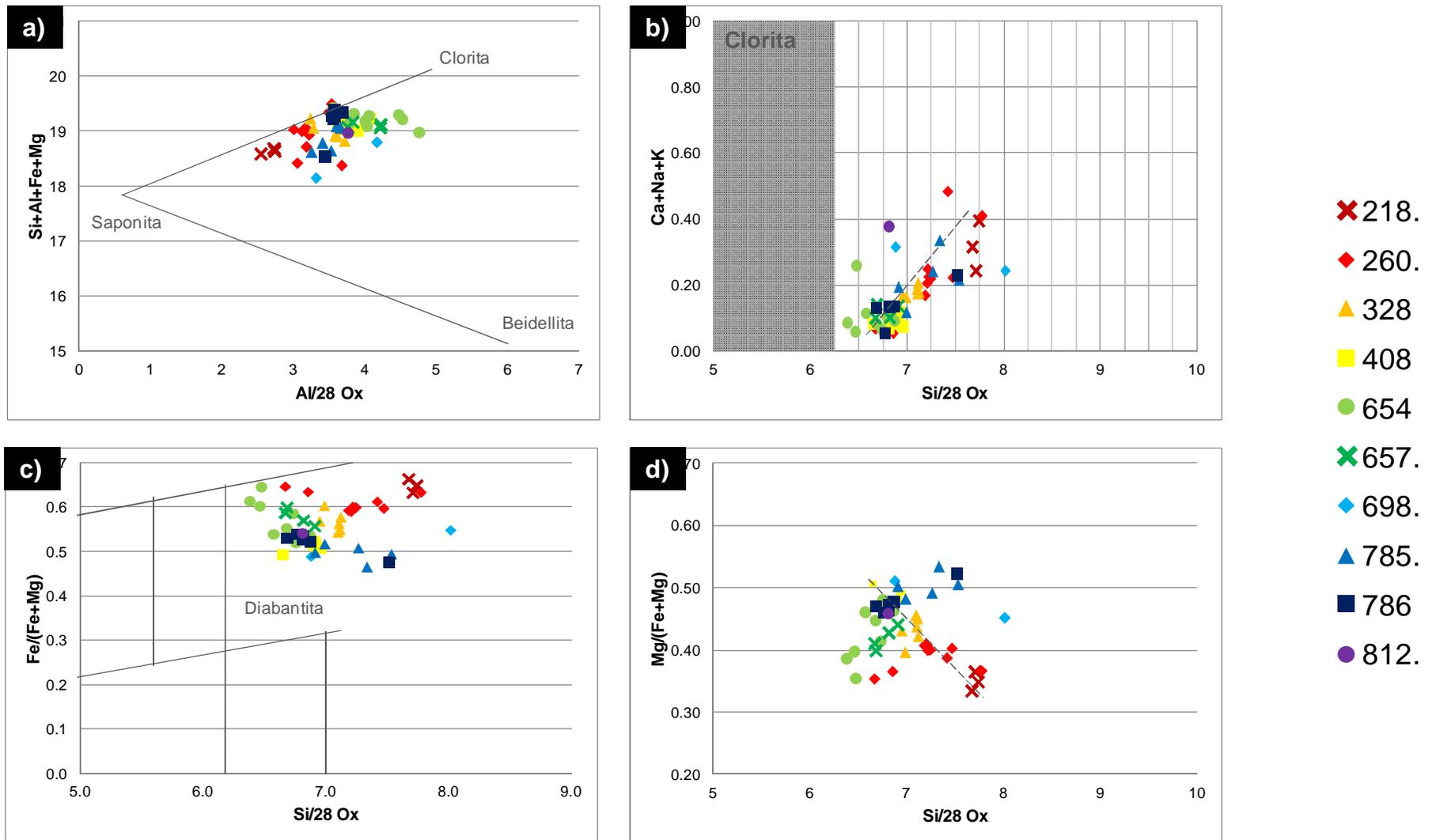


Figura 4-14. Suma de los cationes no-interfoliares mayores (Si+Al+Fe+Mg) versus aluminio total para filosilicatos máficos en el pozo PTe-1, los extremos Saponita y Beidellita representan la composición de dos miembros terminales hipotéticos para esmectitas dioctaédrico y trioctaédrico de baja temperatura. (b) Suma de los cationes interfoliares versus en contenido en sílice. (c) Fe/(Fe+Mg) versus sílice. (d) Mg/(Fe+Mg) versus sílice. Cationes por fórmula unidad calculados en base a 28 oxígenos y detallados en ANEXO B (Schiffman y Fridleifsson, 1991).

5 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

5.1 GENERALIDADES

El método de difracción de rayos X es ampliamente utilizado en investigaciones geológicas ya que es uno de los más confiables al momento de determinar fases minerales presentes en una muestra de roca, sin embargo, a pesar de poseer una gran confiabilidad, también posee ciertas limitaciones que es importante señalar.

- Las fases minerales reconocidas son producto de la interpretación de los difractogramas entregados por el método por un científico a cargo, esto puede llevar a errores, dado que ciertos minerales presentan patrones de gran similitud.
- Los minerales identificados son todos los presentes en la roca, por lo que la diferenciación de las fases minerales de carácter primario y secundario se lleva a cabo según el contexto las características que se conocen previamente de la roca.
- El límite de detección para este método es de un 5%; es decir, minerales que se encuentren en proporciones menores a ésta no serán identificados.

Dado lo anterior, es de gran importancia complementar los resultados aquí entregados con los obtenidos mediante petrografía, cuyo detalle se presenta en el Capítulo IV.

En campos geotermales, además de minerales calcosilicatados estables a baja temperatura, es altamente probable que se presentes minerales de arcilla como producto de la alteración. Los primeros son reconocibles mediante el análisis de roca total, mientras que los segundos son identificados como una única fase al momento de realizar dicho análisis, sin embargo, en estos ambientes los minerales de arcilla suelen presentarse como una mezcla mecánica de dos o más filosilicatos, cuyas proporciones son dependientes de las condiciones bajo las cuales ocurre la alteración.

Dado lo anterior, es de gran importancia obtener una individualización de las fases de minerales de arcilla presente en la muestra, por lo que se necesita realizar un análisis exclusivo de separado de arcillas que consiste en la orientación de los cristales, el tratamiento con aire seco y la solvatación con etilenglicol.

En el presente capítulo se muestran los resultados obtenidos en los laboratorios de Nueva Zelanda y de la Universidad de Granada, en España. Los difractogramas obtenidos por ambos laboratorio y su interpretación respectiva se entregan en el ANEXO C.

5.2 ANÁLISIS DE ROCA TOTAL

Los resúmenes de los minerales obtenidos mediante análisis de roca total por el laboratorio Neozelandés y por la Universidad de Granada se entrega en Tabla 5-1 y

Tabla 5-2, respectivamente.

En el caso de la Universidad de Granada, además de la identificación de fases minerales, se realiza una aproximación semicuantitativa del porcentaje de minerales encontrados, valores que, si bien no pueden ser considerados como absolutos, permiten contar con una proporción relativa entre los minerales presentes.

Mineralogía Primaria

De los datos entregados por los distintos laboratorios es posible observar que los cristales de plagioclasa son bastante abundantes y persistentes, sobrepasando en todos los casos el 50%. Según las observaciones realizadas por los expertos de la Universidad de Granada, los cristales de plagioclasa presentan un mayor componente cálcico, lo que se puede deber a una composición intermedia rica en calcio o a una posible albitización de plagioclasas de composición anortítica.

Además de cristales de plagioclasa, se reconocen cristales de piroxeno que se distribuyen de forma discreta a lo largo de la columna y no sobrepasan el 5% de abundancia. Este bajo contenido se atribuye a que un porcentaje menor de cristales de piroxeno dificulta la detección de ellos, y a que en la mayoría de los casos los cristales se encuentran alterados imposibilitando su reconocimiento.

Mineralogía de Alteración

Como minerales de alteración son reconocidos a lo largo de gran parte de la columna cristales de pirita, cuarzo y calcita.

Cristales de pirita se presentan en dos tramos principales de forma continua, que corresponde a los comprendidos entre los 370,8 y 470 m, y entre los 595 y 654 m. Además se presentan de forma aislada en las muestras representativas de los 698,4 y 786 m de profundidad. Cuarzo es reconocido en prácticamente todas las muestras estudiadas por difracción de rayos X, siendo sólo ausente en dos muestras con profundidades inferiores a los 300 m. Calcita es reconocida desde los 408 m de profundidad de forma discreta, volviéndose continua entre los 660 y los 764 m de profundidad.

Otros minerales reconocidos, pero de forma más acotada, son prehnita, ceolitas y filosilicatos. Los cristales de prehnita son los que se reconocen de forma más escasa, siendo solo identificados en la muestra representativa de los 657,7 m de profundidad.

Entre los miembros del grupo de las ceolitas que son reconocidos gracias a este método, encontramos wairakita y analcima. La wairakita está en seis muestras distribuidas en forma discreta entre los 488,45 m y los 698,4 m, mientras que analcima se reconoce a los 638,9 m, sugiriendo una disminución de la temperatura a esa profundidad, ya que este mineral, al igual que la mayoría de las ceolitas, es estable a temperaturas menores a los 200°C, incluso en algunos trabajos se establece que su formación comienza alrededor de los 125°C (Bettison y Schiffman, 1988). Es importante señalar que en la muestra en que se reconoce analcima no se identifica wairakita.

Tabla 5-1. Cuadro resumen de los minerales presentes en muestras representativas de 23 profundidades diferentes. Los difractogramas se adjuntan en ANEXO C. Los símbolos presentes en la tabla representa: ▲ – presente, △ - tentativamente identificado en cantidades traza.

Muestra	Minerales Presentes									
	Cuarzo	Plagioclasa	Clorita	Esmectita	Illita	Illita-Esmectita	Prehnita	Wairakita	Calcita	Otro
PTE-1 223.25m	▲	▲		▲						
PTE-1 232.4m		▲		▲						Piroxeno, Pirita
PTE-1 258.9m	▲	▲		▲						
PTE-1 290.3m		▲	△	▲						Trazas de illita, Biotita?
PTE-1 370.8m	▲	▲	▲			△				Pirita
PTE-1 408m	▲	▲	▲						▲	Pirita
PTE-1 446.6m	▲	▲	▲							Pirita
PTE-1 470m	▲	▲	▲						▲	Pirita
PTE-1 488.45m	▲	▲	▲			△		▲		
PTE-1 540.4m	▲	▲ (albita)	▲			△		△		
PTE-1 557.7m	▲	▲	▲						▲	
PTE-1 595m	▲	▲	▲					▲		Pirita
PTE-1 638.9m	▲	▲	▲							Pirita, Analcima
PTE-1 654m	▲	▲	▲		△				▲	Pirita
PTE-1 657.7m	▲		▲				▲	▲		
PTE-1 660.1m	▲	▲ (albita)	▲			△		△	▲	
PTE-1 692.4m	▲	▲	▲						▲	
PTE-1 698.4m	▲	▲	▲						▲	Pirita
PTE-1 698.4m vein	▲							▲	▲	
PTE-1 764m	▲	▲	▲		△				▲	
PTE-1 776.65m	▲	▲	▲							Piroxeno?
PTE-1 785.05m	▲	▲	▲		△					Corrensita?
PTE-1 794.5m	▲	▲	▲							
PTE-1 812.1m	▲	▲	▲							

Tabla 5-2. Cuadro resumen de los minerales presentes en muestras representativas de 4 profundidades pertenecientes al pozo PTe-1. En ellas se entrega una semicuantificación de los porcentajes de cada mineral en la muestra.

Muestra	Minerales Presentes				
	Cuarzo	Feldespatos	Filosilicatos	Piroxeno	Pirita
PTE-1 408m	20	65	15		8
PTE-1 557.7m	16	75	17		
PTE-1 776.65m	13	74	18	5	
PTE-1 786m	31	50	12	5	2

Los minerales de arcilla reconocidos, mediante estudio de roca total, corresponden a esmectita hasta los 300 m, profundidad a la que se comienza a reconocer la presencia de clorita hasta el final de la columna. Adicionalmente, a 370,8 m; 488,45 m; 540,4 m y 660,1 m, se reconoce interestratificación illita-esmectita, y a los 654 m; 764 m y 785,05 m illita en estado puro. En la Universidad de Granada se reconoce filosilicatos en las cuatro muestras analizadas, sin embargo, no se hace una diferenciación de ellos.

Es importante señalar que algunas fases son difíciles de identificar, ya que sus peaks característicos se confunden con los de otros minerales pudiendo solo ser reconocido aquel que presenta mayor abundancia. Esto posiblemente ocurre con la epidota ya que su patrón es bastante similar al de feldespatos, y al ser estos últimos tan abundantes en la muestra no permitirían el reconocimiento de epidota.

5.3 ANÁLISIS DE SEPARADO DE ARCILLAS

Según los resultados obtenidos para el análisis de roca total se determina cuáles son las muestras a las que es necesario realizar análisis de separado de arcillas.

De los resultados obtenidos en Nueva Zelanda (Tabla 5-3) se desprende que en los 300 primeros metros de la columna se presenta esmectita es estado puro, ya que las cuatro muestras estudiadas en este tramo presentan esta fase.

Luego, se identifica interestratificación illita-esmectita en las muestras de 370,8 m; 488,45 m y 660,1 m de profundidad. En ellas se ve un aumento del contenido de illita en profundidad, encontrándose en las dos superiores un 80% de illita y en la inferior un 90%, sin embargo, este comportamiento no es uniforme, ya que illita pura es encontrado en tres muestras entre los 540 y los 654 m y luego a los 764 m, indicando niveles con illita pura intercalados con otros que presentan illita-esmectita.

En cuanto a la presencia de clorita, trazas de este mineral se reconocen por primera vez a los 232 m, para ya a los 290,3 m volverse constante a lo largo de toda la columna.

Los resultados entregados por la Universidad de Granada (Tabla 5-4) indican que el interestratificado de filosilicatos máficos presente en el pozo es más bien clorita-esmectita, sin embargo, ya que sólo se cuenta con análisis en cuatro profundidades, no es posible realizar una interpolación de la ocurrencia de filosilicatos a lo largo de toda la columna.

Otros filosilicatos que se reconocen son caolinita, en las cuatro muestras, e interestratificación illita-esmectita en la muestra representativa de los 408 m de profundidad.

Tabla 5-3. Tabla resumen de los filosilicatos encontrados por Mark Simpson en las muestras pertenecientes al pozo PTe-1. Los difractogramas a partir de los que se llega a estos resultados se presentan en el ANEXO C.

Muestra	Minerales Presentes				
	Esmectita	Illita-Esmectita	Illita	Clorita	Otro
PTE-1 223.25m	▲				
PTE-1 232.4m	▲			Δ?	Cristobalita?
PTE-1 258.9m	▲				
PTE-1 290.3m	▲			▲	
PTE-1 370.8m		▲ 80 % illita		▲	
PTE-1 488.45m		▲ 80 % illita		▲	
PTE-1 540.4m			▲	▲	
PTE-1 638.9m			Δ	▲	
PTE-1 654m			▲	▲	
PTE-1 660.1m		▲ 90 % illita		▲	
PTE-1 764m			▲	▲	
PTE-1 785.05m				▲	Corrensita
PTE-1 812.1m				▲	

Tabla 5-4. Tabla resumen de los filosilicatos encontrados en las muestras del pozo PTe-1 por los Drs. Francisco Carillo y Salvado Morales en la Universidad de Granada. Los valores se obtienen mediante separado de arcillas con tamaño menor a 2 μm, secados al aire y solvatación con etilenglicol.

Muestra	Minerales Presentes		
	Caolinita	Clorita-Esmectita	Illita-Esmectita
PTE-1 408m	▲	▲ (%Smt < 10%)	▲
PTE-1 557.7m	▲	▲ (%Smt 20-40%)	
PTE-1 776.65m	▲	▲ ((%Smt 20-40%)	
PTE-1 786m	▲	▲ ((%Smt 20-40%)	

Es importante señalar que a los 408 m de profundidad se ubica la muestra que presenta un menor contenido de esmectita (<10%), mientras que en las otras tres profundidades el contenido de esmectita es mayor, variando entre un 20 y un 40%.

6 ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

6.1 METODOLOGÍA

En el presente capítulo se entregan los resultados obtenidos mediante análisis termométrico en inclusiones fluidas. Esta técnica analítica no destructiva es la más utilizada, ya que permite conocer las condiciones de salinidad y temperatura de las inclusiones atrapadas en un cristal.

Para llevar a cabo el estudio, se eligen zonas que cuenten con minerales de alteración transparentes al microscopio petrográfico en las que se realizan cortes dobles pulidos. En este caso se eligen 4 muestras correspondientes a los 470; 663,6; 705,3 y 804,1 m de profundidad (Figura 6-1), que se caracterizan por presentar vetillas rellenas con cristales bien formados y de tamaño apropiado para el estudio.

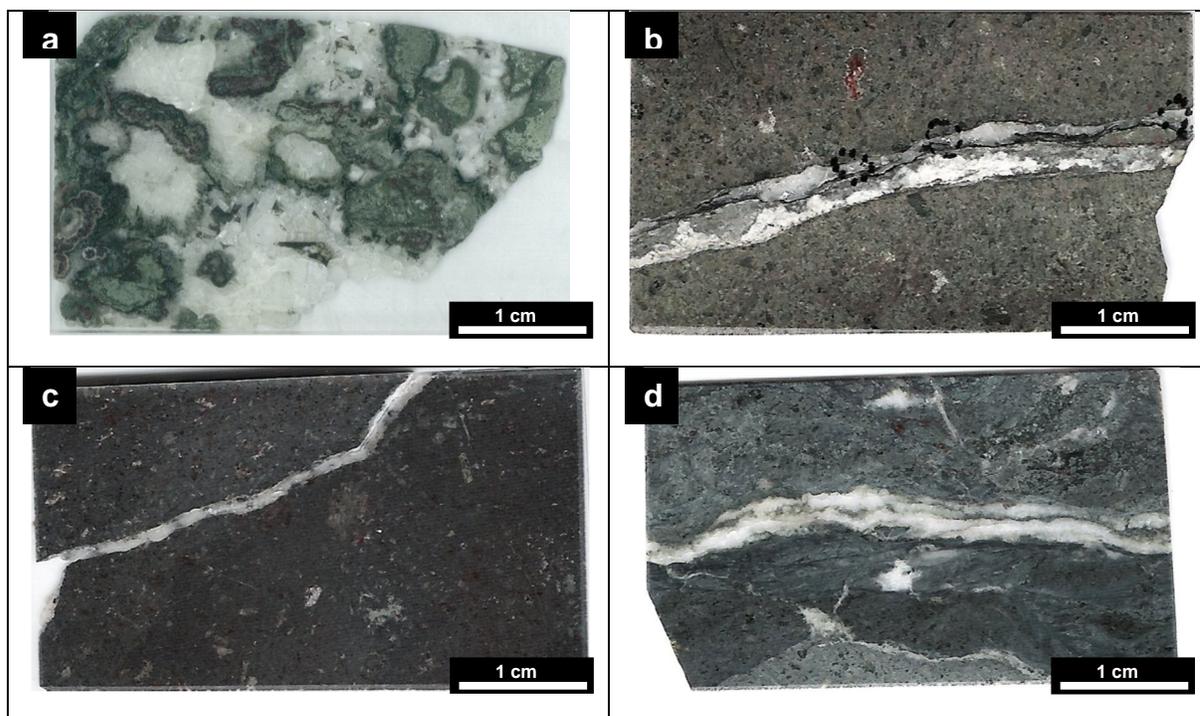


Figura 6-1. Muestras preparadas como cortes dobles pulidos para el estudio de inclusiones fluidas. En ellas se observan vetillas rellenas con calcita y polimorfos de sílice. a) PTe-1 470m, b) PTe-1 663,6m, c) PTe-1 705,3m y d) PTe-1 804,1m.

Una vez preparadas las muestras, se observan en un microscopio petrográfico con el fin de determinar su proporción de relleno, tamaño, forma, distribución dentro del cristal y si son de carácter primario o secundario. Luego, se procede a la medición de la temperatura de homogenización (T_h), que es indicativa de la temperatura mínima de atrapamiento; y de la temperatura de fusión (T_f), que se correlaciona con la salinidad de la siguiente forma:

$$\% \text{peso NaCl}_{eq} = 1,76958 \cdot T_f - 4,2384 \cdot 10^{-2} \cdot T_f^2 + 5,2778 \cdot 10^{-4} \cdot T_f^3 \pm 0,028 \text{ (Potter et al., 1978)}$$

Para que los datos sean de mayor precisión es necesario contar con los valores de corrección que se obtienen mediante la medición del punto de fusión de agua bidestilada, y la medición de temperatura de homogenización de correctores que en este caso corresponden a dos: uno de 70 y otro de 180°C.

De las mediciones realizadas para la corrección se desprende que las temperaturas de fusión y homogenización son en realidad menores a los valores medidos, ya que para una homogenización que en teoría ocurre a 180°C se mide una temperatura de 188°C.

En la Figura 6-2 se observa que la diferencia entre las temperaturas de homogenización medida y la real no es constante, y tiende a aumentar a mayores temperaturas. Dado lo anterior, la corrección se realiza de forma directa sólo para los valores de fusión, ya que al contarse solo con correctores hasta los 180 °C no se sabe cuál es la diferencia para valores que superan los 200°C, sin embargo, es necesario tener en cuenta esta diferencia al momento de trabajar con los datos, ya que puede llevar a una sobreestimación de la temperatura de alteración.

La diferencia entre las mediciones realizadas y los valores teóricos de los correctores se deben, probablemente, a una mala calibración del instrumento en el ascenso de la temperatura, lo que explicaría que esta diferencia aumente a mayores temperaturas.

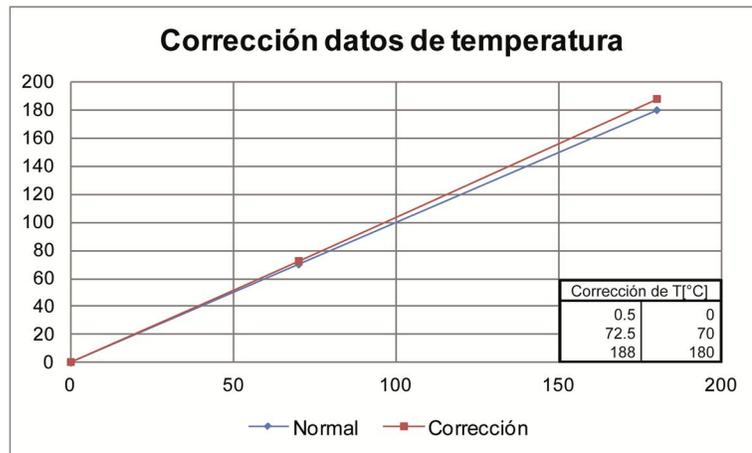


Figura 6-2. Representación gráfica de la comparación entre los valores normales (azul) y corregidos (rojo) para las temperaturas medidas con la platina Linkam THMS-600 ubicada en el laboratorio de microscopía de investigación de la Universidad Católica del Norte.

6.2 PETROGRAFÍA

6.2.1 PTe-1 470 m

En esta profundidad la roca corresponde a una roca volcánica clástica bastante alterada y fracturada, en que destaca la presencia de una vetilla semillena de aproximadamente 2 cm de ancho (Figura 6-1a).

El relleno de la vetilla está compuesto por calcita y cuarzo. El primero se caracteriza por ser abundantes, con morfología en espada y tamaños que alcanzan los 5 mm; mientras que el segundo es más escaso, de forma hexagonal y suelen ubicarse en los márgenes de vetillas. Es importante señalar que, en la zona de contacto, los cristales se encuentran intercrecidos.

Las inclusiones se hospedan en cristales de cuarzo y calcita. En ambos minerales se presentan bifásicas, ya sea ricas en vapor o en líquido, sugiriendo la ocurrencia de ebullición a esta profundidad.

Las inclusiones presentes en cristales de cuarzo son primarias y suelen presentar forma de cristal negativo u ovalo, con tamaños variables que en promedio rodean los 20 μm . Se distribuyen, generalmente, de forma azarosa dentro de los cristales, pero en algunos casos siguen la línea de crecimiento. La proporción de relleno, estimada de forma visual, rodea un 90%.

En los cristales de calcitas se presentan inclusiones primarias y secundarias, reconociéndose las segundas por su gran tamaño y fácil decrepitación al momento de aumentar la temperatura. Solo se estudian las de carácter primarios que muestran un tamaño promedio de 14 μm y se suelen ubicar a lo largo de los clivajes de los cristales, por lo que su forma es irregular, pero destacan las formas alargadas (Figura 6-3a). En cuanto a su proporción de relleno, ésta es bastante similar a la observada en cristales de cuarzo, estimándose entre un 90 y un 95%.

6.2.2 PTe-1 663,6 m

La roca que se presenta en esta profundidad corresponde a una lava andesítica porfírica de piroxeno con fuerte alteración de la masa fundamental a clorita y hematita. Destaca la presencia de vetillas con ángulo entre 0° y 70° con respecto al eje del sondaje, una de las cuales es utilizada para el estudio de inclusiones.

La vetilla, de aproximadamente 5 mm de ancho, está formada por calcita y cristales de cuarzo bastante pequeños (Figura 6-1b), por lo que solo es posible diferenciar inclusiones fluidas en los cristales de calcita. Los cristales son regulares, con clivajes bien marcados, y con tamaño aproximado de 2 mm.

Las inclusiones observadas son bifásicas, de carácter primario y se suelen presentar a lo largo del clivaje de los cristales (Figura 6-3b). Por presentarse en estas zonas en que el cristal es más blando muchas presentan fuga del fluido, por lo que no pueden ser utilizadas en la medición ya que decrepitan rápidamente.

La morfología de las inclusiones es bastante irregular y alcanzan un tamaño promedio de 16 μm , además su proporción de relleno se encuentra entre 90 y 95%.

6.2.3 PTe-1 705,3 m

Al igual que en la mayor parte de la Unidad IV, en esta profundidad encontramos lavas macizas andesíticas de piroxeno, con vetillas de sílice, calcita y hematita. Para el

estudio de inclusiones se opta por una vetilla de calcita de aproximadamente 2 mm de ancho (Figura 6-1c).

Los cristales de calcita son bastante pequeños, irregulares y presentan abundante clivaje, lo que dificulta el reconocimiento y posterior estudio de las inclusiones. Se presentan algunas de tamaño cercano a 0,1 mm, que se clasifican como secundarias debido a que se ubican en cavidades dentro del cristal.

Las inclusiones primarias presentes en esta profundidad son bifásicas, con un tamaño promedio que no sobrepasa los 10 μm y formas irregulares que suelen ser alargadas (Figura 6-3c).

Al igual que en las otras profundidades en que se encuentran las inclusiones fluidas en cristales de calcita, éstas se presentan mayormente en clivajes y subordinadamente inmersos azarosamente en el cristal. La proporción de relleno en la mayoría de los casos rodea el 90%, pero en las de menor tamaño este valor se estima en solo un 80%.

6.2.4 PTe-1 804,1 m

En esta profundidad se observan lavas con fuerte brechización y abundante presencia de vetillas rellenas con calcita, clorita y esmectita, que se encuentran circunscribiendo los bloques de lava.

La vetilla escogida para el estudio presenta aproximadamente 5 mm de ancho y está rellena con calcita y pequeños cristales de cuarzo (Figura 6-1d). El estudio se realizó en cristales de calcita que alcanzan como máximo un tamaño de 5 mm, por lo que se dificulta el estudio de las inclusiones.

En esta profundidad las inclusiones son alargadas y con un tamaño promedio de 15 μm , sin embargo, a pesar de que presentan un tamaño mayor al de la muestra de los 705,3 m de profundidad, realizar mediciones en esta muestra es bastante complicado, ya que la mayoría de las inclusiones han sufrido fuga del fluido o estrangulamiento.

Se observan inclusiones de carácter primario y secundario. Las primeras son bifásicas, con formas bastante irregulares alargadas y, al igual que en la mayor parte de los cristales de calcita, se hospedan en el clivaje por lo que se observan en líneas con ángulos de 60° y 120°, además su proporción de relleno se estima entre un 90 y un 95%.

Las inclusiones secundarias son de tamaños mayores, llegando incluso a superar los 50 μm . Muestran formas irregulares y no presentan en los cúmulos de inclusiones que se alojan a lo largo del clivaje. Su proporción de relleno es menor a la observada en las primarias, rodeando solo un 80%. Estas no son consideradas para las mediciones de temperatura, ya que además de no representar el fluido original de la alteración, son escasas por lo que las mediciones no serían estadísticamente confiables.

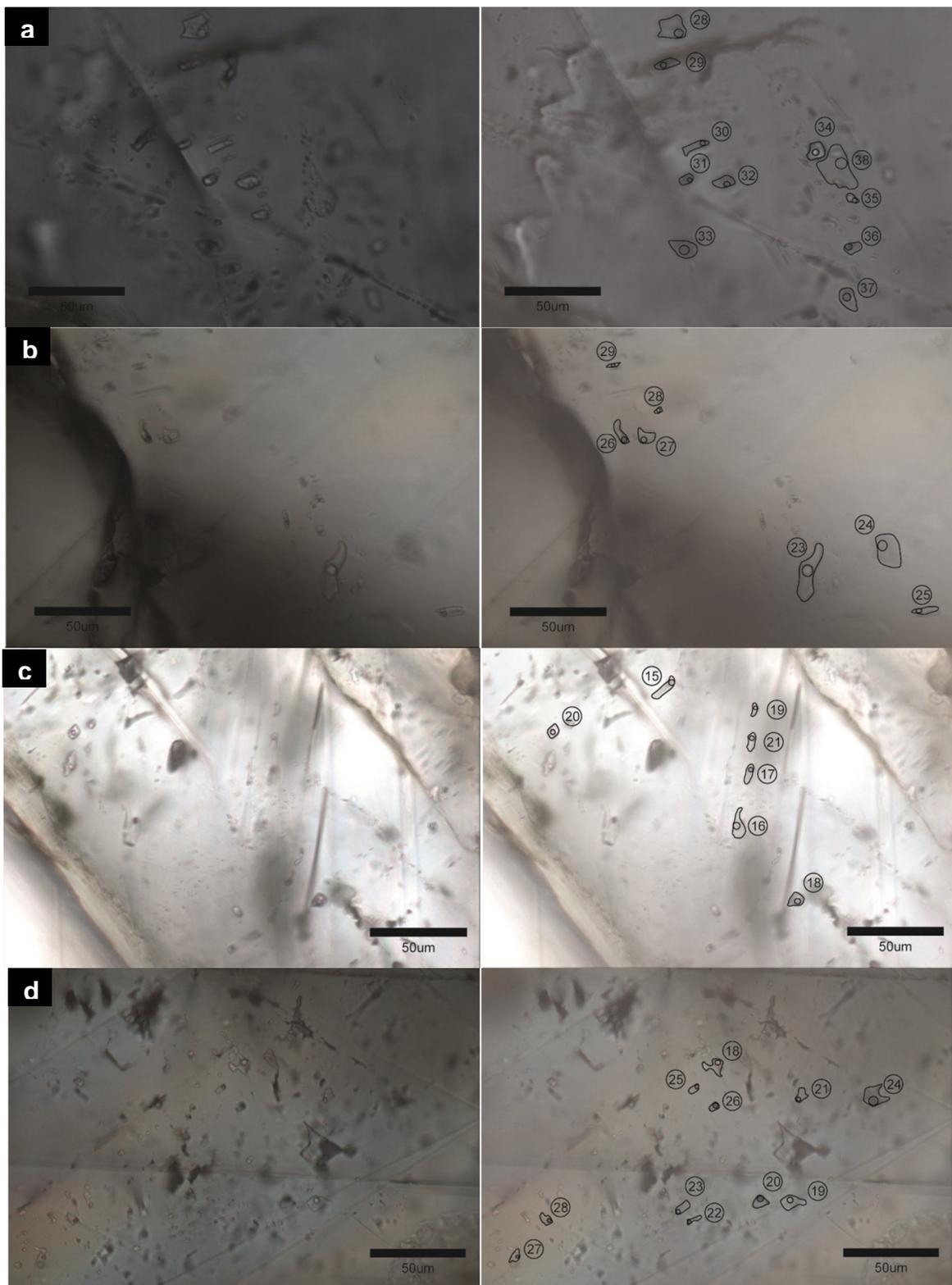


Figura 6-3. Inclusiones fluidas en cristales de calcita reconocidas en las distintas muestras del pozo PTe-1. A la izquierda se muestra la fotografía original, y a la derecha las inclusiones proyectadas en un solo plano y el punto de análisis que le corresponde. a) 470m zona 4, b) 663,6m zona 3, c) 705,3m zona 3 y d) 804,1m zona 4.

6.3 RESULTADOS

La selección de las inclusiones aptas para medición se realiza en base a las características petrográficas determinadas. Se eligen zonas en que se presenta una alta densidad de inclusiones primarias, y dentro de estas zonas se busca el mayor número de inclusiones que no hayan sufrido fuga de líquido ni estrangulamiento, ya que ambos procesos pueden producir una alteración en el contenido de líquido y/o vapor atrapado en la cavidad.

Se busca realizar una cantidad de mediciones mayor a 35 para que los datos tengan una mayor confiabilidad, sin embargo, esto es difícil de conseguir ya que al trabajar principalmente con cristales de calcita las inclusiones tienden a decrepitar a temperaturas inferiores a la temperatura de homogenización. Los datos se detallan en el ANEXO D.

6.3.1 PTe-1 470 m

Para esta muestra se obtienen 38 datos de temperatura de fusión, y 37 de temperatura de homogenización.

En los cristales de cuarzo la temperatura de fusión, ya corregida, fluctúa entre los $-1,2$ y los $-0,6^{\circ}\text{C}$, lo que se traduce en una salinidad entre 1,05 y 2,07 %peso NaCl equivalente, mientras que en los cristales de calcita la temperatura de fusión se encuentra entre $-0,5$ y $-0,2^{\circ}\text{C}$, obteniéndose una salinidad entre 0,35 y 0,88 %peso NaCl equivalente (Tabla 6-1).

En cuanto a la temperatura de homogenización se observa en el gráfico de frecuencia (Figura 6-4a) que las mediciones realizadas en cristales de cuarzo siguen una tendencia normal, con un máximo de datos en el rango de temperatura entre los 210 y 220°C , mientras que en los cristales de calcita se distinguen dos familias, una a temperaturas menores de 210°C y otra a temperaturas mayores a 220°C , sin embargo, la diferencia de temperatura entre las familias es tan baja que puede ser considerada dentro del campo del error.

Al graficar temperatura de homogenización versus salinidad (Figura 6-5) se observa tres familias de datos: la primera está dada por las mediciones en cristales de cuarzo que presentan un rango de temperaturas entre 202 y 270°C y una salinidad promedio de 1,52 %peso NaCl equivalente; el segundo se encuentra en cristales de calcita y se caracteriza por salinidades menores ($0,70$ %peso NaCl equivalente) y temperaturas menores a 210°C ; y un tercer grupo, también en cristales de calcita, que presenta el mismo rango de salinidades pero temperaturas mayores a los 220°C .

6.3.2 PTe-1 663,6 m

En esta muestra se selecciona un total de 36 inclusiones, de las cuales se puede medir temperatura de fusión en todas, y temperatura de homogenización solo en 31.

Las temperaturas de fusión varían entre $-1,8$ y $-0,5^{\circ}\text{C}$, lo que indica salinidades que van desde 0,88 hasta 3,06%peso NaCl equivalente, mientras que las temperaturas de homogenización medidas van desde los 181 hasta los 300°C (Tabla 6-1).

En el gráfico de frecuencia se aprecia que, si bien los datos presentan una tendencia normal entre los 220 y los 280°C con la mayor condensación de datos entre 240 y 250°C , hay once datos que no se presentan dentro del rango esperable (Figura 6-4b).

En cuanto a los datos de temperatura de homogenización versus salinidad, no se encuentran grupos claros de datos, sino más bien una amplia dispersión de ellos (Figura 6-5), con una desviación estándar para la temperatura de $30,25^{\circ}\text{C}$ y de 0,66%peso NaCl para la salinidad.

Al trabajar solo con los datos que siguen una tendencia normal en el gráfico de frecuencia, se obtiene que la temperatura promedio es de 249°C , es decir 8 grados mayor a lo estimado con la totalidad de los datos, sin embargo, esta aproximación no es del todo correcta, ya que es posible que junto con eliminar datos erróneos producto de la mala selección de las inclusiones, se estén eliminando datos que presentan temperaturas menores por un proceso natural.

6.3.3 PTe-1 705,3 m

El estudio de esta muestra abarca un total de 29 inclusiones con medición de su temperatura de fusión, y 26 con medición de temperatura de homogenización.

Los valores de la temperatura de homogenización van desde $-1,1$ hasta $-0,4^{\circ}\text{C}$, lo que indica una salinidad entre 0,70 y 1,91%peso NaCl equivalente (Tabla 6-1).

Los datos de temperatura de homogenización presentan una distribución normal, con una pequeña anomalía entre los 210 y 220°C donde existe un exceso de datos, y una desviación estándar de $11,93^{\circ}\text{C}$. La mayor concentración de datos se encuentra entre los 240 y 250°C , sin embargo, valor medio es de $237,92^{\circ}\text{C}$ (Figura 6-4c,Tabla 6-1).

Al ser ésta la muestra que presenta la menor desviación estándar para temperatura, en el gráfico de temperatura de homogenización versus salinidad, los datos se encuentran bastante concentrados con respecto al eje x, mientras que abarcan un intervalo mayor a una unidad de %peso NaCl equivalente, sin embargo, no se puede hablar de más de una familia de datos, ya que existen valores en todo el intervalo.

6.3.4 PTe-1 804,1 m

Esta es la muestra en la que se obtiene el menor número de datos correspondientes a temperatura de homogenización, alcanzando solo las 20 mediciones, mientras que los datos correspondientes a temperatura de fusión superan las 30 mediciones. El principal motivo de dicha diferencia se debe a la fácil decrepitación de las inclusiones por encontrarse en los clivajes de calcita. Es importante

señalar que si bien muchas de las inclusiones sufren decrepitación, este proceso ocurre a temperaturas cercanas a los 150°C, y las inclusiones que no sufren ruptura a esta temperatura sobrepasan, en algunos casos, los 250°C sin sufrir daño y son aptas para conseguir buenos datos.

Las temperaturas de fusión medidas fluctúan entre los -1,2 y -0,5°C, lo que sugiere salinidades que varían entre 0,88 y 2,07% peso NaCl equivalente (Tabla 6-1). Mediante el gráfico de frecuencia de datos obtenidos se aprecia que la tendencia de los datos refleja una distribución normal, con su máximo entre los 240 y 250°C (Figura 6-4d). Además, en la representación gráfica de los valores de salinidad versus temperatura, es posible apreciar que el rango de temperatura en que se encuentran los datos es bastante acotado (Figura 6-5), con una desviación estándar de 13,80°C.

Con respecto a la salinidad, estos datos se encuentran en un rango un poco mayor, sin embargo, no es posible hablar de dos familias de datos ya que, además de tener una desviación estándar de tan solo 0,37% peso NaCl equivalente, solo tres datos se pueden considerar alejados del promedio, que corresponde a 1,22% peso NaCl equivalente.

Tabla 6-1. Resumen de los datos obtenidos mediante termometría en inclusiones fluidas reconocidas en cuatro profundidades. Se muestra el número de datos, los valores mínimo, máximo, promedio y desviación estándar tanto para temperatura de homogenización como para salinidad.

		N° mediciones	Mínimo	Máximo	Media	Desviación Estándar
PTe-1 470 Cuarzo	T _h [°C]	18	202	270	221	16,57
	Salinidad [%NaCl eq]	19	1,05	1,07	1,52	0,33
PTe-1 470 Calcita	T _h [°C]	19	199	266	225	17,78
	Salinidad [%NaCl eq]	19	0,35	0,88	0,70	0,17
PTe-1 663,6 Calcita	T _h [°C]	31	181	300	241	30,25
	Salinidad [%NaCl eq]	36	0,88	3,06	1,68	0,66
PTe-1 705,3 Calcita	T _h [°C]	26	216	260	238	11,93
	Salinidad [%NaCl eq]	29	0,70	1,91	1,23	0,38
PTe-1 804,1 Calcita	T _h [°C]	20	225	288	242	13,80
	Salinidad [%NaCl eq]	31	0,88	2,07	1,17	0,37

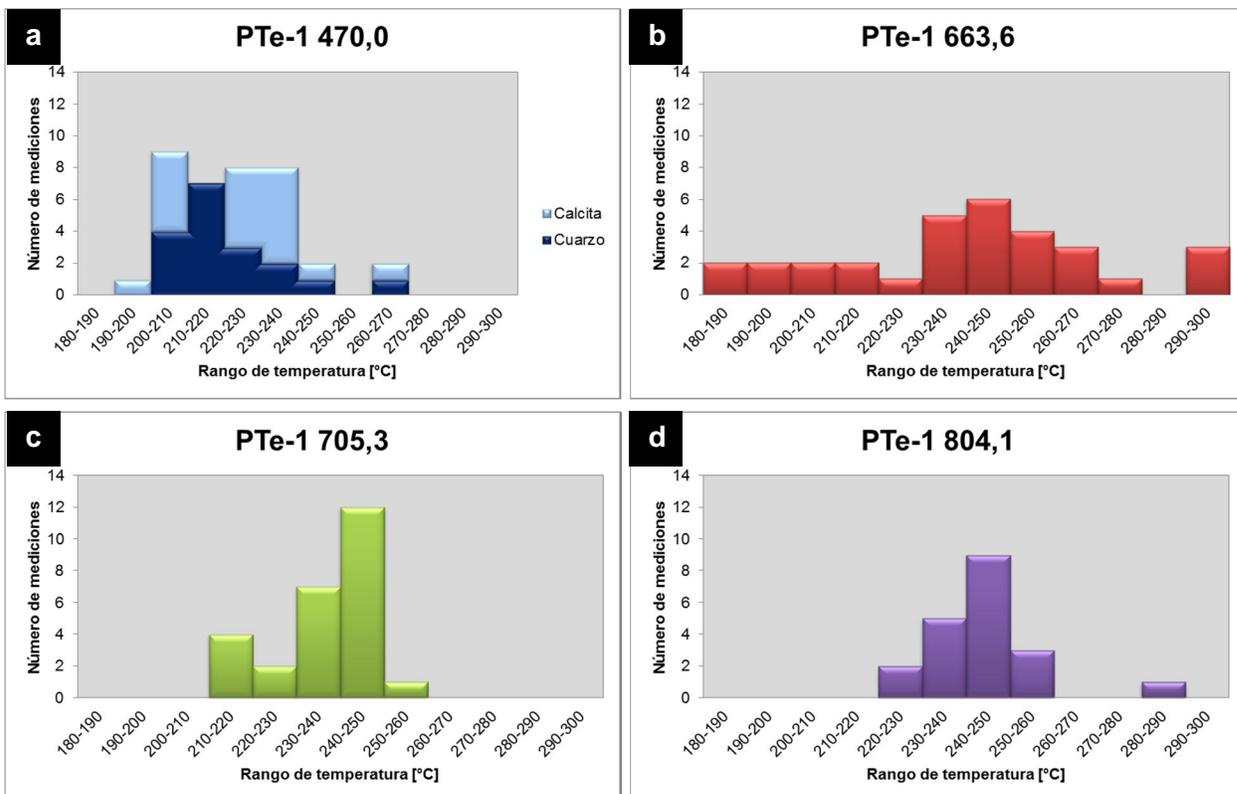


Figura 6-4. Representación gráfica de la frecuencia de datos de temperatura obtenidos mediante termometría en inclusiones fluidas. Se observa una tendencia cercana a la normal en las cuatro muestras.

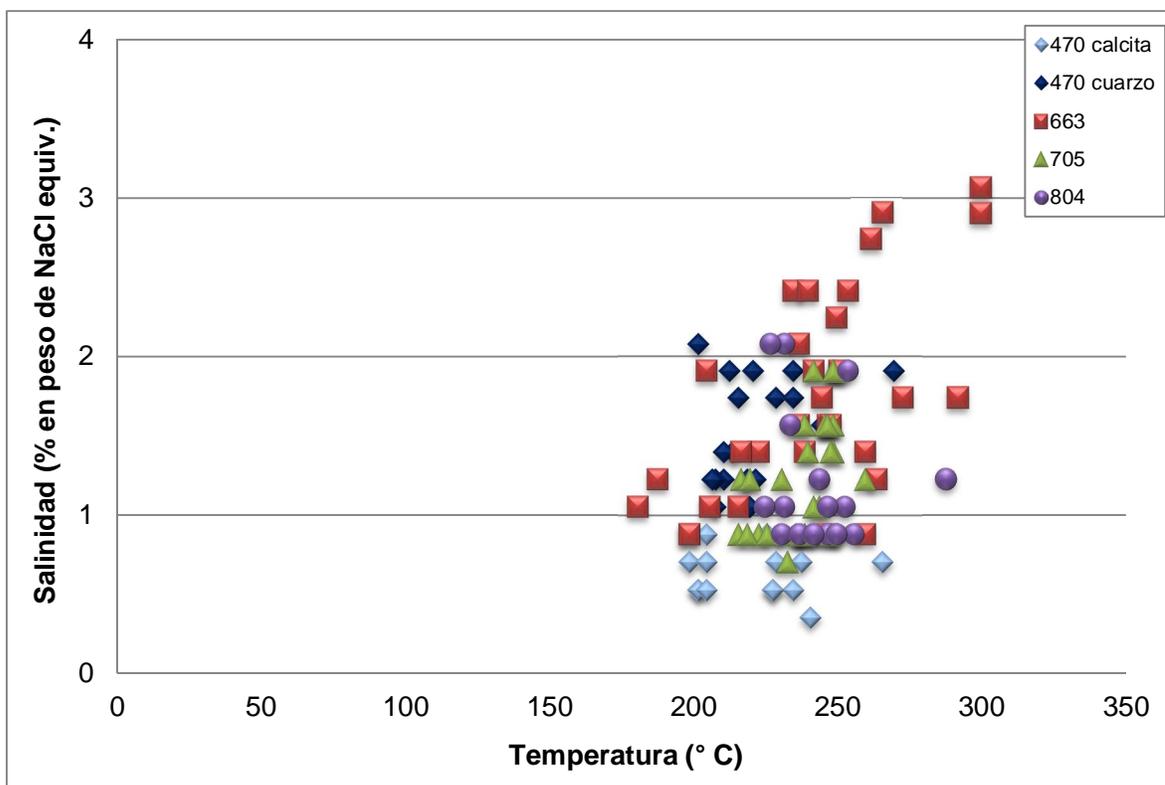


Figura 6-5. Temperatura de homogenización [°C] versus Salinidad [% en peso NaCl eq] para las cuatro muestras del pozo PTe-1. Es posible observar que la temperatura se restringe entre los 180 y los 300°C, y que la salinidad varía entre 0,3 y 3,1 [% en peso NaCl eq].

6.4 CÁLCULO DE PRESIÓN

Cuando un fluido se encuentra en condiciones de ebullición la presión de vapor puede ser utilizada para calcular profundidades de atrapamiento al asumir un sistema hidrológico abierto a superficie. En caso de no encontrarse en ebullición estos valores representan presión mínima de atrapamiento.

Utilizando el gráfico publicado por Haas (1971) es posible calcular la altura de la columna de agua a la que se encuentra sometido el sistema, y con ello la presión a la que se forman los cristales mediante la fórmula:

$$P = \rho g H$$

Donde P corresponde a la presión, ρ a la densidad del fluido que en este caso se considera H_2O , g a la aceleración de gravedad y H a la altura de la columna de agua.

Mediante la Figura 6-6 es posible estimar la altura de la columna de agua al momento de la formación de los cristales.

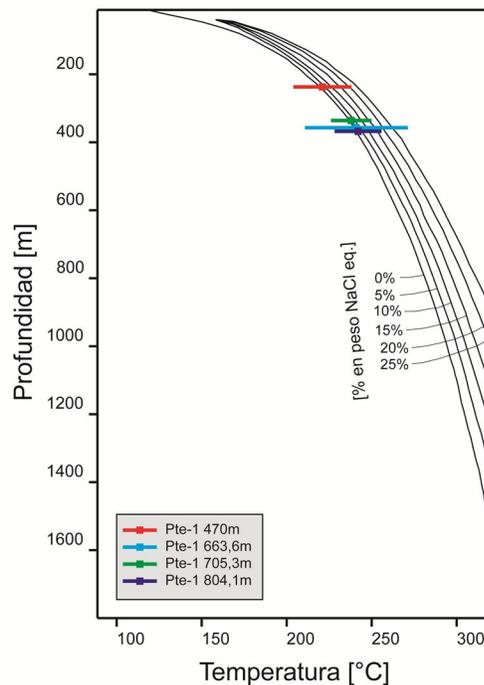


Figura 6-6. Estimación de la profundidad mínima a la cual se forma la inclusión según los datos de salinidad y temperatura. Gráfico propuesto por (Haas, 1971).

Las alturas estimadas se traducen en presiones hidrostáticas de 23,22 bar para los 470 m; 34,99 bar a los 663,6 m; 32,93 bar a los 705,4 y 36,06 bar a los 804,1 m de profundidad (Tabla 6-2). En este caso, los valores pueden ser considerados como presión de atrapamiento únicamente en la muestra de los 470 m de profundidad, ya que solo en ella se reconocen evidencias de ebullición, mientras que para el resto de las profundidades estos valores solo pueden ser considerados mínimos.

Tabla 6-2. Presiones y profundidades estimadas a partir de datos de temperatura y salinidad obtenidas mediante inclusiones fluidas.

Muestra	Prof estimada [m]	Presión [Psi]	Presión [bar]
PTe-1 470	237	336,86	23,23
PTe-1 663,6	357	507,43	34,99
PTe-1 705,3	336	477,58	32,93
PTe-1 804,1	368	523,06	36,06

7 ESTUDIO DE ISÓTOPOS ESTABLES

7.1 MUESTRAS Y ANÁLISIS

Las muestras a las que se decide realizar análisis de isótopos estables coinciden con las seleccionadas para el estudio de inclusiones fluidas. Esta elección se fundamenta en que, además de obtener una visión en detalle de estas profundidades, se cuenta con un contenido de cristales de cuarzo y calcita con la concentración suficiente para la realización del estudio.

Estas son cuatro muestras que corresponden a los 470; 663,6; 705,3 y 804,1 m de profundidad, donde se reconocen vetillas rellenas por cristales de calcita y en algunos casos también por polimorfos de sílice. Según las características de cada muestra, se obtiene análisis en cristales de calcita para las cuatro profundidades, y de sílice solo a los 663,3 y 804,1 m (Tabla 7-1).

Los resultados obtenidos por el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Salamanca, corresponden a $\delta^{18}\text{O}$ normalizado a SMOW para polimorfos de sílice y, $\delta^{13}\text{C}$ normalizado a PBD y $\delta^{18}\text{O}$ normalizado a PBD y SMOW para calcita.

Tabla 7-1. Datos enviados por el laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Salamanca. En total se analizan muestras desde cuatro profundidades, obteniéndose para dos de ellas datos desde cristales de cuarzo y calcita, y para las otras dos, solo desde calcita.

Muestra	Mineral	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PBD}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PBD}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)
PTe-1 663	Q			4.00
PTe-1 804	Q			3.80
PTe-1 804	Q			3.90
PTe-1 470	Cc	-7.62	-31.19	-1.25
PTe-1 663	Cc	-7.36	-32.40	-2.49
PTe-1 705	Cc	-7.19	-33.06	-3.17
PTe-1 804	Cc	-8.14	-31.07	-1.12

7.2 FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO MINERAL-FLUIDO

Según la fórmula presentada por Bottinga y Javoy (1973) y el criterio de que cuando el valor de δ_{mineral} es menor que 10, es posible realizar una aproximación bastante útil dada por la relación entre $1000\ln\alpha$ y la diferencia entre los valores δ de dos minerales, obteniéndose así la ecuación:

$$A + B \frac{10^6}{T^2} = \delta^{18}\text{O}_{\text{mineral}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$$

Donde A y B representan valores constantes calibrados previamente y presentados como resumen en Rollinson (1993).

Dado que en las cuatro muestras, además de tener datos de composición isotópica en minerales, se cuenta con datos de inclusiones fluidas, es posible estimar la composición isotópica del fluido.

A los 663,6 y 804,1 m de profundidad se cuenta con datos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{ Cuarzo}}$, siendo las constantes *A* y *B* utilizadas para el cálculo -3,40 y 3,38, respectivamente (Clayton et al., 1972). En estas profundidades no se cuenta con datos de inclusiones fluidas en cuarzo ya que los cristales no presentan un tamaño adecuado para la medición. Dadas estas condiciones, se utiliza la temperatura obtenida mediante inclusiones fluidas en cristales de calcita generando una incerteza debido a que se trabaja bajo el supuesto de que ambos minerales se forman a la misma temperatura. El contenido de $\delta^{18}\text{O}$ que presentaría el fluido a partir del cual se forman cristales de cuarzo se entrega en la Tabla 7-2 para ambas profundidades.

A diferencia de los cristales de cuarzo, se cuenta con datos de composición isotópica y temperatura de homogenización en inclusiones fluidas en cristales de calcita en las cuatro profundidades (470; 663,6; 705,3 y 804,1 m), lo que permite calcular la composición isotópica de H_2O y CO_2 en equilibrio con el cristal.

Para el cálculo de la composición isotópica del fluido al momento de la formación de los cristales de calcita se utilizan como constantes los valores -3,39 para *A* y 2,78 para *B* (O' Neil et al., 1969), y se presentan los resultados obtenidos en la Tabla 7-2.

Para el cálculo de la composición isotópica de CO_2 se utiliza la siguiente relación:

$$1000 \ln \alpha = -2,988 \left(\frac{10^6}{T^2} \right) + 7,6663 \left(\frac{10^3}{T} \right) - 2,4612$$

La temperatura se mide en Kelvin y $\delta^{13}\text{C}$ está normalizado al PDB. Los resultados para $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ se entregan en la Tabla 7-2.

Tabla 7-2. Composición isotópica estimada para el fluido que se encuentra en equilibrio con cristales de cuarzo y calcita al momento de su formación.

		Muestras			
		PTe-1 470,0	PTe-1 663,6	PTe-1 705,3	PTe-1 804,1
	T [°C]	221	241	238	242
	T [K]	494	514	511	515
Cuarzo	1000 ln α	-	9,40	-	9,33
	$\delta^{18}\text{O}_Q$	-	4,00	-	3,80
	$\delta^{18}\text{O}_W$	-	-5,40	-	-5,53
Calcita	1000 ln α	8,00	7,14	7,26	7,08
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}$	-1,25	-2,49	-3,17	-1,12
	$\delta^{18}\text{O}_W$	-9,25	-9,63	-10,43	-8,20
	1000 ln α	0,81	1,14	1,10	1,16
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}$	-7,62	-7,36	-7,19	-8,14
	$\delta^{18}\text{C}_{\text{CO}_2}$	-8,43	-8,50	-8,29	-9,30

Con estos resultados es posible reconocer que en las distintas profundidades el fluido responsable de la formación de cristales de cuarzo se encuentra empobrecido en

$\delta^{18}\text{O}$, con valores promedios de -5,5‰, y que el fluido responsable de la formación de cristales de calcita se encuentra empobrecido tanto en $\delta^{18}\text{O}$ como en $\delta^{13}\text{C}$, con valores promedios de -9 y -8,5‰ respectivamente.

7.3 TERMOMETRÍA

Una de las aplicaciones del estudio de isótopos de oxígeno en problemas geológicos es la geotermometría. Para su utilización es necesario contar con la composición isotópica de dos fases minerales formadas en equilibrio. A partir de este supuesto, se resume la dependencia entre fraccionamiento isotópico y temperatura como:

$$1000 \ln \alpha_{\text{mineral1}-\text{mineral2}} = A \left(\frac{10^6}{T^2} \right) + B \quad (\text{Bottinga y Javoy, 1973})$$

A partir de esta relación y considerando el parámetro A igual a 0,38 para el fraccionamiento de isótopos de oxígeno correspondiente al par mineral cuarzo-calcita (Chiba et al., 1989), la fórmula para el cálculo de temperatura en este caso sería:

$$T = \sqrt{\frac{0,38 \cdot 10^6}{1000 \ln \alpha}}$$

Petrográficamente, es posible reconocer vetillas de cuarzo cortadas por vetillas de calcita lo que implica que los procesos de formación de ambas vetillas, si bien ocurren a igual temperatura, no ocurren coetáneamente ni por fluidos de igual composición. Esto es corroborado, además, por las salinidades obtenidas mediante la medición de temperatura de fusión en inclusiones fluidas, ya que para cristales de cuarzo y calcita se obtienen salinidades que difieren en una unidad de % en peso de NaCl equivalente, sugiriendo fluidos de distinta composición. Lo anterior implica que la utilización del geotermómetro no presente resultados geológicamente válidos, ya que la formación de ambas fases minerales no sería producto de fluidos idénticos.

Si se supone que ambas fases son formadas en equilibrio, a los 663,6 y 804,1 m de profundidad se obtuvo datos de isótopos de oxígeno en cuarzo y calcita, con los que es posible calcular el factor de fraccionamiento y posteriormente la temperatura de formación de dichos cristales. Los resultados de temperatura se presentan en la Tabla 7-3.

Tabla 7-3. Valores de temperatura obtenidos mediante la utilización de geotermometría de isótopos estables, utilizando el fraccionamiento ocurrido entre cristales de calcita y cuarzo.

Muestra	α Q-Cc	1000 ln α	T° (K)	T° (°C)
PTe-1 663	1.007	6.485	242.07	-30.93
PTe-1 804 (a)	1.005	4.913	278.10	5.10

Observando los resultados obtenidos, se aprecia con claridad que, dado que las fases minerales no se encuentran en equilibrio, los resultados entregados por el geotermómetro son temperaturas bastante bajas que no poseen validez geológica.

8 ANÁLISIS Y DISCUSIÓN

8.1 DISTRIBUCIÓN DE MINERALES

Al integrar los datos obtenidos mediante SEM, SEM-EDX y DRX, es posible reconocer que ciertos minerales se encuentran a lo largo de toda la columna (pirita, hematita, calcita), mientras que otros presentan una zonación según las condiciones físicas y químicas en que ellos son estables (iddingsita, calcedonia, cuarzo, ceolitas, prehnita, epidota y titanita).

Hematita se encuentra a lo largo de toda la columna, principalmente como alteración de matriz o masa fundamental de rocas volcánicas compuestas primariamente por vidrio. Es por esto que las zonas de interés son aquellas en que el porcentaje es más elevado, como las vetillas de hasta 4cms reconocidas los 690 m de profundidad, ya que este tipo de vetillas es reflejo de un aporte de agua fría (Reyes, 1990).

Los niveles en que se reconocen cristales de pirita mediante difracción de rayos X y estudio macroscópico son bastante similares, reconociéndose tres zonas principales: la primera desde el comienzo de la columna y hasta los 124 m de profundidad, la segunda entre los 312 y los 470 m, y la tercera entre los 584 y los 694 m. Es probable que a partir de los 694 m se encuentre pirita de forma discreta hasta el final del pozo, ya que este mineral es identificado en las muestras representativas de los 698,4 y 786 m mediante DRX.

Cristales de calcita son reconocidos a lo largo de toda la columna mediante estudio macro y microscópico, sin embargo, no es posible identificarlo con igual distribución a través de difracción de rayos X. La causa de esta diferencia se debe, posiblemente, a que su principal estilo de mineralización es en vetillas y para realizar DRX se suele elegir muestras en que las vetillas no sean abundantes, para así obtener una mejor caracterización de los minerales que alteran como reemplazo. Sin embargo, la presencia de estas vetillas es bastante importante ya que cristales de calcita aciculares prismáticos, que se reconocen a partir de los 200m, indica ebullición hidrotermal (Simmons y Christenson, 1994) posiblemente asociada al sistema geotérmico actual.

La zonación mineral reconocida a lo largo de la columna del pozo PTe-1 refleja un aumento progresivo de la temperatura en profundidad, pudiendo definirse dos zonas de alteración principales: la primera hasta aproximadamente los 440 m de profundidad caracterizada por minerales de baja temperatura, y la segunda desde los 440 m hasta el final del pozo indicativa de temperaturas más elevadas (Figura 4-9).

La Zona de Alteración I se caracteriza por la presencia de iddingsita y calcedonia, y no presenta calcosilicatos que indiquen mayor temperatura. La iddingsita se posee una fuerte dependencia de los minerales que forman la roca caja, mientras que la calcedonia se forma a temperaturas más bajas que el cuarzo. En profundidades someras las características ópticas indican que los polimorfos de sílice presente

corresponden a calcedonia, mineral que puede ser identificado mediante difracción de rayos X. El no reconocimiento de dicho mineral se asocia principalmente a un error en la interpretación de los patrones de difracción.

La Zona de Alteración II es la que posee un mayor número de minerales producto del aumento de temperatura, entre ellos ceolitas, prehnita, epidota, titanita y cuarzo.

En cuanto a los polimorfos de sílice, si bien estos se reconocen a lo largo de gran parte de la columna, cristales de cuarzo propiamente tal son identificados recién a los 433 m volviéndose constantes y pervasivos a los 779m.

Minerales del grupo de las ceolitas se han identificado como una única fase mediante técnicas petrográficas que se asigna a wairakita, debido a que presenta macla de tartán en algunas muestras. Con los datos adicionales obtenidos mediante DRX es posible diferenciar dos miembros específicos: wairakita y analcima.

La presencia de analcima, a los 638,9m de profundidad, se puede comprobar de forma petrográfica, ya que al observar nuevamente esta muestra se observan características propias de este mineral, como incolora, bajo relieve y bajo color de interferencia, llegando incluso a ser isótropo. Wairakita se reconoce por primera vez a los 488,45 m de profundidad mediante DRX, lo que indica que ésta ocurre a profundidades más someras que las estimadas por métodos petrográficos, indicando temperaturas mayores a menor profundidad.

La única muestra en la que se encuentra prehnita mediante difracción de rayos X coincide con la última profundidad a la que este mineral es identificado mediante técnicas petrográficas. Esto probablemente se debe a que en todas las muestras se presenta en muy bajo contenido del mineral, alcanzando el límite de detección solo a los 657,7 m.

Epidota es reconocida microscópicamente a partir de los 625 m, sin embargo, no es detectado mediante DRX. Lo anterior se debe, probablemente, a la similitud entre el patrón de difracción de epidota y de feldespatos, siendo estos último más abundantes en las muestras.

Al comparar la composición de los cristales de prehnita y epidota analizados, se reconoce que el contenido de XFe^{+3} aumenta en profundidad para ambos minerales, siendo siempre mayor en epidota que en prehnita (Figura 4-10). Además, este valor no sobrepasa los 0,2 cationes por fórmula unidad para prehnita, lo que es de esperar, ya que la solubilidad de Fe^{+3} es menor para 0,3 moles en el caso de prehnita y llega a 1,2 moles para la epidota (Bird et al., 1984).

Finalmente, titanita se reconoce a partir de los 638 m mediante técnicas petrográficas, pero no se reconoce mediante DRX debido, probablemente, a su baja concentración en las muestras.

En cuanto a la química de todos los minerales estudiados, se reconoce en todas la fórmulas estructurales un exceso de calcio y un déficit de aluminio, esto se podría

deber a que el sistema es altamente rico en calcio, sin embargo, y dado que el SEM utilizado no se encuentra calibrado con fines geológicos, se cree que el origen de la diferencia corresponde a una mala calibración de la herramienta EDX.

8.2 ZONACIÓN COMPOSICIONAL DE MINERALES DE ARCILLA

Se reconocen minerales de arcilla a lo largo de toda la columna, ya sea por DRX, o por técnicas petrográficas, sin embargo, para este tipo de minerales, en que se tiene una gran variación composicional y cristalográfica, no basta con reconocer la presencia de ellos, también hay que contrastar la información de química mineral con los datos que entregan información respecto del interestratificado.

En microscopía óptica se reconocen cristales de color y color de interferencia pardo en los primeros niveles que, con el aumento de la profundidad, varían hacia verde y color de interferencia azulado, indicando que los filosilicatos corresponden principalmente a una interestratificación clorita-esmectita con los primeros niveles ricos en esmectita y enriquecimiento en clorita hacia la parte baja de la columna.

Los resultados obtenidos En Nueva Zelanda, para difracción de rayos X, no se correlacionan de buena manera con lo observado, ya que estos resultados muestran principalmente interestratificado illita-esmectita y clorita pura además de encontrar illita hacia la parte baja de la columna. Además, los datos ópticos son respaldados por el análisis de química mineral ya que, de los cincuenta y cuatro análisis puntuales realizados a filosilicatos, solo seis datos contienen potasio y todos los valores son menores a 0,3 cationes por fórmula unidad, lo que indica que el contenido de illita en el interestratificado es casi nulo. Esta diferencia se atribuye principalmente a un error en la interpretación de los patrones de difracción sumado a que la molienda de la muestra rompe la mezcla mecánica original y el análisis se produce sobre la disgregación de cristales. En relación a los análisis realizados en la Universidad de Granada, estos presentan una mayor correlación con lo observado microscópicamente, ya que reconoce principalmente el interestratificado clorita-esmectita e illita solo a los 408 m.

Petrográficamente, los colores que se observan en la mezcla mecánica de minerales de arcilla, se encuentran principalmente de color pardo desde el comienzo del pozo hasta aproximadamente los 260 m volviéndose el color amarillo-verdoso hasta los 470 m donde regresan los tonos más pardos hasta a los 600 m, profundidad a partir de la cual se observa una diferencia entre los que ocurren como reemplazo y los que se presentan como relleno de espacios. Esto sugiere que, siguiendo la lógica de que colores más verdosos indican un mayor contenido de clorita en el interestratificado, las unidades I y II presentan una mayor alteración a esmectita; la Unidad III y el comienzo de la Unidad IV, hasta por debajo del nivel de tobas, la alteración está dominada por clorita-esmectita; que entre los 470 y los 600 m de profundidad el filosilicato máfico dominante vuelve a ser la esmectita, para, después de los 600 m observar una alteración diferenciada según en metadominio al que afecten estos filosilicatos.

Con respecto a la química mineral, en que solo las muestras correspondientes a los 408 y los 786 m presentan SEM-EDX y DRX, es posible apreciar en el gráfico de cationes no interfoliares, a partir de los datos químicos, que las muestras a 408 m se

encuentran más cerca del extremo correspondiente a la clorita que los puntos analizados a los 786 m (Figura 8-1a). Esta información se correlaciona con lo obtenido a través de DRX, ya que a los 408m se detecta un porcentaje de esmectita menor al 10%, mientras que a los 786 m este valor se encuentra entre un 20 y un 40%.

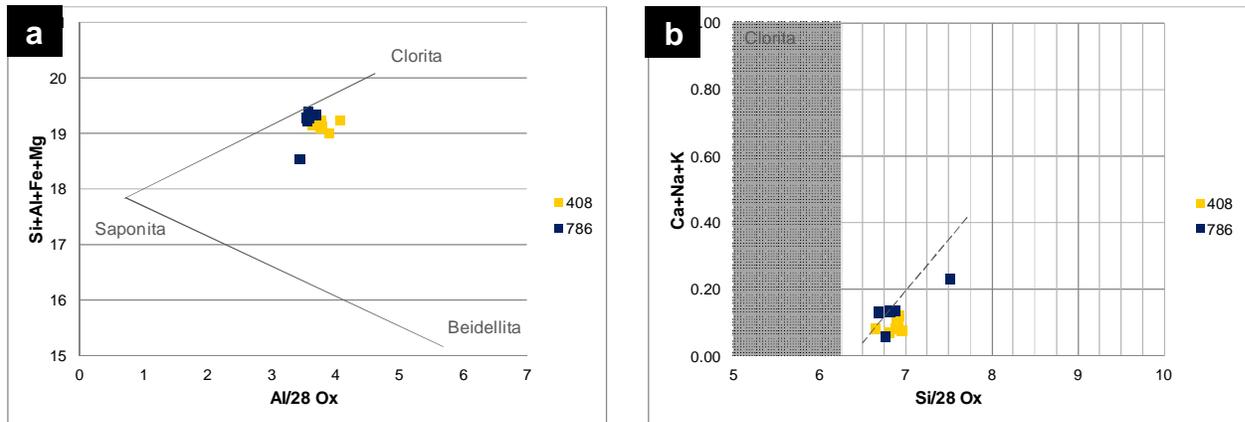


Figura 8-1. (a) Suma de los cationes no-interfoliares mayores (Si+Al+Fe+Mg) versus aluminio total para filosilicatos máficos. (b) Suma de los cationes interfoliares versus contenido en sílice. Ambos gráficos, presentados completos en el Capítulo 4, especifican solo los valores de las muestras de los 408 y 786 m de profundidad que son las profundidades a las que se realiza difracción de rayos X en la Universidad de Granada.

Ahora bien, el gráfico de cationes interfoliares no permite observar de forma clara esta diferencia, ya que todas las muestras presentan contenidos similares de sílice, sin embargo, el contenido de cationes interfoliares se presenta un poco mayor en la muestra de los 786 m lo que daría indicios de que dicha muestra presenta un menor contenido de clorita que la correspondiente a los 408 m (Figura 8-1b).

Con estos resultados es claro que a los 408 m se reconocen muestras con mayor contenido de clorita que a mayores profundidades, lo que no es esperable ya que variados autores han propuesto que el contenido de clorita en la interestratificación chl/smt se correlaciona con condiciones de mayor temperatura durante la alteración.

Al momento de estudiar la litología primaria es posible reconocer a los 408 m de profundidad la presencia de una toba no soldada con alto contenido de vesículas, mientras que en el resto de las profundidades se identifican lavas brechosas. Esto implica que a los 408 m la roca posee una alta permeabilidad primaria y total. Esta característica sería la responsable de una mayor interacción agua roca, lo que se traduce en una mayor cinética de reacción, indicando que el contenido de clorita en la interestratificación es más dependiente de esta variable que de la temperatura al momento de su formación.

Dada la baja densidad de análisis de difracción de rayos X con que se cuenta, no es posible interpolar esta información al resto de la columna, sin embargo, al comparar con los datos petrográficos es posible afirmar que en espacios abiertos se suele encontrar minerales de arcilla con mayor contenido en clorita que en el caso de reemplazo mineral. Debido a lo anterior se sugiere un muestreo sistemático para

análisis de separado de arcillas, poniendo énfasis en zonas con alta permeabilidad, ya sea primaria o secundaria.

8.3 ESTIMACIÓN DE TEMPERATURA

8.3.1 Mediciones directas desde el pozo

Al momento de la perforación se realizan mediciones de temperatura de forma directa en el pozo PTe-1. Estos datos se obtienen de forma continua a medida que desciende el termómetro a lo largo de la columna, sin embargo, se cuenta con cinco datos de temperatura de equilibrio, las que se obtienen luego de un amplio tiempo de permanencia del termómetro en una única profundidad, por lo que son más confiables.

Este perfilaje indica un rápido aumento de temperatura hasta los 640 m de profundidad. Este aumento de temperatura no ocurre de forma constante, ya que hacia los primeros 300 m la temperatura aumenta en cerca de 100°C, y en los 100 m siguientes se aumenta la temperatura en 100°C nuevamente. A partir de esa profundidad, y hasta el final del pozo, el aumento de temperatura es constante, aumentando alrededor de 30°C en 300 m, por lo que probablemente se ha llegado a una zona que el calor ha sido homogéneamente distribuido.

Es importante señalar que entre los 640 y los 700 m existe una disminución abrupta en la temperatura, lo que se relaciona con un input de agua fría dada la alta permeabilidad secundaria reconocida en ese nivel (Figura 8-2).

8.3.2 A partir de asociaciones minerales

Según las asociaciones minerales diagnosticadas descritas a lo largo del pozo PTe-1 se han reconocido dos zonas de alteración.

En la zona de alteración I, dado que solo se reconocen minerales con un amplio campo de estabilidad P-T, como calcita, y hematita, además de calcedonia y filosilicatos máficos con alto contenido en esmectita, solo es posible establecer la ocurrencia de un aumento de temperatura alrededor de los 300 m, evidenciado por la aparición de calcedonia.

En la zona de alteración II, es posible estimar rangos de temperatura para la alteración dado que se presenta un mayor número de minerales diagnósticos. Según los resultados expuestos por Bird et al. (1984) y Reyes (1990) la wairakita, ceolita de mayor temperatura, se forma alrededor de los 200 °C y pierde su estabilidad a los 310 °C para dar paso a la formación de albita y cuarzo. La epidota comienza a formarse a temperaturas cercanas a los 200 °C, y se extiende por sobre los 350 °C, ya que se presencia sobrepasa las facies de bajo grado, llegando incluso a facies esquistos verdes. Prehnita, a pesar de contener un menor porcentaje de agua estructural que la epidota, se forma a mayor temperatura dada la baja solubilidad de Fe⁺³ que presenta en el sitio octaédrico, obteniéndose temperaturas de estabilidad acotadas entre los 250 y

los 310 °C. Finalmente, la titanita es un mineral que se forma a partir de los 150°C y se presenta estable hasta por sobre los 350°C.

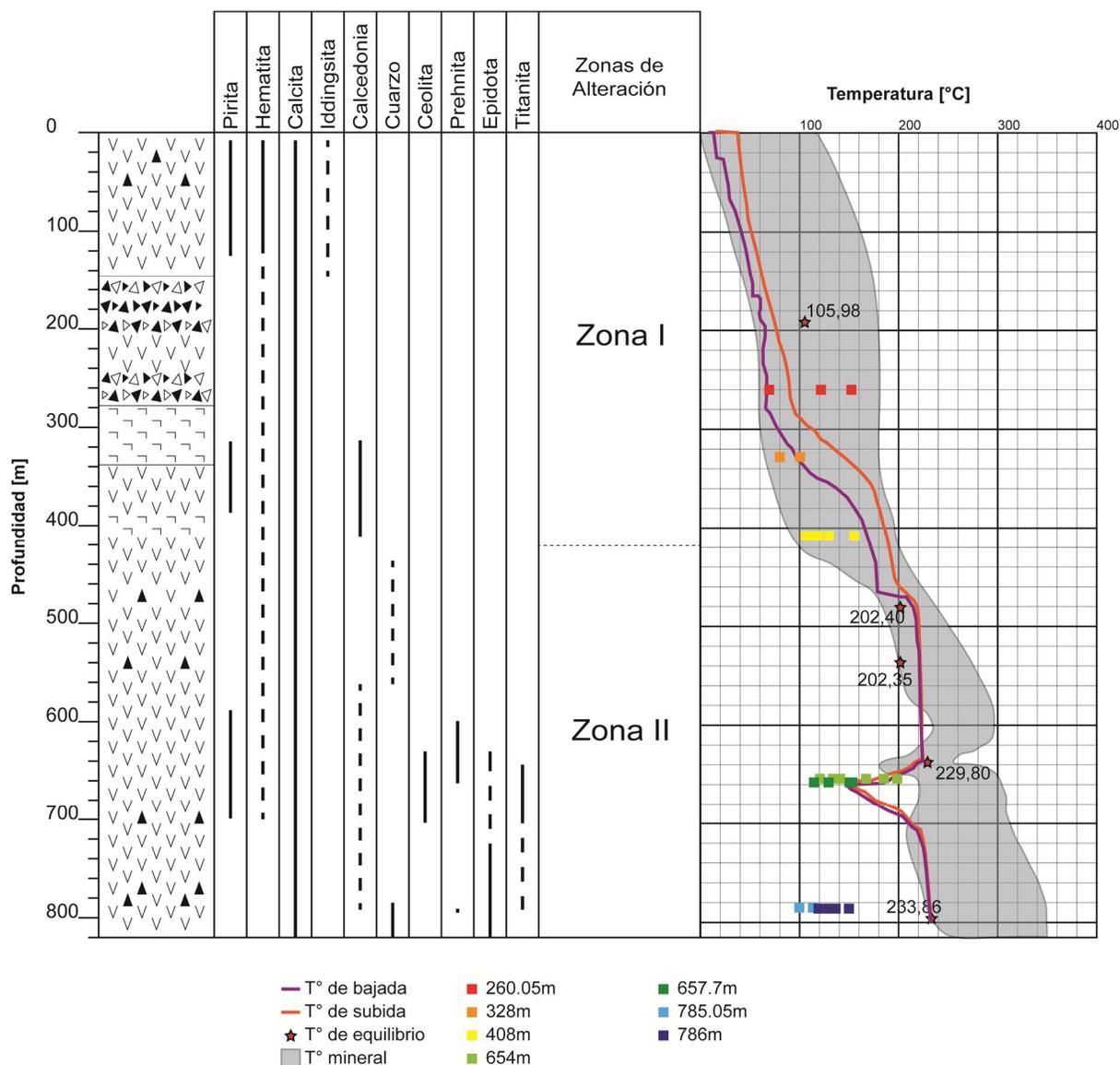


Figura 8-2. Columna estratigráfica descrita en el pozo PTe-1 en que se distinguen las cuatro unidades litológicas primarias y las dos zonas de alteración. Se presentan las temperaturas obtenidas directamente desde el pozo durante la bajada y subida del termómetro, además de cinco datos conseguidos una vez alcanzado el equilibrio entre el termómetro y el entorno. Los datos de temperatura entregados a partir del estudio de los minerales de alteración corresponden al rango entregado por los minerales diagnósticos y los calculados a partir del geotermómetro postulado por Cathelineau y Nieva (1985) para filosilicatos máficos. Al comparar estos valores se aprecia una buena correlación en la zona de alteración I, mientras que en la zona de alteración II se observan diferencias importantes.

Según los minerales reconocidos y trabajando con redes petrogenéticas para ceolitas cálcicas (Liou et al., 1991) y facies de metamorfismo de muy bajo grado (Schiffman y Day, 1994) es posible estimar rangos de presión y temperatura (Figura 8-3). Al considerar la presencia de wairakita, prehnita y clorita, se estima que la temperatura, por debajo de los 440m de profundidad varía entre 230 y 350°C, y la

presión no supera los 2000 [Bar]. Sin embargo, al incluir el dato de presión litostática máxima calculada en el fondo del pozo a partir de la fórmula:

$$P = \rho gh$$

Con $\rho = 2700 \text{ Kg/m}^3$, $g = 9,8 \text{ m/s}^2$ y $h = 800 \text{ m}$, es posible acotar el campo de estabilidad aún más, temperaturas entre 250 y 300 m, y presiones máximas de 220 bar.

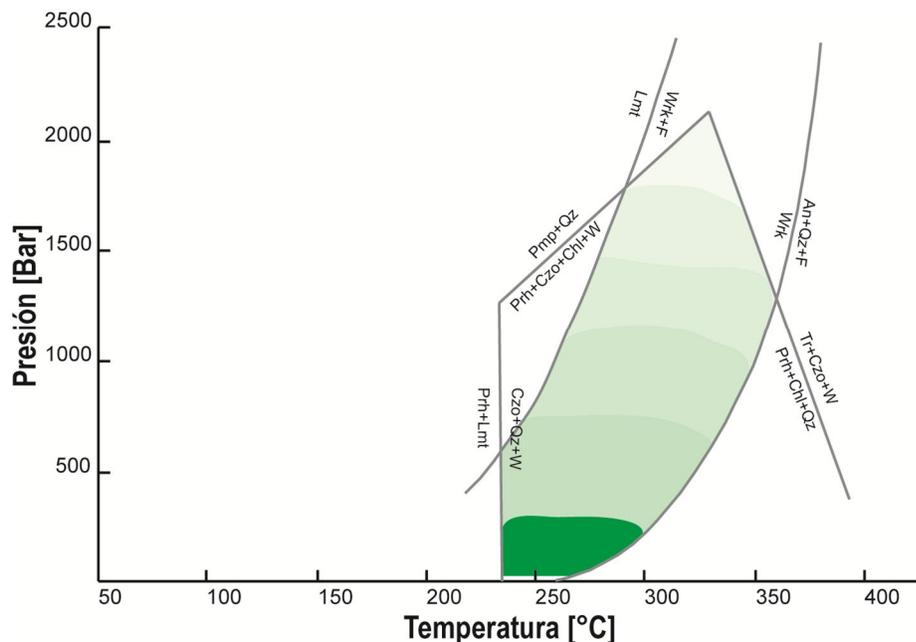


Figura 8-3. Campo de estabilidad para la alteración reconocida en el pozo PTe-1 por debajo de los 440 m de profundidad. A partir de ella es posible sugerir que la temperatura a la que ocurre la alteración se encuentre entre 250 y 300°C debido a que la presión litostática no supera los 220 [Bar] debido que la profundidad máxima del pozo es de 814 m.

Lo anterior nos indica que entre los 590 y los 630 m de profundidad la temperatura se encuentra entre 250 y 310°C, ya que solo se cuenta con la presencia de prehnita como mineral índice. A partir de los 630 m, la temperatura de la alteración se encontraría entre los 250 y los 300°C, ya que además de prehnita se observan cristales de wairakita y epidota. A los 660 m de profundidad ya no se encuentran cristales de prehnita, lo que indica temperaturas que van probablemente entre los 200 y 300°C. Hacia el final del pozo, por debajo de los 700 m, sólo se presenta epidota como calcosilicato de alteración, indicando temperaturas por sobre los 200°C.

Considerando los minerales de alteración presente en las distintas profundidades, es posible construir un perfil de temperatura en profundidad según las asociaciones minerales en equilibrio (Figura 8-2). Los datos de filosilicatos máficos no se consideran al momento de realizar el perfil de temperatura a partir de asociaciones minerales, dado que los datos obtenidos sugieren que su formación estaría controlada en mayor medida por las texturas de la roca primaria, no teniendo una correlación directa con la temperatura a la que se produce la alteración.

8.3.3 A partir de geotermómetro de clorita

Cathelineau y Nieva (1985) presenta un geotermómetro, calibrado en campos geotermales, basado en el contenido de aluminio ubicado en la posición tetraédrica en capas de clorita. La exactitud de este geotermómetro es directamente proporcional al contenido de clorita en el interestratificado clorita-esmectita, por lo que en este trabajo se decide utilizar, para el cálculo de la temperatura, los datos en que el contenido de clorita es mayor al 50%.

A partir de los resultados obtenidos es posible corroborar que a contenidos muy bajos de clorita, menor al 35%, los valores obtenidos para la temperatura son bastante menores a lo esperado, incluso negativos, por lo que se comprueba que el geotermómetro no es aplicable en esas condiciones.

En muestras con mayor contenido de clorita se obtienen datos consistentes con lo estimado a partir de la mineralogía encontrada en el pozo (Figura 8-2), sin embargo, por debajo de los 408 m de profundidad las temperaturas son menores a las encontradas mediante la estabilidad de las fases minerales, y en promedio, se observa un estancamiento de la temperatura en relación a los niveles superiores, es más, las temperaturas obtenidas a los 786 m de profundidad son incluso menores a algunas de las obtenidas a los 408 m.

Este comportamiento es esperable dado el contenido de cationes interfoliares y no interfoliares descrito anteriormente (Figura 8-1), sin embargo, esta información es útil para corroborar que el contenido de clorita es mayormente dependiente de la textura de la roca primaria que de la temperatura a la que ocurre la alteración.

Al trabajar con las variaciones propuestas para este geotermómetro por Kranidiotis y MacLean (1987) y Jowett (1991) se reconoce temperaturas más elevadas que las obtenidas con el método propuesto originalmente por Cathelineau y Nieva (1985), sin embargo, los datos siguen la misma tendencia, es decir, un aumento de temperatura hasta los 408 m y un posterior estancamiento o incluso disminución en los valores (Figura 8-4).

Al igual que otros geotermómetros de clorita (de Caritat et al., 1993) lo anterior es prueba de que la composición de éste mineral no entrega buenas aproximaciones de temperatura, por lo que se recomienda utilizar estos datos de forma cualitativa en compañía de información más exacta.

8.3.4 A partir de inclusiones fluidas

Al considerar la T_h como la temperatura mínima a la cual se formó el cristal, el estudio de inclusiones fluidas entrega información directa sobre la temperatura a la cual ocurre la alteración. Estos datos indican que la formación de cristales de cuarzo y calcita ocurre por sobre los 220°C, con variaciones en profundidad.

A los 470 m de profundidad se calcula una temperatura de 221°C para la formación de cristales de cuarzo y de 225°C para los cristales de calcita. Luego, a los

663,6 m la temperatura sería de 241°C para a los 705,3 m disminuir levemente hasta 237°C y aumenta nuevamente a 243°C a los 804,1 m (Figura 8-5). Estas temperaturas corresponden a los promedios entre todos los valores registrados al momento de la medición, estos promedios presentan variaciones estándar entre 11,93 y 30,25°C, correspondiendo el valor más elevado a la muestra de los 663,6 m.

La gran variación en los datos obtenidos para esta muestra sugiere que se realizan mediciones en inclusiones que previamente sufrieron fuga de fluido o estrangulamiento, y estos procesos no son identificados en el momento del estudio petrográfico, ya que, si bien, en las inclusiones elegidas para el estudio no se observan los procesos ya mencionados estas se aprecian solo en dos dimensiones, quedando la tercera dimensión sin describir.

El hecho de que la tendencia de temperatura no siempre sea creciente, se debería, probablemente, al aporte de agua fría evidenciado tanto en las mediciones actuales como en los minerales presente, sin embargo, dada la alta desviación estándar de la muestra de los 663,6 m esto podría deberse solo a la alta dispersión de los datos.

Ahora bien, en caso de que los datos no evidencien la disminución de temperatura, esto se deba, probablemente, a que al momento de la formación de los cristales que contienen las inclusiones, el nivel del agua se encuentra a una profundidad distinta a la actual.

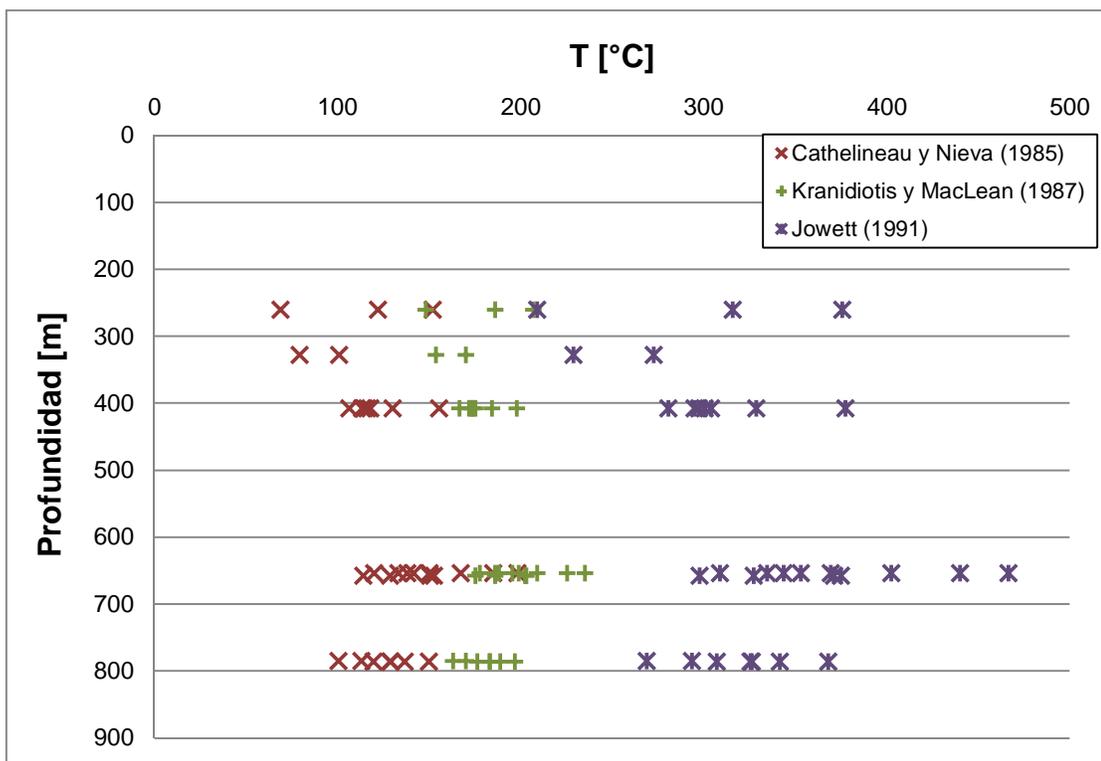


Figura 8-4. Temperaturas calculadas a distintas profundidades mediante geotermómetro de clorita propuesto por Cathelineau y Nieva (1985) y variaciones propuestas posteriormente por Kranidiotis y MacLean (1987) y Jowett (1991).

8.3.5 Integración de datos

A partir de los valores entregados por las distintas técnicas de estudio es posible inferir que la zona de alteración I se caracteriza por un aumento rápido y progresivo de la temperatura, lo que es evidenciado por tres hechos claves: (1) aparición de calcedonia alrededor de los 300 m de profundidad, lo que indicaría temperaturas por sobre los 100°C; (2) aumento del contenido de clorita en los filosilicatos máficos, detectado a partir de la disminución de sílice y cationes interfoliares, y el aumento de aluminio y cationes no-interfoliares en profundidad; y (3) temperatura de formación de inclusiones fluidas a 221°C a los 470 m de profundidad, indicando un aumento de temperatura de más de 40°C por cada 100m.

La zona de alteración II presenta temperaturas por sobre los 200°C con una tasa de aumento menor a la sugerida para la zona anterior, ya que las pequeñas variaciones son evidenciadas por la desaparición de ciertos minerales, como prehnita y wairakita, indicando un abandono del campo de estabilidad de éstos. Es importante señalar que en esta zona la composición de los filosilicatos y, por lo tanto, las temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro de clorita, no presenta correlación con el rango de temperatura que indica la asociación de minerales diagnósticos, lo que se debería al control que presenta la litología sobre la composición del interestratificado clorita-esmectita.

Mediante el estudio de minerales diagnósticos es posible estimar un rango de temperatura en el que se produce la alteración según el campo de estabilidad de la asociación mineral. Este rango presenta una excelente correlación con los datos obtenidos directamente desde el pozo, lo que se refleja incluso en la disminución de temperatura registrada alrededor de los 640 m de profundidad gracias a la presencia de analcima y la ausencia de minerales de mayor temperatura, además de la presencia de vetillas de hematita que son evidencia del *input* de agua fría (Figura 8-5).

De igual forma, las temperaturas medidas desde las inclusiones fluidas se encuentran dentro del rango estimado para la alteración a partir de asociaciones minerales, y sobrepasan en algunos grados la temperatura medida desde el pozo (Figura 8-5), sin embargo, existe una diferencia entre la temperatura de homogenización medida y la real que es detectada con la medición de correctores y que no ha sido considerada. Esta diferencia es de, por lo menos, 8°C, indicando que las temperaturas reales menores a las medidas. Al considerar esta diferencia las temperaturas obtenidas a partir de las inclusiones se corresponden de excelente forma con los datos actuales.

Según la tasa de aumento de temperatura reconocida a lo largo del pozo se sugiere que el cálculo del gradiente geotermal debe ser llevado a cabo de forma independiente en las distintas zonas de alteración, ya que éste no es constante a lo largo de toda la columna.

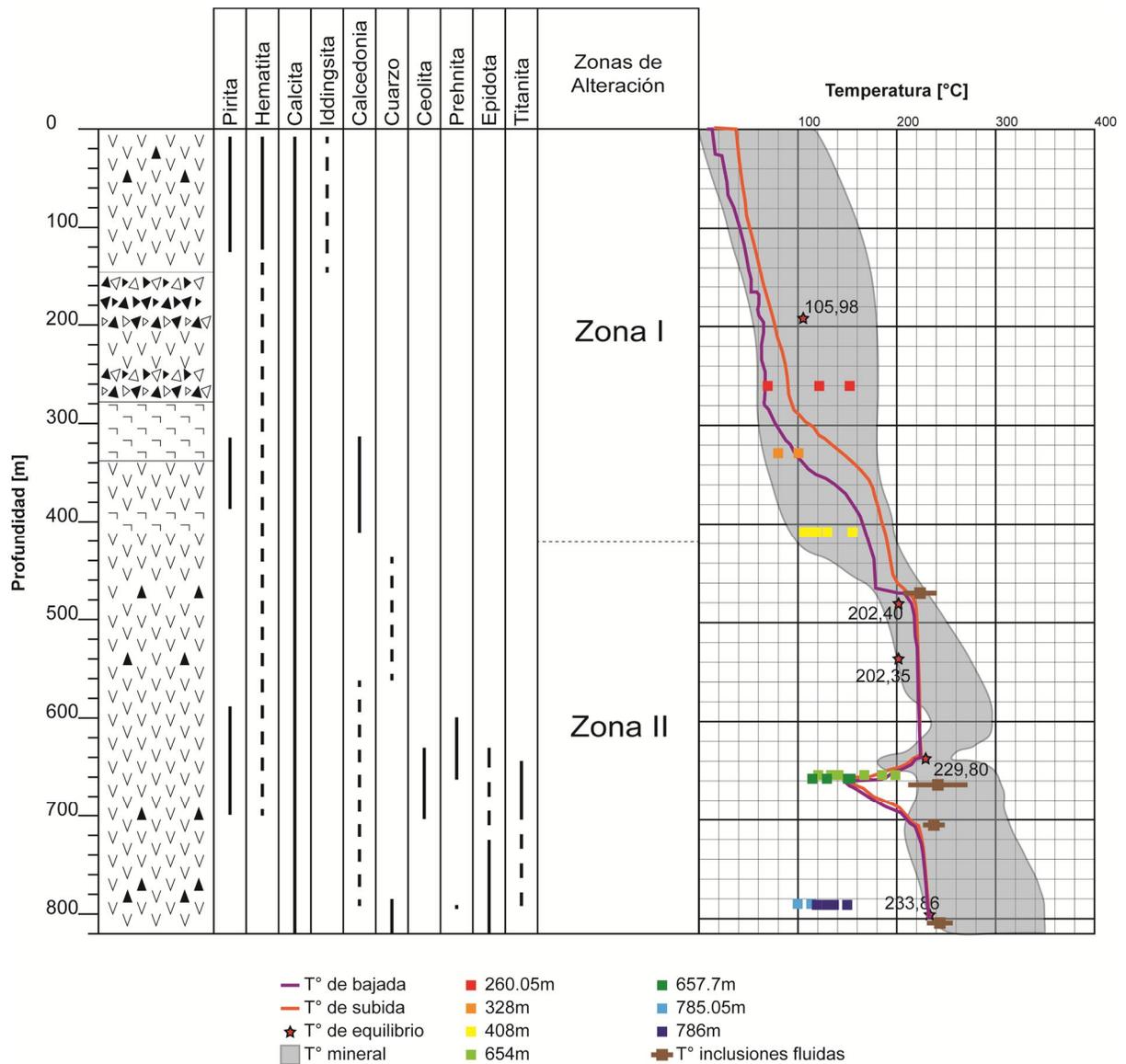


Figura 8-5. Datos de temperatura para la alteración obtenidos mediante las distintas metodologías de estudio. Se aprecia la buena correlación que existe entre valores obtenidos desde la mineralogía, ya sea minerales diagnósticos o inclusiones fluidas, y los medidos directamente desde el pozo.

Los gradientes se calculan con los valores de temperatura medidos directamente en el pozo y con las temperaturas medidas en inclusiones fluidas. En el caso de las mediciones del Kuster el gradiente de la zona de alteración I se calcula entre los 190 y los 490 m, mientras que el de la zona de alteración II se hace entre los 490 y los 800 m. En el caso de las inclusiones fluidas se tiene el primer dato a los 470 m, por lo que el cálculo del gradiente en la zona de alteración I se hace entre esta profundidad y la superficie (0 m) con una temperatura ambiente estimada de 20°C, y el de la zona de alteración II entre los 470 y los 804 m. Al momento de calcular el gradiente no se considera la zona de *input* de agua fría, ya que por sobre y bajo este nivel, la temperatura sigue la misma tendencia al aumento.

Los valores obtenidos (Tabla 8-1) evidencian que la zona de alteración I se caracteriza por un alto gradiente geotermal, por lo que la transferencia de calor ocurre probablemente de forma conductiva, mientras que en la zona de alteración II el gradiente disminuye lo que evidenciaría una transferencia de calor de forma convectiva. Es importante señalar que si bien el gradiente geotermal en la zona de alteración II disminuye este sigue siendo, por lo menos, dos veces mayor al gradiente geotermal normal.

Tabla 8-1. Temperaturas y profundidades actuales y al momento de la alteración. Con ellas se calcula el gradiente geotermal en las distintas zonas de alteración (ZA).

Método	Profundidad [m]	Temperatura [°C]	Gradiente ZA I [°C/Km]	Gradiente ZA II [°C/Km]
Mediciones directas (Kuster)	190	105,98	321	101
	490	202,40		
	800	233,86		
Inclusiones fluidas	470	223,00	432	60
	804	243,00		

8.4 ESTIMACIÓN DE PRESIÓN

Al momento de la perforación del pozo PTe-1 se cuenta con un control de presión dado tanto por las mediciones directas mediante el Kuster, como por la estimación de presión litostática a una profundidad dada debido a la columna de roca que la cubre. Adicionalmente, es posible estimar la presión hidrostática al momento de la alteración mediante los datos de salinidad y temperatura en inclusiones fluidas. Esto se realiza mediante la estimación de la altura de la columna de agua y posteriormente el cálculo de la presión que esta columna ejerce sobre la profundidad en cuestión.

En la Figura 6-6 entrega la representación gráfica del cálculo de la altura de la columna de agua, mientras que los valores se presentan en la Tabla 2-1A partir de los resultados es posible sugerir que la columna de roca no se presenta completamente saturada, ya que en todos los casos la altura de la columna de agua es menor a la profundidad en que se obtiene la muestra.

Tabla 8-2. Presiones hidrostáticas estimadas al momento de la alteración según los datos obtenidos en inclusiones fluidas. Además se incorpora la presión litostática para cada profundidad.

Muestra	Prof estimada [m]	Presión [Psi]	Presión [bar]	Presión litostática [bar]
PTe-1 470	237	336,86	23,23	46,06
PTe-1 663,6	357	507,43	34,99	64,97
PTe-1 705,3	336	477,58	32,93	69,09
PTe-1 804,1	368	523,06	36,06	78,79

Los valores de presiones estimados a partir de inclusiones fluidas son en todas las profundidades menores a los valores esperados en el caso de encontrarse toda la columna saturada en agua (Tabla 8-2). Esto corrobora la hipótesis de que a columna no se encuentra saturada al momento de la alteración.

Al comparar las presiones promedio al momento de la alteración con las medidas directamente en el pozo (Figura 8-6), es posible observar una gran similitud entre ellas, excepto a los 663,6 m de profundidad, que es la muestra que presenta una mayor desviación estándar para sus datos de temperatura. Sin embargo, estos valores no presentan alta confiabilidad, ya que los valores de temperatura tienen una gran desviación estándar que se amplifica al momento de trabajar con los datos para el cálculo de presiones.

Finalmente, es posible sugerir que los valores de presiones obtenidos con el Kuster e inclusiones fluidas no presentan relación alguna con las presiones litostáticas estimados a partir de la columna de roca que sobreyace a la profundidad de interés. Esto es de esperar, ya que la roca presenta una densidad del doble que el agua, por lo que presión hidrostática y litostática no son comparables.

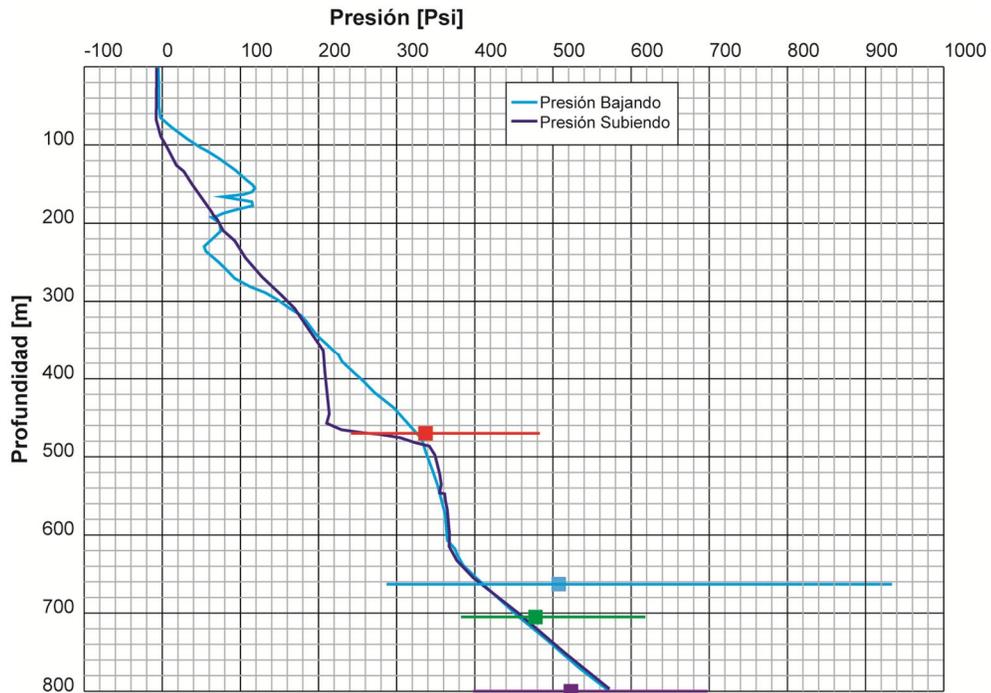


Figura 8-6. Perfilaje de presión obtenido directamente desde el pozo y presiones estimadas a partir de los datos de temperatura y salinidad en inclusiones fluidas. Solo el valor correspondiente a los 470 m puede ser considerado como presión de formación del cristal ya que a esta profundidad se reconocen evidencias de ebullición. Para los otros datos solo es posible la estimación de presiones mínimas. Los colores representan las mismas profundidades que en la Figura 6-6

8.5 VARIACIÓN ISOTÓPICA DEL FLUIDO

8.5.1 Isótopos de Carbono

Los datos de isótopos de carbono son obtenidos desde cristales de calcita y con ellos se estima la composición isotópica del fluido a partir del cual se formaron los mismos. Estos valores no presentan grandes variaciones en profundidad, con una diferencia de solo 10‰ entre la muestra más enriquecida (705,3 m) y la más empobrecida (804,1 m) en ^{13}C , indicando que la alteración en las distintas profundidades es producto de un mismo fluido.

Al comparar los valores obtenidos para el fluido desde cristales con los datos conseguidos en superficie a partir del análisis de muestras de gas en el sector de Los Humos (coordenadas UTM 6.143.554 N, 372.012 E) y La Choicas (coordenadas UTM 6.140.451 N, 373.587 E) se observa que estos son bastante similares a algunas de las muestras, indicando que corresponderían al mismo fluido (Figura 8-7).

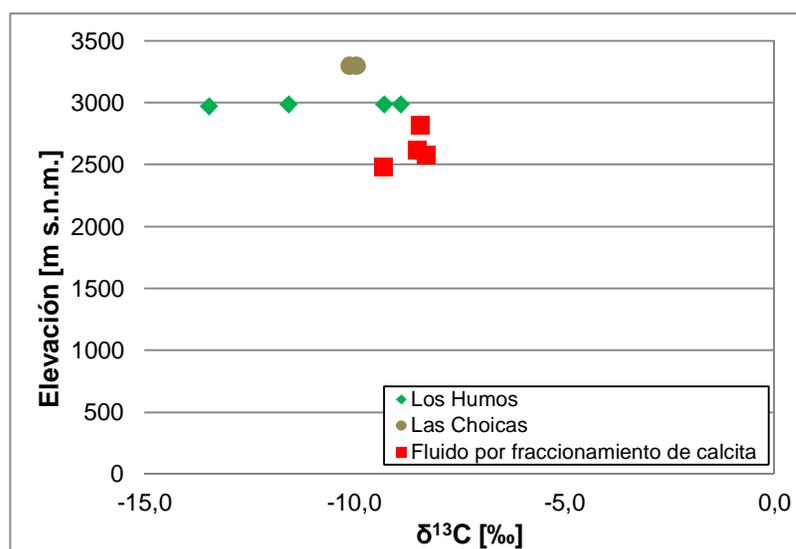


Figura 8-7. Gráfico $\delta^{13}\text{C}$ v/s Elevación. Datos de Las Choicas y Los Humos corresponden a datos no publicados facilitados por E.A.S.A.

La comparación con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para distintas fuentes indica que los fluidos responsables de la alteración se encuentran por debajo del rango considerado como geotermal (Figura 8-8), por lo que la composición isotópica indica una fuente de fluido meteórico, o una mezcla entre éste y un fluido geotermal.

8.5.2 Isótopos de Oxígeno

Al igual que en el caso del carbono, la composición isotópica del fluido a partir del que se forman los cristales es obtenida mediante el fraccionamiento de cuarzo y calcita. En el caso de cuarzo, los valores obtenidos para cristales son de alrededor de

4‰ y para el H₂O en equilibrio con él de -5.4‰, mientras que en calcita es, en promedio, de -2‰ para cristales y -9.4‰ para el fluido.

Lo anterior indica que cristales de cuarzo y calcita no fueron formados en equilibrio, ya que se forman a partir de fluidos con distintas composiciones isotópicas, esto no indica que necesariamente correspondan a fluidos diferentes, ya que puede corresponder a un mismo fluido en distintas etapas de su evolución.

Petrográficamente se observa que el cuarzo es anterior a la calcita, por lo que se postulan dos hipótesis para la formación de la vetilla. Es posible que la formación de ambos cristales se lleve a cabo a partir de un único fluido en que las variaciones isotópicas se deban a la precipitación de distintas fases minerales, o que corresponda a un primer fluido desde el que precipitan los cristales de cuarzo, y posteriormente, después de un nuevo aporte de elementos al fluido, se lleve a cabo la precipitación de calcita.

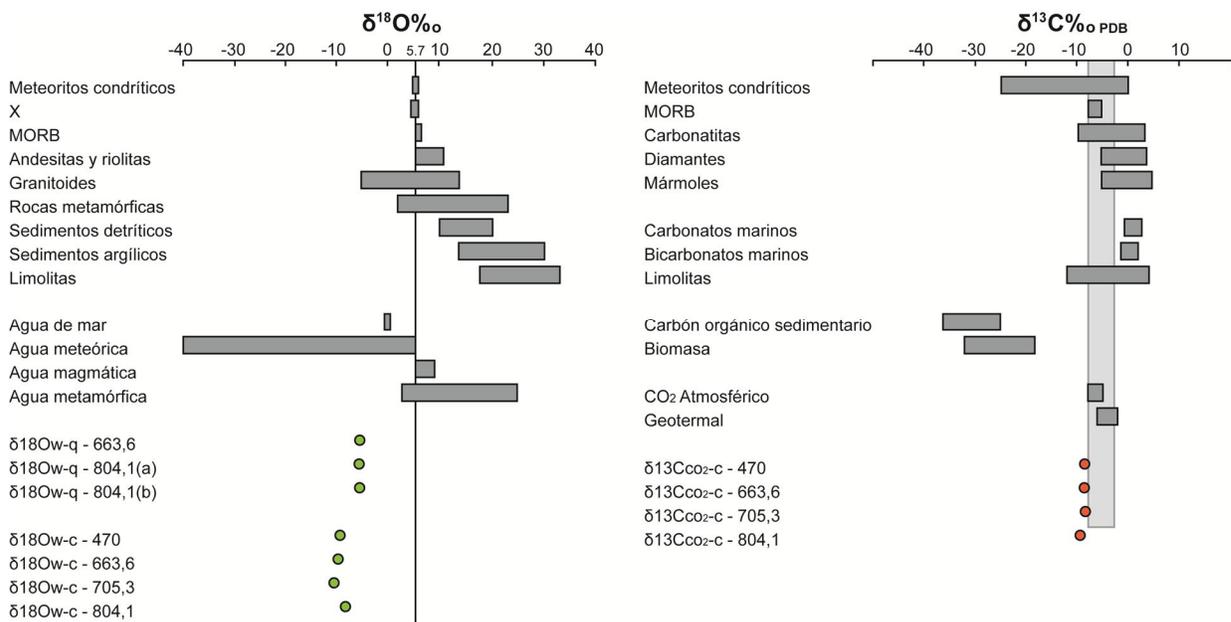


Figura 8-8. Composición isotópica de H₂O y CO₂ presentes en el fluido responsable de la alteración comparado con los valores para distintos ambientes. Modificado de Rollinson (1993).

Para el caso de los isótopos de δ¹⁸O se cuenta con un mayor número de datos obtenidos en superficie, ya sea en muestras de agua o gas. La comparación con ellos indica que los fluidos a partir de los que precipitan cristales de cuarzo y calcita se encuentran enriquecidos en ¹⁸O con respecto a los datos de superficie (Figura 8-9). Esto podría indicar que no corresponden al mismo fluido, o ha ocurrido condensación o formación de nuevos cristales luego de la formación de los cristales de calcita.

La comparación con datos mundiales (Figura 8-8) muestra que los valores obtenidos desde los distintos cristales para el fluido se encuentran fuera del área de agua magmática o metamórfica, correspondiendo al campo de agua meteórica, sin embargo, no es posible afirmar que se trata de este tipo de fluidos, ya que la mezcla

entre un fluidos meteóricos y uno magmáticos, generaría una composición isotópica como la estudiada.

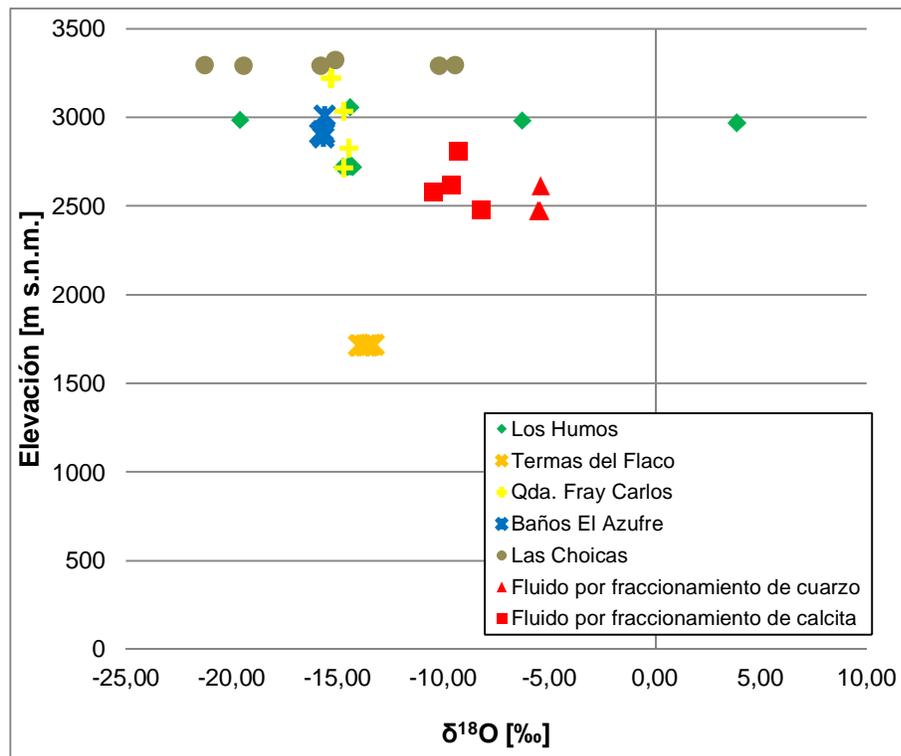


Figura 8-9. Grafico $\delta^{18}\text{O}$ v/s Elevación. Datos de Los Humos, Termas del Flaco, Qda. Fray Carlos, Baños El Azufre y Las Choicas son tomados de Mayorga (2010).

8.6 MODELO

Según los datos expuestos en el presente trabajo se sugiere que la alteración estudiada es producto de la interacción entre la roca y un fluido de origen meteórico, cuya temperatura se eleva gracias a la transferencia de calor desde el reservorio. Dicha transferencia de calor puede ocurrir con o sin traspaso de componentes del reservorio.

Debido a la presencia de inclusiones fluidas ricas en líquido y en gas a los 470 m, ésta sería la profundidad a la que ocurriría la ebullición del fluido. Dicha ebullición genera un aumento de la concentración de sílice en el fluido, junto con un aumento de la salinidad que se reconoce en las inclusiones fluidas, produciendo la formación de cristales de cuarzo. A mayores profundidades se produce la precipitación de calcedonia ya sea por una concentración de SiO_2 o por una disminución en la temperatura. El fluido inicial presentaría composiciones isotópicas cercanas a -5‰ disminuyendo a -9‰ luego de la formación de polimorfos de sílice debido a la alta afinidad entre el ^{18}O y los cristales de cuarzo.

Luego de esto se sugieren dos posibles alternativas para la evolución del fluido. La primera propone un sistema cerrado a la transferencia de masa, permitiendo solo transferencia de calor, por lo que posterior a la precipitación de cristales de cuarzo se

produciría un aumento en la actividad de CO_2 y un aumento de temperatura que permitiría la precipitación de calcita. La segunda considera un sistema en que es posible la transferencia de masa y calor, es decir el sistema sería vapor calentado, por lo que posterior a la precipitación de sílice se generaría un *input* de CO_2 , y probablemente de calor, que aumentaría la f_{CO_2} facilitando la precipitación de calcita (Figura 8-10), esto también explicaría la disminución en la concentración de NaCl reconocida en el fluido a partir del cual se forman los cristales de calcita.

Al ser la variación de los isótopos fuertemente dependiente de la cristalización de fases minerales, es posible que las firmas medidas actualmente en superficie se deban a la cristalización de fases afines con ^{18}O y poco compatibles con ^{13}C .

Dado que los minerales de alteración reconocidos son producto de la interacción de la roca con fluidos de altas temperatura y de pH neutro, es posible sugerir que el pozo PTe-1 se ubica en la zona de *up flow* del sistema geotermal (Reyes, 1990). Los sectores en que se reconocen zonas de alteración superficial de carácter ácido, como las presentes en Baños El Azufre, Qda. Fray Carlos y Las Choicas, indicarían áreas más periféricas del sistema y de carácter vapor calentado. El *out flow* del sistema se ubicaría hacia las áreas de Los Humos y Qda. Fray Carlos, dado el carácter bicarbonatado de las manifestaciones termales.

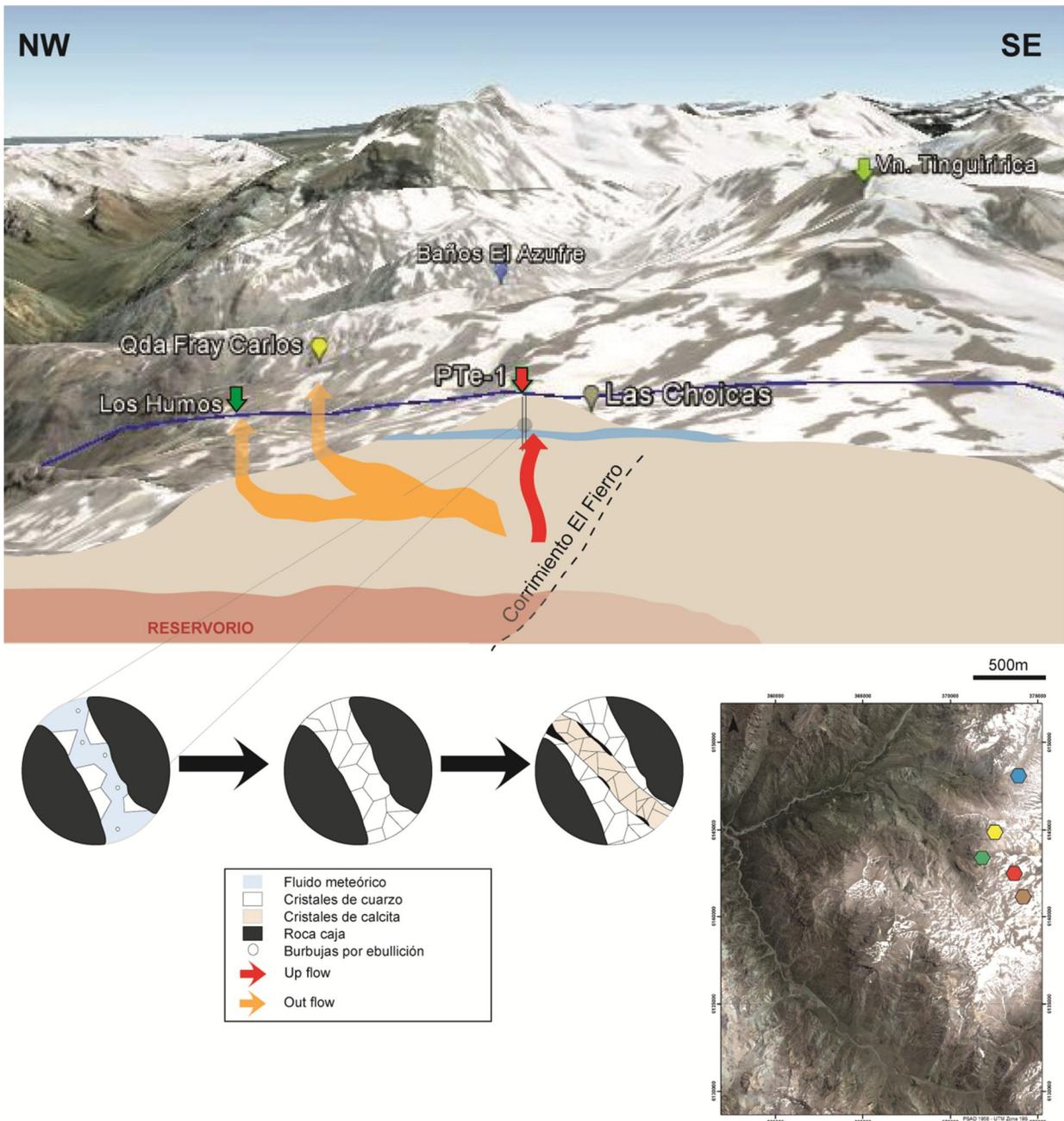


Figura 8-10. Modelo conceptual sugerido para el campo geotermal Tinguiririca. Se observa que la mineralogía de alteración del pozo PTe-1 sería producto de la interacción entre la roca caja y un fluido meteórico calentado por la fuente termal. La cristalización de cuarzo en vetillas sería producto de la ebullición producto de descompresión y sucedida por la precipitación de cristales de calcita.

9 CONCLUSIONES

A partir de los resultados expuestos es posible determinar que la mineralogía de alteración presente en el pozo PTe-1 corresponde principalmente a calcosilicatos y filosilicatos, destacando calcedonia y filosilicatos máficos ricos en esmectita hasta los 440 m; y ceolitas, prehnita, epidota, titanita y filosilicatos máficos con mayor contenido en clorita a partir de la misma profundidad. Esta mineralogía es característicos de una zona de alteración con pH neutro (Reyes, 1990) y sugiere dependencia de la composición de la litología primaria, ya que ésta corresponde principalmente a productos volcánicos de composición andesítica-basáltica con una fuerte presencia de calcio.

Además de lo anterior, los filosilicatos máficos sugiere una mayor dependencia de la litología primaria que de la temperatura a la que ocurre la alteración, lo que se refleja en un mayor porcentaje de clorita en el interestratificado Chl/Smt a profundidades más someras (408 m) donde la litología corresponde a tobas de alta permeabilidad, que a mayores profundidades (786 m) en que es posible observar lavas macizas. Lo anterior se ve respaldado por análisis de difracción de rayos X y por química mineral, sin embargo, la baja cantidad de análisis de difracción de rayos X no permite la interpolación de datos a lo largo de la columna siendo necesario un mayor número de análisis para corroborar la hipótesis.

En cuanto a los análisis puntuales de química mineral, si bien, es posible afirmar que, relativamente, a profundidades más someras se reconocen mayores contenidos de clorita en el interestratificado, no es posible realizar cálculos precisos debido a la mala calibración del instrumento EDX para los elementos Ca y Al, es por eso que sugiere que para estudios posteriores se utilice una microsonda calibrado con fines geológicos.

Según los datos presentados en el presente trabajo y los obtenidos previamente en la zona por Energía Andina S.A. se sugiere que el causante de la alteración corresponde a un fluido meteórico calentado gracias a la transferencia de calor desde el reservorio. Este fluido coincidiría con las manifestaciones presentes en el sector de Los Humos, cuyo nivel topográfico coincide con la profundidad de alteración del pozo. Sin embargo, no es posible descartar que este fluido meteórico se encuentre afectado por aportes de fluidos desde el reservorio, ya que las características isotópicas podrían corresponder a composición intermedias entre dos tipos de fluido.

El fluido se caracterizaría por un pH neutro, salinidad cercana a 1,5% peso NaCl y composición isotópica dependiente de las fases minerales que se fraccionan a partir del fluido, pero siempre dentro del rango perteneciente a aguas meteóricas, con valores entre -9 y -5‰ para $\delta^{18}\text{O}$ normalizado al SMOW y -9‰ para $\delta^{13}\text{C}$ normalizado al PDB.

Es posible estimar que la temperatura a la que ocurre la alteración es mayor a 200°C por debajo de los 470 m, lo que es sugerido por la mineralogía presente y por la temperatura de homogenización conseguida en inclusiones fluidas. Con estos datos se estima un gradiente geotermal mayor a 300°C/Km en los primeros 400 m, donde la transferencia de calor ocurriría de forma conductiva. Por debajo de esta profundidad, los resultados obtenidos con inclusiones fluidas entregan un gradiente geotermal de

alrededor de 60°C/Km, que corresponde al doble del gradiente geotermal normal, sin embargo, dado que los datos presentan una desviación estándar considerable, se cree que los datos más confiables para el cálculo del gradiente geotermal son los obtenidos actualmente en el pozo. Con estos datos se calcula un gradiente geotermal local cercano a los 100°C/Km, donde el calor se estaría transfiriendo de forma convectiva.

Es importante señalar que la disminución de temperatura registrada entre los 640 y los 700 m no se considera al momento del cálculo del gradiente geotermal, ya que una vez terminado el *input* de agua fría, tanto el perfil de temperatura obtenido directamente desde el pozo como el rango de temperatura estimado a partir de la mineralogía de alteración, reflejan una continuidad en la tasa de aumento de temperatura.

Según los minerales reconocidos y las características de los fluidos geotermales es posible sugerir que el pozo se ubica en el *up flow* del sistema geotermal, mientras que los sectores de Los Humos y Qda. Fray Carlos serían indicativos del *out flow* del mismo.

Al contrastar los resultados aquí obtenidos con los datos medidos directamente en el pozo PTe-1 se observa una fuerte correspondencia para los datos termométricos. Por otro lado la historia de fraccionamiento de los datos isotópicos muestra una fuerte correlación con los datos actuales conseguidos en superficie. Dado lo anterior es posible concluir que la alteración mineral estaría reflejando el último evento de alteración geotermal sufrido por las rocas.

10 REFERENCIAS

- AGUIRRE, L. 1960. Geología de Los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile*. Boletín N°9, 70 p.
- ARCOS, R. 1987. Geología del Cuadrángulo Termas del Flaco Provincia de Colchagua, VI Región, Chile. *Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile*.
- ARCOS, R., CHARRIER, R. & MUNIZAGA, F. 1988. Volcanitas Cuaternarias en la hoya superior del Río Tinguiririca (34° 40' L.S. - 70°21' L.W.): Características geológicas, antecedentes geoquímicos y geocronológicos. *V Congreso Geológico Chileno*. Tomo III, p. 1254-1260.
- BETTISON, L. A. & SCHIFFMAN, P. 1988. Compositional and structural variations of phyllosilicates from the Point Sal ophiolite, California. *American Mineralogist*, v. 73, p. 62-76.
- BIRD, D. K., SCHIFFMAN, P., ELDERS, W. A., WILLIAMS, A. E. & MCDOWELL, S. D. 1984. Calc-Silicate Mineralization in Active Geothermal Systems. *Economic Geology*, v. 79, p. 671-695.
- BOTTINGA, Y. & JAVOY, M. 1973. Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth Planet Sci Lett*, v. 20, p. 250-265.
- CASAMIQUELA, R. M. & FASOLA, A. 1968. Sobre pisadas de dinosaurios del Cretácico Inferior de Colchagua (Chile). *Publicaciones del Departamento de Geología, Universidad de Chile*, p. 1-24.
- CATHELINEAU, M. & NIEVA, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, p. 235-244.
- CHARRIER, R., WYSS, A. R., FLYNN, J. J., SWISHER ILL, C. C., NORELL, M. A., ZAPATTA, F., MCKENNA, M. C. & NOVACEK, M. J. 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), Central Chile. *Journal of South American Earth Science*, v. 9, p. 393-422.
- CHIBA, H., CHACKO, T., CLAYTON, R.N. & GOLDSMITH, J. R. 1989. Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite and calcite: application to geothermometry. *Geochim Cosmochim*, v. 53, p. 2985-2995
- CLAVERO, J., PINEDA, G., MAYORGA, C., GIAVELLI, A., AGUIRRE, I., SIMMONS, S., MARTINI, S., SOFFIA, J., ARRIAZA, R., POLANCO, E. & ACHURRA, L. 2011. Geological, Geochemical, Geophysical and First Drilling Data from Tinguiririca Geothermal Area, Central Chile. *Geothermal Resources Council Annual Meeting*.
- CLAYTON, R. N., O'NEIL, J. R. & MAYEDA, T. K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Geophysical Research*, v. 77, p. 3057-3067.

- COVACEVICH, V., VARELA, J., & VERGARA, M. 1976. Estratigrafía y sedimentación de la Formación Baños del Flaco al sur del río Tinguiririca, Cordillera de los Andes, Provincia de Curicó, Chile. *Congreso Geológico Chileno*. 1, p. A91-A211.
- DEMETS, C., R. G. GORDON, D. F. ARGUS, AND S. STEIN. 1990. Current plate motions, *Geophysical Journal International*, v. 101, p. 425-478.
- DE CARITAT, P., HUTCHEON, I. & WALSH, J. L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, v.41, p. 219-239.
- Dirección de Vialidad, Ministerio de Obras Públicas. 2009. Ministerio de Obras Públicas. Recuperado el 13 de Octubre de 2011, de Red Caminera de Chile, Ministerio de Obras Públicas: http://www.mapas.mop.cl/CC2010/jpg/Lmina4_350000.jpg
- Dirección Meteorológica de Chile. s.f.. Recuperado el 12 de Enero de 2012, de http://www.meteochile.gob.cl/climas/climas_sexta_region.html
- FREY, M. 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. *En M. Frey, Low Temperature Metamorphism* p. 9-58. New York: Chapman and Hall New York.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. 1977. Data of Geochemistry. *Washington: United States Government*.
- GIGGENBACH, W. F. 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 113, p. 495-510.
- Gobierno de Chile. (01 de Septiembre de 2010). Gobierno Informa. Recuperado el 16 de 04 de 2012, de Gobierno de Chile sitio web: <http://www.gob.cl/informa/2010/09/01/ministro-raineri-anuncia-licitacion-21-nuevas-areas-de-geotermia.htm>
- Google. (25 de Septiembre de 2011). Google Earth. Recuperado el 15 de Diciembre de 2011, de Google Earth.
- HAAS, J. L. 1978. The Effect of Salinity on the Maximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System at Hydrostatic Pressure. *Economic Geology*, p. 940-946.
- HEDENQUIST, J. W. & HENLEY, R. W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions; evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, v. 80, p. 1379-1406.
- JOWETT, E. C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting. Toronto, May 27-29. Program with Abstracts* 16, A62.
- KERR, P. F. 1959. Optical mineralogy. *Nueva York: McGraw-Hill*.

- KLOHN, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central (provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó) *Ins. Invest. Geológicas*, Boletín 8, 95 p. Santiago.
- KLEIN, C. & HURLBUT, C. S. 1996. Manual de Mineralogía. *Barcelona: Editorial Reverté, S.A.*
- KRANIDIOTIS, P. & MACLEAN, W. H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, v. 82, p. 1898-1911.
- LAHSEN, A., MUÑOZ, N. & PARADA, M. Á. 2010. Geothermal Development in Chile. *Proceedings World Geothermal Congress*, p. 1-4. Bali.
- LEWICKI, J. L. & OLDENBURG, C. M. 2004. Strategies for Detecting Hidden Geothermal Systems by Near-Surface Gas Monitoring. *California: Lawrence Berkeley National Laboratory*.
- LIU, J. G., DE CAPITANI, C. & FREY, M. 1991. Zeolite equilibria in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 34, p. 293-301.
- MAYORGA, C. 2010. Geoquímica de las fuentes termales del área de Tinguiririca. *Inédito. Santiago: Energía Andina S.A.*
- MEUNIER, A. 2003. Clays. *Poitiers: Editions scientifiques GB in collaboration with the Société Géologique de France*.
- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Oxford: Oxford University Press*.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M. SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. & GOTARDI, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, v. 73, p. 1123-1133.
- NESSE, W. D. 1991. Introduction to optical mineralogy. *Nueva York: Oxford University Press*.
- O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N. & MAYEDA, T. K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, v. 51, p. 5547-5558.
- PALACIO, M. D. & GODEAS, M. 2008. Guía de Minerales de Alteración de la República Argentina. Buenos Aires: *Instituto de Geología y Recursos Minerales*.
- PINEDA, G. 2010. Geología Tinguiririca A y B. *Inédito. Santiago: Energía Andina S.A.*
- POTTER, R. W., CLYNNE, M. A. & BROWN, D. L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, v. 73, p.284-285.
- RADIC, J. P. 2010. Informe inédito. *Energía Andina*.

- REYES, A. G. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43, p. 279-309.
- REYNOLDS, R. C. 1980. Interstratified Clay Minerals. *En G. W. Brindley, & G. Brown, Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification*, p. 249-304. London: Mineralogical Society.
- RISACHER, F., Y HAUSER, A. 2008. Catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Santiago, 81p.
- ROEDDER, E. 1984a. Fluid Inclusions. *Virginia: Mineralogical Society of America*.
- ROEDDER, E. 1984b. The fluids in salt. *American Mineralogist*, p. 413-439.
- ROEDDER, E. & BODNAR, R. J. 1997. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. *En H. L. Barnes, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, p. 657-697. Nueva York: NY: John Wiley.
- ROLLINSON, H. R. 1993. Using stable isotope data. *En H. R. Rollinson, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, p. 266-315. Edinburgh: Pearson Education Limited.
- RUGGIERI, G., GIOLITO, C., GIANELLI, G., MANZELLA, A. & BOIRON, M. C. 2004. Application of fluid inclusions to the study of Bagnore geothermal field (Tuscany, Italy). *Geothermics*, v.33, p. 657-692.
- SCHIFFMAN, P. & DAY, H. W. 1999. Petrological methods for the study of very low-grade metabasites. *En M. Frey, & D. Robinson, Low-Grade Metamorphism*, p. 108-142. Blackwell Science.
- SCHIFFMAN, P. & FRIDLEIFSSON, G. O. 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 9, p. 679-686.
- SHEPHERD, T. J., RANKIN, A. H. & ALDERTON, D. H. 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. London: Blackie.
- SIMMONS, S. F. & CHRISTENSON, B. W. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*, v. 294, p. 361-400.
- STERN, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, v. 31, p.161-206.
- STERN, C.R., MORENO, H., LÓPEZ-ESCOBAR, L., CLAVERO, J., LARA, L.E., NARANJO, J.A., PARADA, M.A. & SKEWES, M.A. 2007. Chilean volcanoes. *En Moreno, T. & Gibbons, W. (eds.): The Geology of Chile*, p. 143-178. The Geological Society, London.

WHITNEY D.L. & EVANS B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, v. 9, p. 185-187.

ZAPATTA, F. A. 1995. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructura del área de Termas del Flaco, Valle del Río Tinguiririca, VI Región, Chile. *Memoria para optar al título de Geólogo*. Santiago: Universidad de Chile.

ANEXO A:

Descripciones petrográficas.

PTE-1 19.6: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO Y OLIVINO, CON ALTERACIÓN SELECTIVA A ESMECTITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno y olivino

Texturas: Porfírica
Intersertal
Traquítica localmente
Poiquilítica
Sieve

Fases:

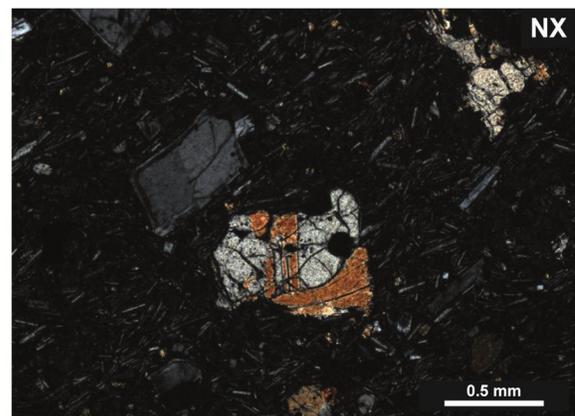
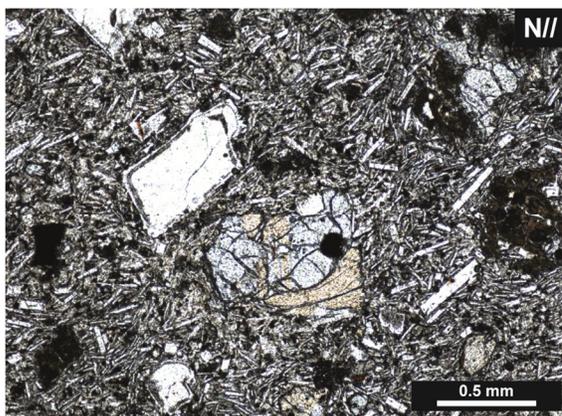
Nombre	Abundancia	Observaciones
Masa Fundamental	50%	Compuesta por vidrio y opacos
Plagioclasa	35%	Hasta 4mm
Olivino	10%	Hasta 1mm
Piroxeno	5%	Hasta 1,3mm, principalmente ortopiroxeno

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Filosilicatos máficos	10%	Pardo oscuro: Esmeclita
Opacos	5%	Pirita
Iddingsita	A	

Reemplazo:

Fase Primaria	Minerales de Alteración
Plagioclasa	Hematita en fracturas Filosilicatos máficos en sentido del clivaje
Olivino	Filosilicatos máficos como reemplazo completo Iddingsita en bordes y fracturas
Todas las fases	Pirita



PTE-1 27,4: ANDESITA PORFÍRICA VESICULAR DE PIROXENO, CON FUERTE OXIDACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica vesicular de piroxeno

Texturas: Porfírica
Vesicular
Seriada
Sieve en borde de cristales de plagioclasa
Zonación en algunos cristales de plagioclasa

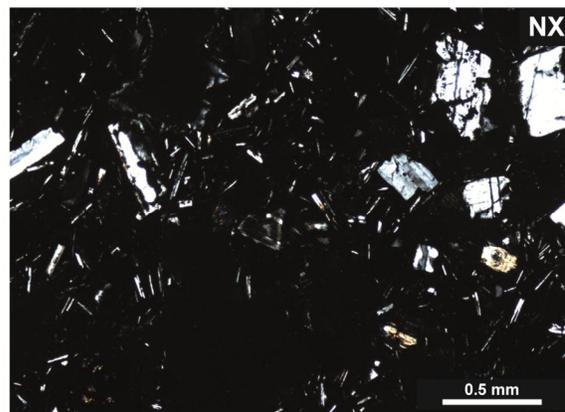
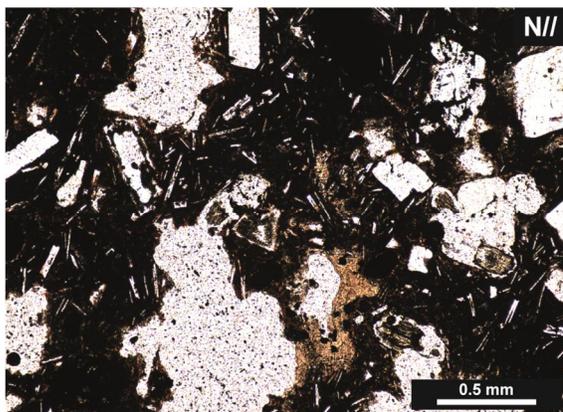
<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa Fundamental	50%	Principalmente vidrio
	Plagioclasa	30%	Hasta 2,5mm
	Piroxeno	5%	Principalmente ortopiroxeno

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 15% Tamaño: Hasta 3mm	Forma: Irregulares Tipo: Sin relleno
-------------------	--------------------------------------	---

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	10%	
Opacos	40% A	Mezcla mecánica entre óxidos de hierro y arcillas Pirita
Filosilicatos máficos	5%	Pardo: Esmectita

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Masa Fundamental	Óxido de hierro Hematita en bordes de vesículas y cristales Pirita Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Filosilicatos máficos
	Piroxeno	Óxido de hierro



PTE-1 41: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO Y OLIVINO, CON ALTERACIÓN SELECTIVA A ESMECTITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno y olivino

Texturas: Porfírica
Intersertal
Seriada
Poiquilitica
Sieve

Fases:

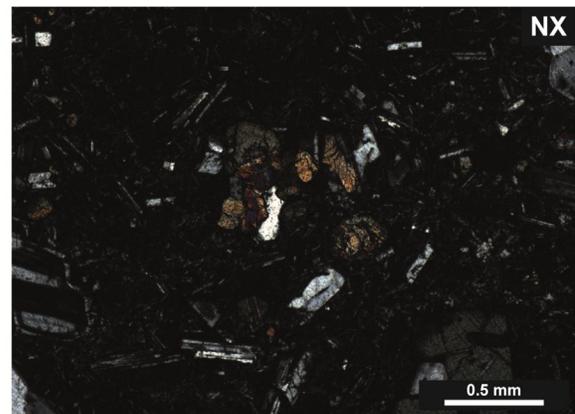
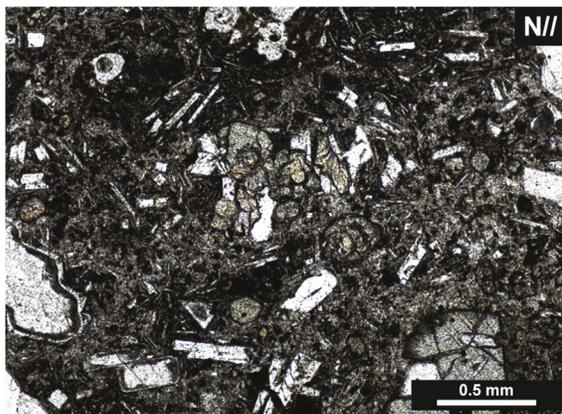
Nombre	Abundancia	Observaciones
Masa Fundamental	45%	Compuesta por vidrio y opacos
Plagioclasa	35%	Hasta 4mm
Olivino	10%	Hasta 2mm
Piroxeno	10%	Hasta 2mm, principalmente ortopiroxeno

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Filosilicatos máficos	5%	Pardo: Esmeclita
Opacos	10%	Pirita

Reemplazo:

Fase Primaria	Minerales de Alteración
Masa Fundamental	Hematita Pirita
Plagioclasa	Hematita
Piroxeno	Hematita
Olivino	Filosilicatos máficos



PTE-1 51,5: ANDESITA PORFÍRICA VESICULAR DE PIROXENO, CON FUERTE OXIDACIÓN DE LA MASA FUNDAMENTAL

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica vesicular de piroxeno

Texturas: Porfírica
Vesicular
Traquítica
Sieve en algunos cristales
Zonación

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa Fundamental	30%	Principalmente vidrio muy alterado
	Plagioclasa	15%	Hasta 4mm
	Piroxeno	5%	Hasta 2mm

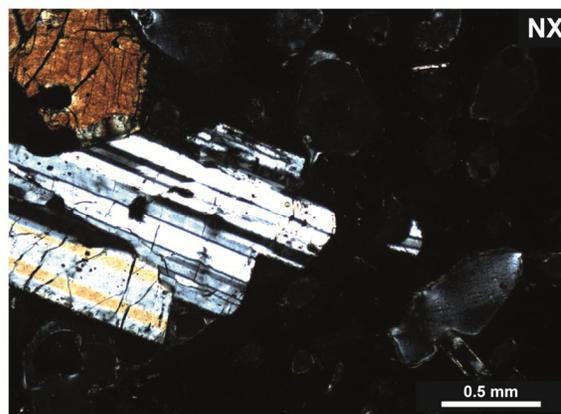
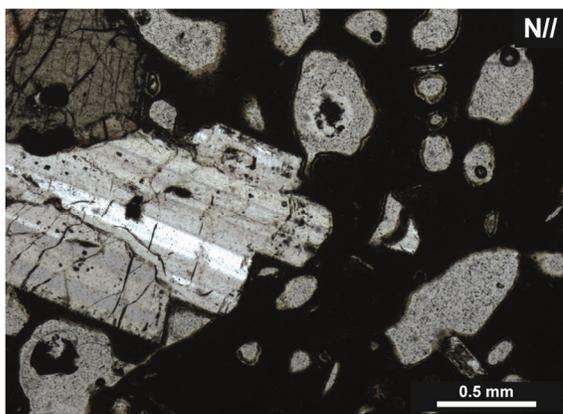
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 50% Tamaño: Hasta >4mm	Forma: Irregulares Tipo: Solo relleno en el borde
-------------------	---------------------------------------	--

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	30%	Óxido de hierro
Sílice	A	Ágata
Filosilicatos máficos	5%	Pardo: Esmeclita

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Masa Fundamental	Óxido de hierro Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Óxido de hierro Filosilicatos máficos
	Piroxeno	Hematita

<u>Amígdalas:</u>	Borde	Sílice
-------------------	-------	--------



PTE-1 54,9: ROCA VOLCANOCLÁSTICA OXIDADA MONOMÍTICA, CON ALTERACIÓN SELECTIVA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Roca volcanoclástica oxidada monomítica

Texturas: Vesicular
Fragmental
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Matriz	25%	Bastante alterada
	Plagioclasa	10%	Hasta 1,5mm, algunas bastante fragmentadas
	Piroxeno	A	Hasta 1mm, principalmente ortopiroxeno
	Líticos	45%	Principalmente andesitas

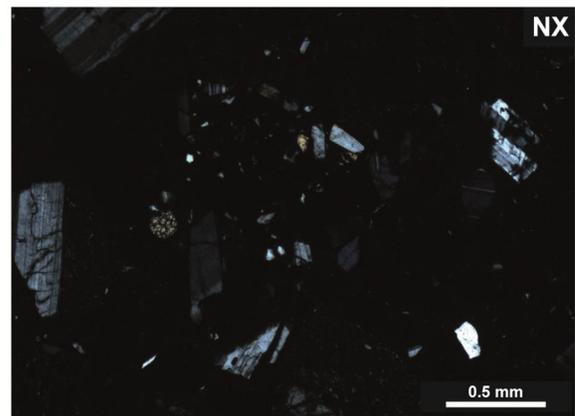
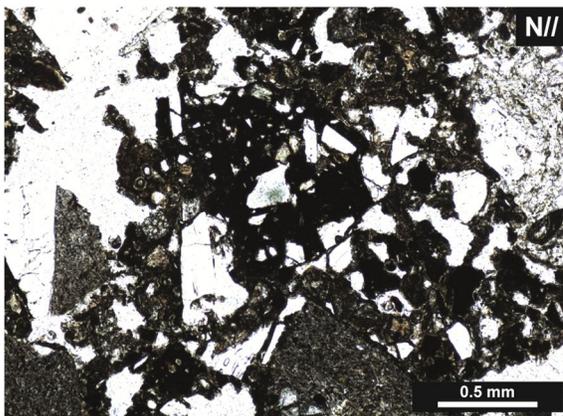
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 20% Tamaño: 1 a 2mm	Forma: Irregulares Tipo: Sin relleno completo
-------------------	------------------------------------	--

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	5%	
Opacos	40%	Óxido de hierro
Filosilicatos máficos	A	Pardo: Esmeclita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Matriz	Óxido de hierro
	Clastos	Óxido de hierro Hematita
	Piroxeno	Óxido de hierro

<u>Amígdalas:</u>	Borde	Algunas presentan filosilicatos máficos
-------------------	-------	---



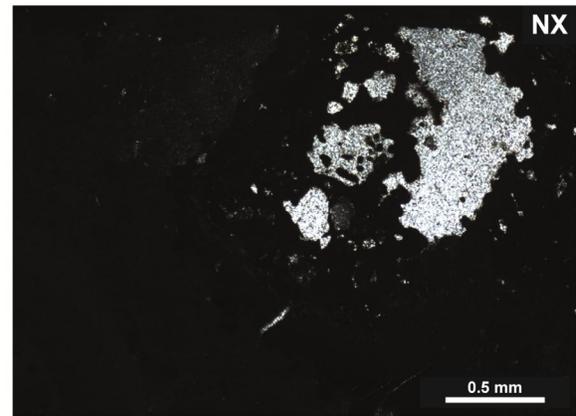
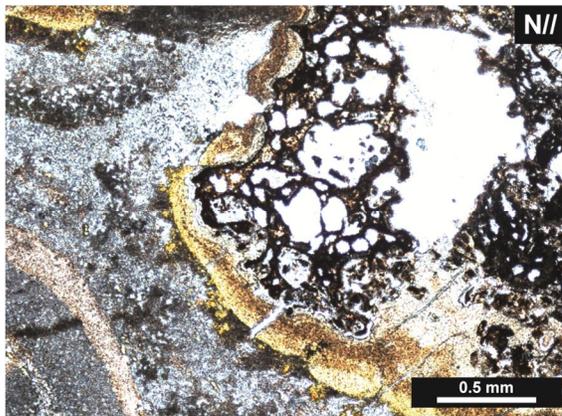
PTE-1 60: ROCA OBLITERADA, CON ALTO CONTENIDO EN SÍLICE Y HEMATITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Roca obliterated in which primary characteristics are not recognized, however, by its texture it could correspond to a hyaloclastite

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	30%	
Opacos	A 5%	Óxido de hierro Pirita
Sílice	40%	Ágata y calcedonia
Filosilicatos máficos	25%	Pardo-amarillento: Esmectita



PTE-1 70,5: ANDESITA PORFÍRICA VESICULAR DE PIROXENO, CON OXIDACIÓN DE LA MASA FUNDAMENTAL

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica vesicular de piroxeno

Texturas: Porfírica
Vesicular
Sieve en algunos cristales

Fases:

Nombre	Abundancia	Observaciones
Masa fundamental	35%	Fuertemente alterada, de color rojizo
Plagioclasa	5%	Hasta 4mm
Piroxeno	A	

Vesículas:

Abundancia: 20%	Forma: Irregulares
Tamaño: 0,5mm en promedio	Tipo: Solo relleno en el borde

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

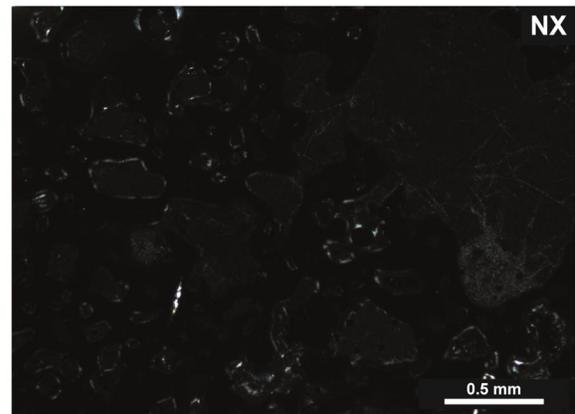
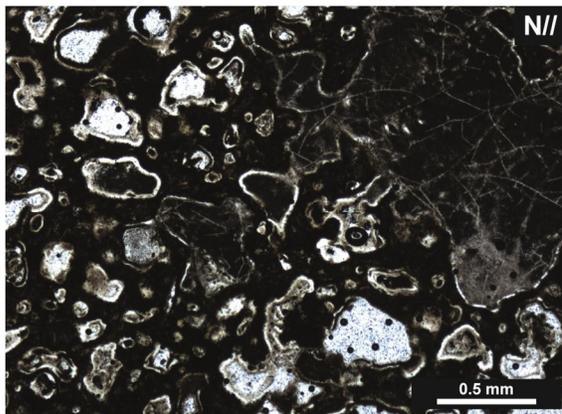
Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	35%	Óxido de hierro
Filosilicatos máficos	10%	Pardo: Esmeclita

Reemplazo:

Fase Primaria	Minerales de Alteración
Todas las fases	Óxido de hierro Filosilicatos máficos

Amígdalas:

Borde	Filosilicatos máficos
-------	-----------------------



PTE-1 77.3: ROCA VOLCANOCLÁSTICA VESICULAR MONOMÍTICA, CON ALTERACIÓN A ESMECTITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Roca volcanoclástica vesicular monomítica

Texturas: Vesicular
Fragmental

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Matriz	40%	Bastante alterada y muy vesicular
	Plagioclasa	15%	Hasta 3mm
	Líticos	15%	Clastos andesíticos
	Piroxeno	5%	Hasta 0,5mm
	Olivino	A	

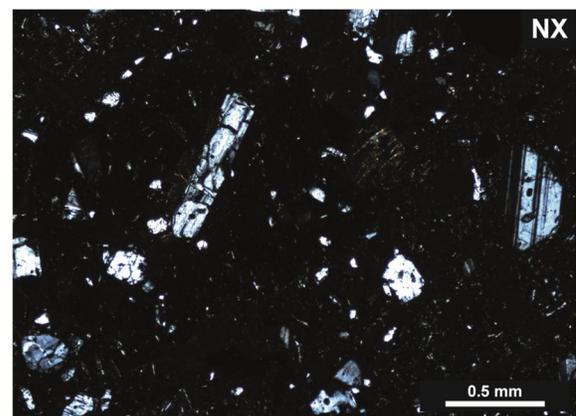
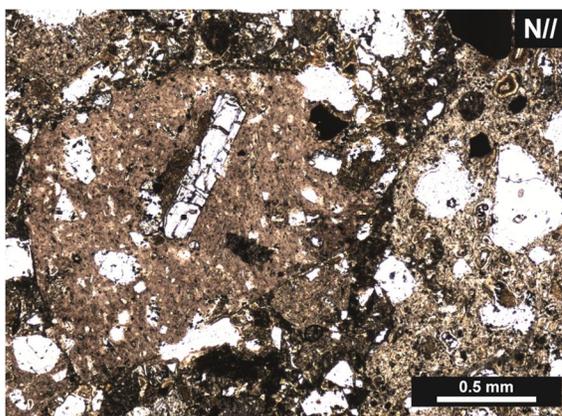
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 25% Tamaño: 0,5mm en promedio	Forma: Irregulares Tipo: Solo relleno en los bordes
-------------------	--	--

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	10%	
Opacos	A 5%	Óxido de hierro Pirita
Filosilicatos máficos	A	Pardo: Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita diseminada
	Matriz	Hematita Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Hematita
	Lítico	Óxido de hierro Hematita
	Olivino	Hematita Filosilicatos máficos

<u>Amígdalas:</u>	Borde	Filosilicatos máficos
-------------------	-------	-----------------------



PTE-1 90,55: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO Y OLIVINO, CON ESCASA ALTERACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno y olivino

Texturas: Porfírica
Intersertal
Poiquilítica
Sieve
Zonación en algunos cristales de plagioclasa

Fases:

Nombre	Abundancia	Observaciones
Masa fundamental	55%	Compuesta por vidrio y opacos
Plagioclasa	30%	Incluso >4mm
Piroxeno	15%	Hasta 2mm
Olivino	A	

Vetillas:

Abundancia: A Tamaño: 0,04mm, con baja continuidad	Tipo: Rellena y sinuosa
---	-------------------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

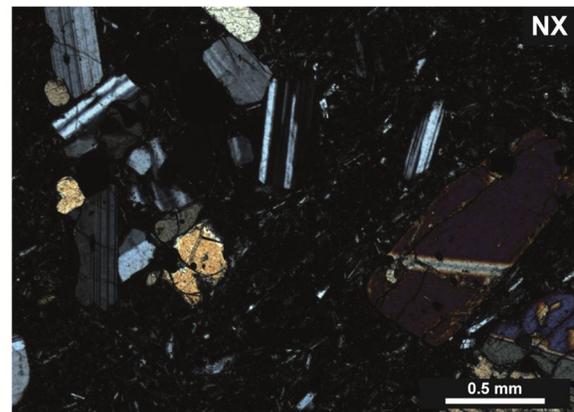
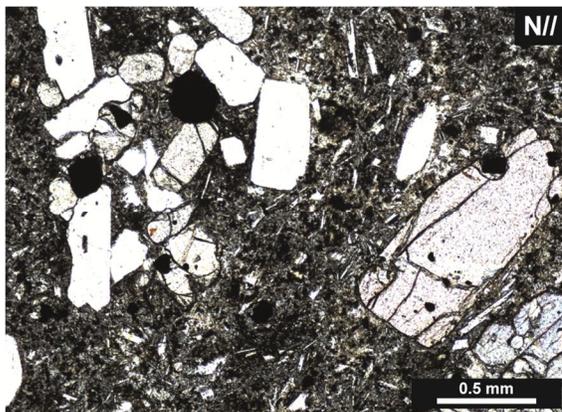
Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	5%	Pirita
Calcita	A	Primeros indicios
Filosilicatos máficos	5%	Pardo: Esmeclita

Reemplazo:

Fase Primaria	Minerales de Alteración
Masa fundamental	Calcita
Plagioclasa	Hematita
Piroxeno	Hematita
Olivino	Pirita Filosilicatos máficos

Vetillas:

Agregados minerales	Hematita y Filosilicatos máficos
---------------------	----------------------------------



PTE-1 115: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON FRACTURAS RELLENAS

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica vesicular de piroxeno

Texturas: Porfírica
Vesicular
Bimodal
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	25%	Compuesta por vidrio y opacos
	Plagioclasa	15%	Hasta 3mm
	Piroxeno	5%	Hasta 3,5mm

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 5% Tamaño: Hasta 3,5mm	Forma: Ovoidales Tipo: Sin relleno
-------------------	---------------------------------------	---------------------------------------

<u>Fracturas:</u>	Abundancia: 50% Tamaño: >10mm	Tipo: Rellena
-------------------	----------------------------------	---------------

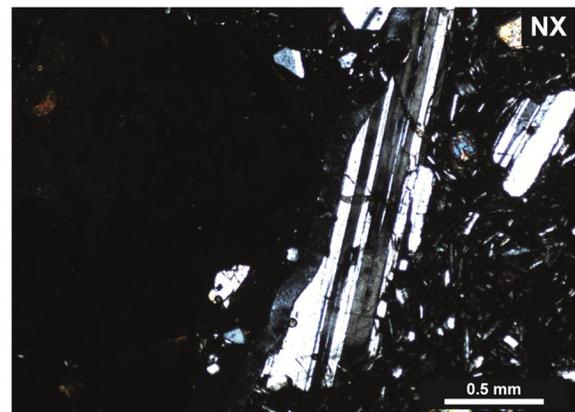
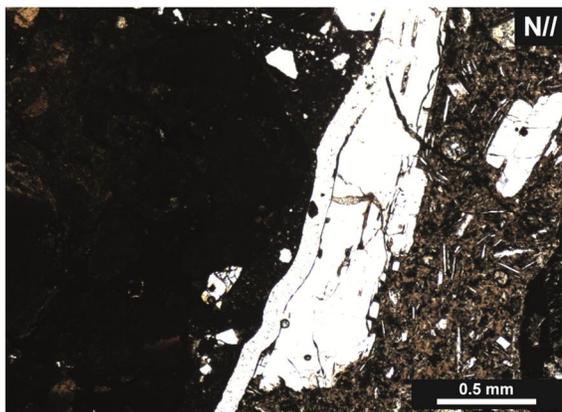
CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	5%	Pirita
Filosilicatos máficos	25%	Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Masa fundamental	Pirita
	Piroxeno	Hematita

Fracturas: Relleno muy caótico. Se distinguen plagioclasa fracturadas – 0,3 y 0,01mm -, cristales de piroxeno fracturados, trozos de clastos de la roca caja; y como minerales de alteración hematita, pirita y filosilicatos máficos (de color amarillo rojizo).

Obs: alrededor del 5% de la filosilicatos máficos se encuentra alterando vidrio, esto se deduce ya que conserva la fractura concoidal.



PTE-1 121,7: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON FRACTURAS RELLENAS

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno

Texturas: Porfírica
Bimodal
Poiquilítica en algunos cristales
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	45%	Compuesta por vidrio y opacos
	Plagioclasa	25%	Hasta 4mm
	Piroxeno	10%	Hasta 2,5mm

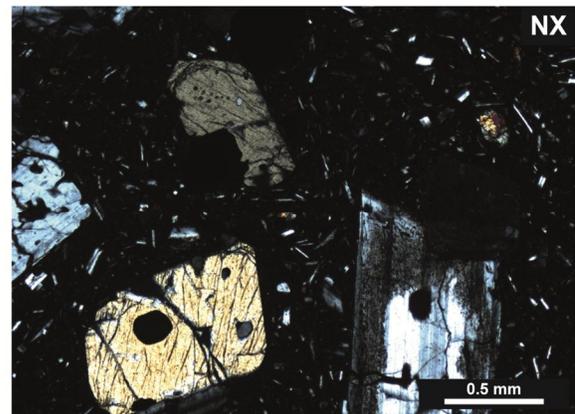
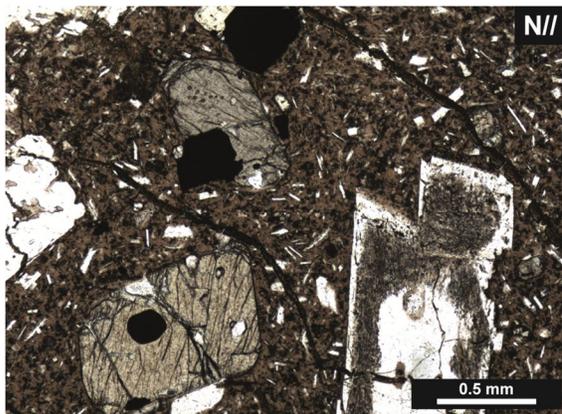
<u>Vetillas y fracturas:</u>	Abundancia: 20% Tamaño: (1) 7mm, (2) 0,05mm	Tipo: Rellena
------------------------------	--	---------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A 5%	Óxido de hierro Pirita
Calcita	A	Primeros indicios
Filosilicatos máficos	15%	Amarillo-rojizo: Esmeclita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Masa fundamental	Pirita

<u>Vetillas y fracturas:</u>	Agregados minerales	(1) Relleno caótico en que se distinguen cristales de plagioclasa fracturados, vidrio alterado, filosilicatos máficos, pirita, óxidos de hierro y escasa calcita
	Solo	(2) Filosilicatos máficos



PTE-1 122.8: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO Y OLIVINO, CON ALTERACIÓN SELECTIVA A ESMECTITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno y olivino

Texturas: Porfírica
Intersertal localmente
Traquítica localmente
Bimodal
Pioquilitica
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	50%	Compuesta por vidrio y opacos
	Plagioclasa	40%	Incluso >4mm
	Piroxeno	5%	Hasta 3mm
	Olivino	5%	

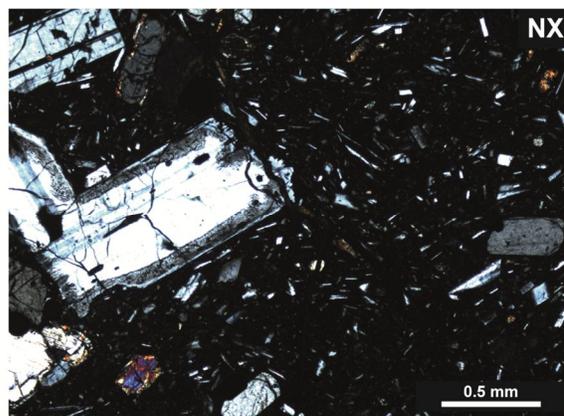
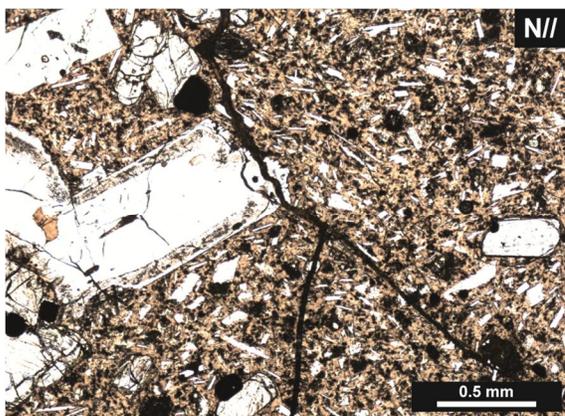
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 0,02mm	Tipo: Rellena y sinuosa
------------------	---------------------------------	-------------------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	<5%	Pirita
Calcita	A	
Filosilicatos máficos	>5%	Pardo: Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Plagioclasa	Filosilicatos máficos
	Olivino	Calcita Filosilicatos máficos

<u>Vetillas:</u>	Solo	Filosilicatos máficos
------------------	------	-----------------------



PTE-1 140: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON MUY LEVE ALTERACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno

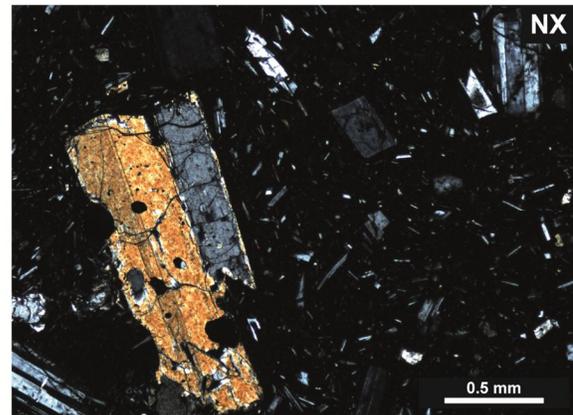
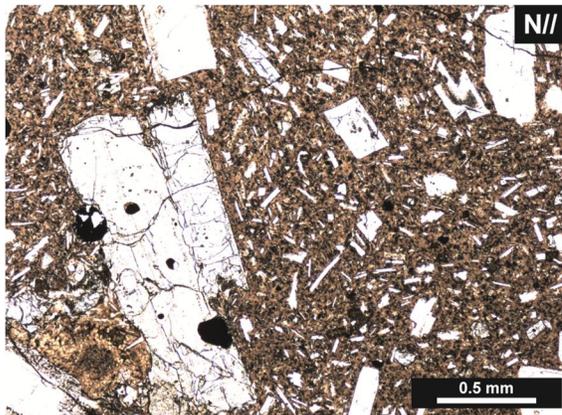
Texturas: Porfírica
Sieve

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa Fundamental	55%	Compuesta por vidrio y opacos
	Plagioclasa	35%	Hasta 4mm
	Olivino	A	
	Piroxeno	10%	Hasta 2mm, principalmente ortopiroxeno

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Pirita	5%	Pirita
Filosilicatos máficos	5%	Pardo: Esmectita

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita diseminada
	Plagioclasa	Hematita Filosilicatos máficos
	Olivino	Filosilicatos máficos



PTE-1 156: ROCA VOLCÁNICA CLÁSTICA, CON ALTERACIÓN A ESMECTITA PRINCIPALMENTE EN CLASTOS

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Roca volcánica clástica

Texturas: Fragmental

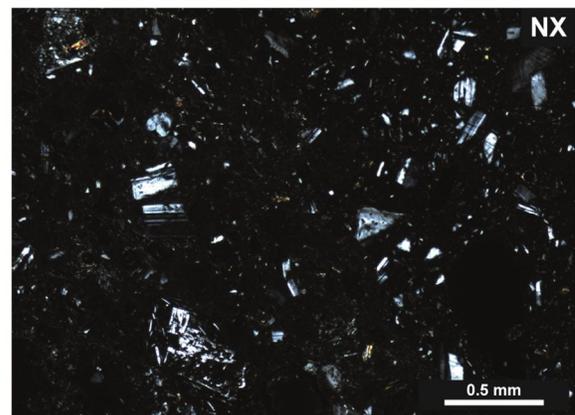
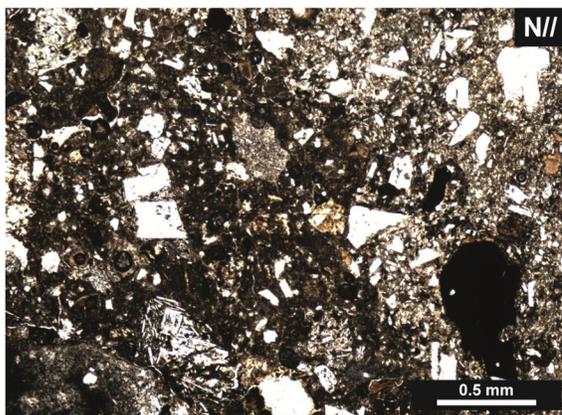
<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Matriz	20%	Bastante alterada
	Plagioclasa	20%	Hasta 3mm
	Líticos	60%	Principalmente clastos andesíticos

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: A Tamaño: Hasta 2mm	Forma: Muy irregulares Tipo: Sin relleno
-------------------	------------------------------------	---

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	5%	
Opacos	5% A	Óxido de hierro Pirita
Calcita	A	
Filosilicatos máficos	15%	Pardo-amarillento: Esmectita

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Matriz	Hematita Filosilicatos máficos
	Líticos	Hematita Óxido de hierro Calcita Filosilicatos máficos



PTE-1 158,05: ANDESÍTA PORFÍRICA, CON ALTO CONTENIDO DE ESMECTITA EN LA MASA FUNDAMENTAL Y VESÍCULAS PARCIALMENTE RELLENAS

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica traquítica vesicular

Texturas: Porfírica
Vesicular
Traquítica principalmente en microlitos de plagioclasa
Bimodal
Zonación en algunos cristales

Fases:

Nombre	Abundancia	Observaciones
Masa fundamental	40%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
Plagioclasa	50%	Hasta 3,5mm
Mineral obliterado	7%	Probablemente piroxeno

Vesículas:

Abundancia: 3%	Forma: Irregulares
Tamaño: Incluso >4mm	Tipo: Solo relleno en los bordes

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

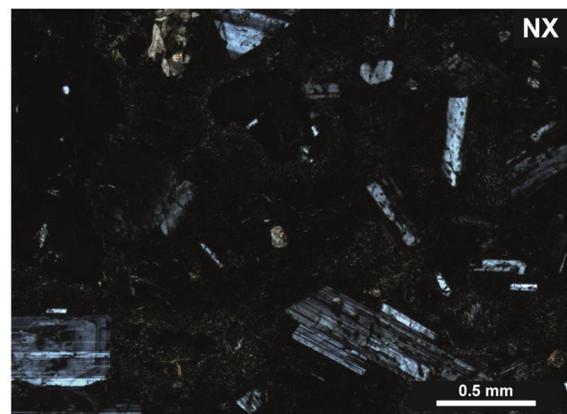
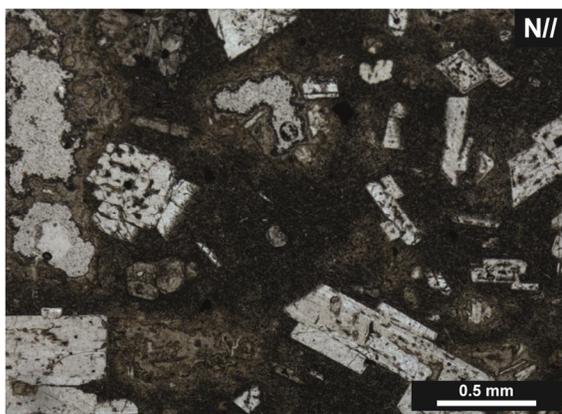
Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A	Pirita
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	20%	Amarillo-pardo: Esmectita
Granate?	A	
Titanita	A	

Reemplazo:

Fase Primaria	Minerales de Alteración
Todas las fases	Filosilicatos máficos
Masa fundamental	Pirita Titanita
Mineral obliterado	Calcita

Amígdalas:

Borde	Filosilicatos máficos y granate
-------	---------------------------------



PTE-1 188: ROCA VOLCÁNICA CLÁSTICA, CON ESTACASA MATRIZ Y ALTERACIÓN A ESMECTITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Roca volcánica clástica con escasa matriz

Texturas: Vesicular
Amigdaloidal
Fragmental

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Matriz	20%	
	Plagioclasa	15%	Hasta 1,5mm
	Líticos	65%	Clastos andesíticos

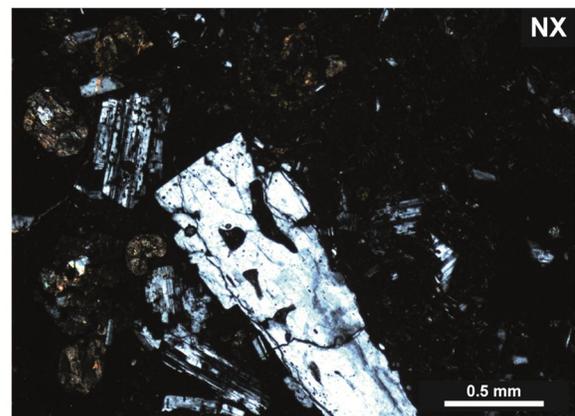
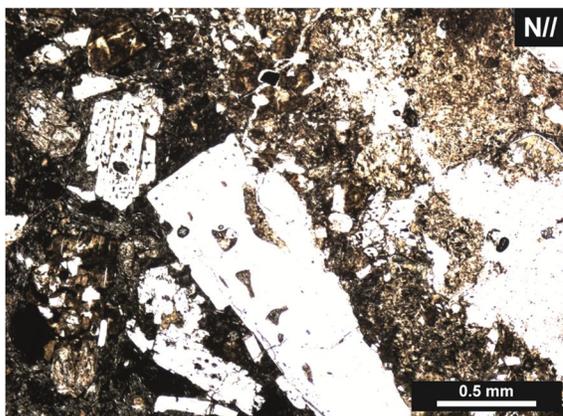
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: numerosas dentro de los distintos clastos	Tipo: Relleno dependiente de los clastos
-------------------	---	--

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	A	Óxido de hierro Pirita
Calcita	10%	
Filosilicatos máficos	15%	Rojo-amarillento: Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Líticos	Calcita Filosilicatos máficos Óxido de hierro Hematita
	Matriz	Filosilicatos máficos Óxido de hierro

<u>Amígdalas:</u>	Borde	(1) Filosilicatos máficos
	Centro	(1) Calcita



PTE-1 218,2: ANDESÍTA PORFÍRICA AMIGDALOIDAL, CON ALTERACIÓN PERVASIVA A ESMECTITA Y LEVE OXIDACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica amigdaloidal

Texturas: Porfírica
Vesicular
Amigdaloidal
Traquítica localmente
Bimodal
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	40%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	30%	Hasta 3mm
	Mineral obliterado	5%	Hasta 1mm, podría corresponder a piroxeno

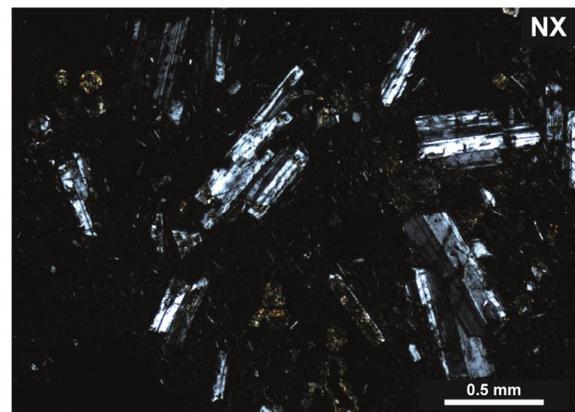
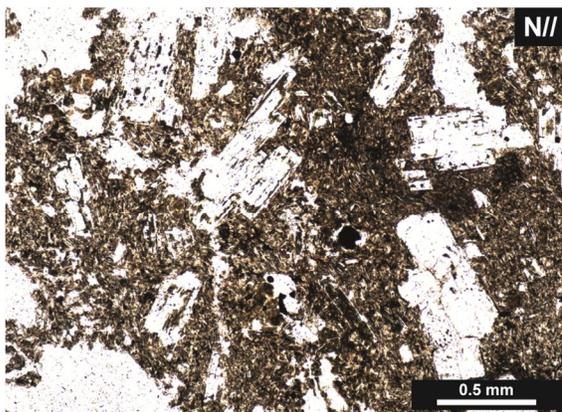
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 25%	Forma: Irregulares
	Tamaño: 1mm en promedio	Tipo: Rellenas y sin relleno

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A	Pirita
	A	Óxido de hierro
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	5%	Rojo-amarillento: Esmeclita
	15%	Verde: Clorita-esmeclita
Sílice	10%	Ágata

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita diseminada
	Masa fundamental	Óxido de hierro
	Plagioclasa	Filosilicatos máficos
	Mineral obliterado	Filosilicatos máficos Calcita

<u>Amígdalas:</u>	Borde	(1) Ágata y Filosilicatos máficos, (2) Ágata
	Centro	(1) Calcita, (2) Filosilicatos máficos



PTE-1 223: ANDESITA PORFÍRICA INTERSERTAL, CON FRACTURAS RELLENAS DE CALCITA Y ESMECTITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica intersertal

Texturas: Porfírica
Intersertal
Seriada
Sieve

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	40%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	35%	Incluso >4mm
	Mineral obliterado	10%	Hasta 3mm

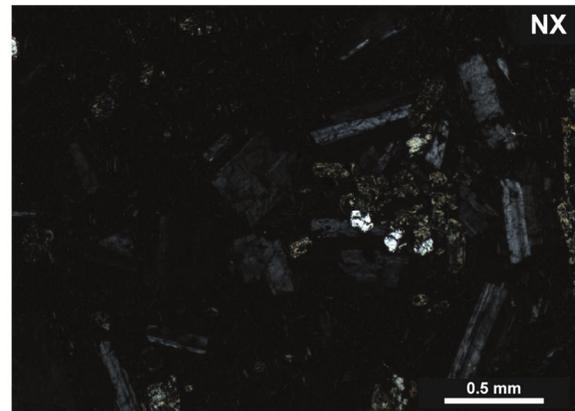
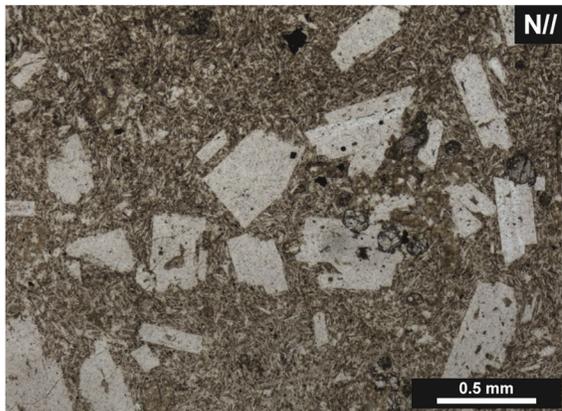
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 15% Tamaño: (1) 0,04mm y (2) 5mm	Tipo: Rellenas, sinuosas y continuidad variable
------------------	---	---

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	A	Pirita
Calcita	10%	Pardo
Filosilicatos máficos	20%	Amarillo-rojizo: Esmectita
Escapolita?	5%	

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Masa fundamental	Filosilicatos máficos Pirita
	Mineral obliterado	Filosilicatos máficos Calcita Hematita

<u>Vetillas:</u>	Agregados minerales	(1) Calcita y filosilicatos máficos (2) Calcita, escapolita y Filosilicatos máficos
------------------	---------------------	--



PTE-1 245,2: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON ALTERACIÓN A ESMECTITA Y HEMATITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno

Texturas: Porfírica
Intersertal
Seriada
Poiquilítica
Sieve

Fases:

Nombre	Abundancia	Observaciones
Masa Fundamental	45%	Compuesta por vidrio y opacos
Plagioclasa	40%	Hasta 4mm
Piroxeno	15%	Hasta 0,8mm
Olivino	A	

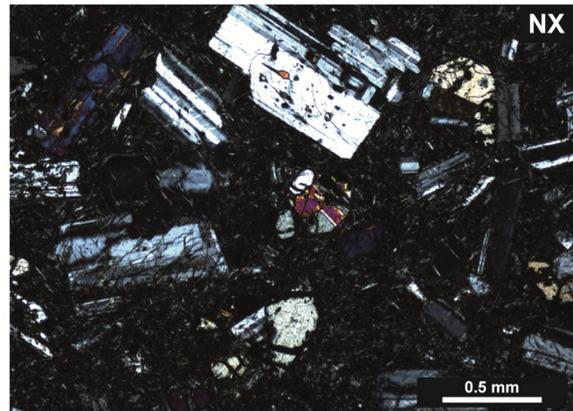
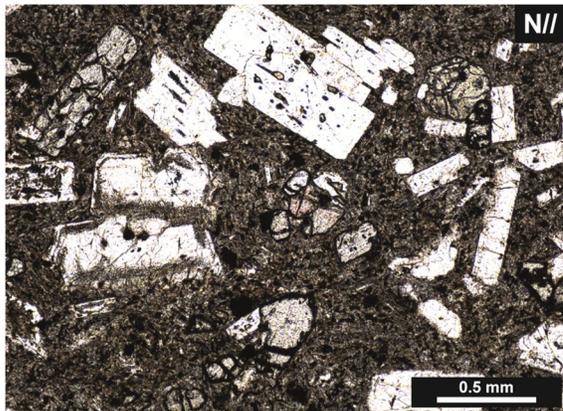
CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	>5%	
Opacos	>5%	Pirita
Sílice	A	
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	15%	Pardo-rojizo: esmectita

Reemplazo:

Fase Primaria	Minerales de Alteración
Todas las fases	Pirita diseminada Hematita
Masa fundamental	Sílice Calcita Filosilicatos máficos
Piroxeno	Filosilicatos máficos
Olivino	Filosilicatos máficos

Obs: Se observa una zona con alta concentración de hematita que podría corresponder a una vetilla en etapa de formación.



PTE-1 260,05: ANDESÍTA PORFÍRICA AMIGDALOIDAL, CON ALTERACIÓN PERVASIVA A ESMECTITA Y RASTROS DE CLORITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica amigdaloidal

Texturas: Porfírica Amigadaloidal
Seriada Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	50%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	20%	Incluso > 4mm
	Mineral obliterado	10%	No se reconoce el protolito

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 5% Tamaño: 0,3mm en promedio	Forma: Redondas e irregulares Tipo: Rellenas
-------------------	---	---

<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 15% Tamaño: Desde 0,01mm hasta 0,05mm	Tipo: Rellenas, se cortan entre sí
------------------	--	------------------------------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

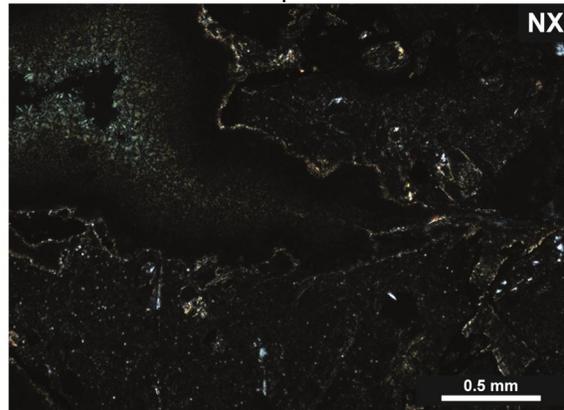
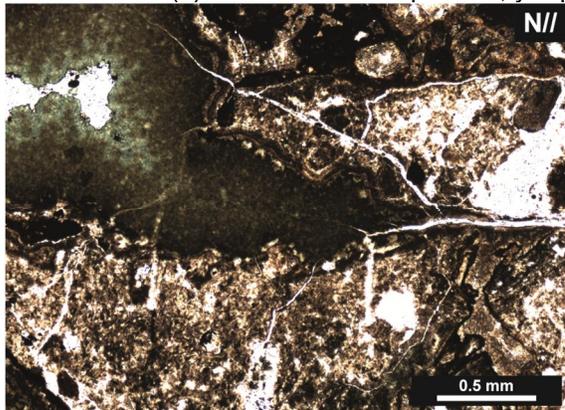
Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	10% A	Óxido de hierro Pirita
Filosilicatos máficos	15% A	Pardo: Esmectita Verde: Clorita-esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita diseminada Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Hematita en fracturas

<u>Amígdalas:</u>	Borde	Filosilicatos máficos y óxido de hierro
	Centro	Filosilicatos máficos

<u>Vetillas:</u>	Márgenes	(1) Filosilicatos máficos y óxido de hierro
	Centro	(1) Filosilicatos máficos
	Solo	(2) Hematita, (3) Filosilicatos máficos

Obs: Las vetillas (2) habrían ocurrido primero, ya que se encuentran cortadas por las otras.



PTE-1 281,15: TOBA DE CENIZA CRISTALINA VÍTREA, CON FUERTE ALTERACIÓN A ÓXIDO DE HIERRO Y ESMECTITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Toba de ceniza cristalina vítrea

Texturas: Porfírica Vesicular Amigdaloidal
Fragmental Sieve

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Matriz	30%	Formada por vidrio bastante alterado
	Plagioclasa	25%	Hasta 1,5mm, bastante fracturadas
	Mineral obliterado	5%	Hasta 2mm

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 40% Tamaño: Hasta 3mm	Forma: Irregulares Tipo: Con y sin relleno
-------------------	--------------------------------------	---

<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 0,05mm	Tipo: Rellenas sinuosas, nacen en la zona con mayor alteración
------------------	---------------------------------	--

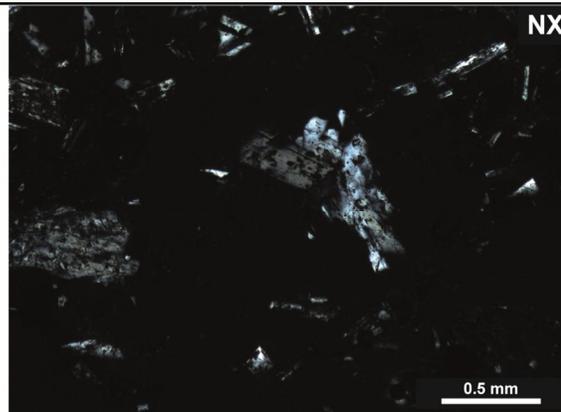
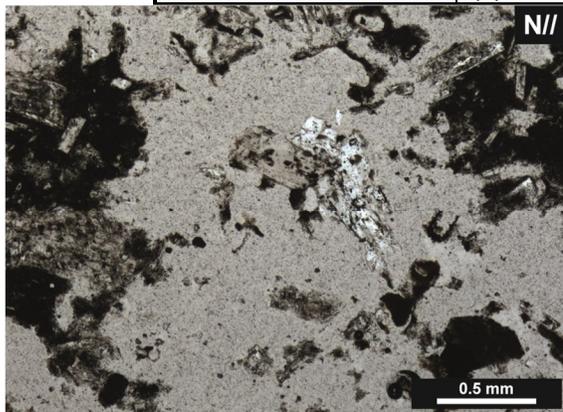
CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	30% A	Óxido de hierro Pirita
Sílice	5%	
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	20%	Amarillo: Esmeclita

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Filosilicatos máficos
	Matriz	Óxido de hierro Pirita
	Mineral obliterado	Calcita
	Plagioclasa	Calcita

<u>Amígdalas:</u>	Borde	(1) Filosilicatos máficos y sílice, (2) sílice
	Centro	(1) Calcita, (2) Filosilicatos máficos

<u>Vetillas:</u>	Márgenes	(1) Filosilicatos máficos y sílice
	Centro	(2) Calcita



PTE-1 310.95: TOBA DE LAPILLI LÍTICA, FUERTEMENTE ALTERADA A CLORITA, ESMECTITA Y CALCITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Toba de lapilli lítica

Texturas: Porfírica Vesicular
Amigdaloidal Fragmental

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Matriz	35%	Fuertemente alterada
	Plagioclasa	10%	Hasta 2mm
	Líticos	50%	Clastos de andesita

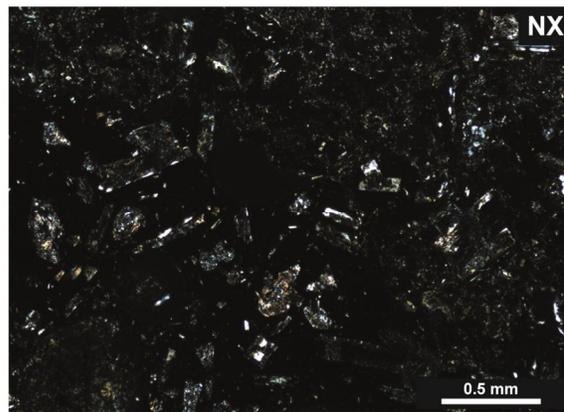
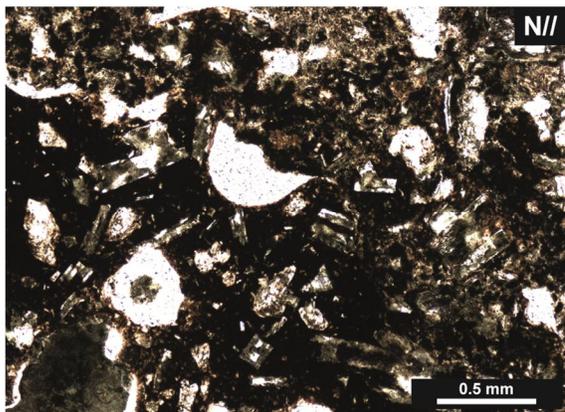
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 5% Tamaño: Muy variable	Forma: Ovoidales e irregulares Tipo: Con y sin relleno
-------------------	--	---

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	<5%	
Opacos	10%	Óxido de hierro
Sílice	A	Calcedonia
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	10% 30%	Pardo: Esmectita Amarillo-verdoso: Clorita-esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Óxido de hierro
	Plagioclasa	Filosilicatos máficos
	Matriz	Hematita Sílice Filosilicatos máficos Calcita

Amígdalas:		
	Borde	(1) Óxido de hierro y calcita, (2) Filosilicatos máficos
	Centro	(1) Filosilicatos máficos, (2) Calcita
	Agregados minerales	(3) Calcita y filossilicatos máficos, (4) sílice, óxido de hierro y filossilicatos máficos
	Solo	(5) Filossilicatos máficos, (6) calcita



PTE-1 328: TOBA DE CENIZA CRISTALINA VÍTREA, CON ALTERACIÓN A ESMECTITA Y FRACTURAS RELLENAS

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Toba de ceniza cristalina vítrea

Texturas: Porfírica Vesicular Amigdaloidal
Fragmental Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Matriz	25%	Compuesta por vidrio
	Plagioclasa	35%	0,6mm en promedio

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 10% Tamaño: 0,5mm en promedio	Forma: Irregulares Tipo: Relleno parcial o completo
-------------------	--	--

<u>Fracturas:</u>	Abundancia: 30% Tamaño: Hasta 1cm	Tipo: Rellena
-------------------	--------------------------------------	---------------

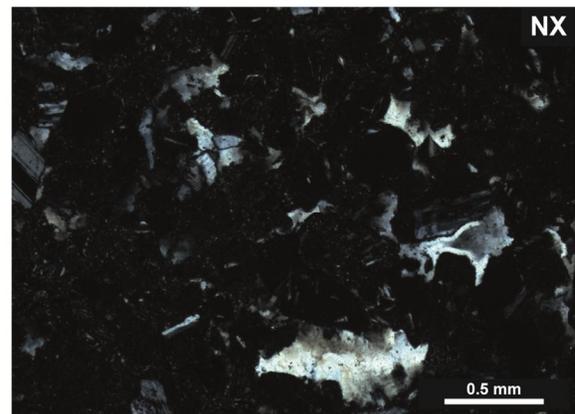
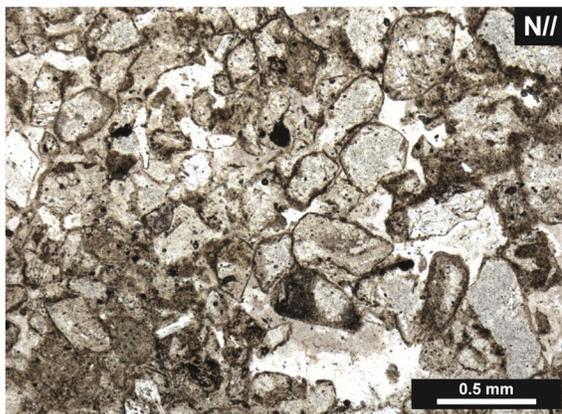
CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A A	Óxido de hierro Pirita
Sílice	20%	Calcedonia en zonas de fracturas
Ceolita	5%	
Filosilicatos máficos	15%	Amarillo-verdoso: Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Plagioclasa	Filosilicatos máficos
	Matriz	Óxido de hierro Pirita

<u>Amígdalas:</u>	Borde	Sílice
	Sólo	Filosilicatos máficos

<u>Fracturas:</u>	Agregados minerales	Rellana por agregado de sílice microcristalino amorfo, plagioclasa fracturada alterada a ceolita y calcedonia.
-------------------	---------------------	--



PTE-1 376,15: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA, CON FUERTE SILICIFICACIÓN EN LA MASA FUNDAMENTAL Y VETAS DE CALCITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica

Texturas: Porfírica
Seriada
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	60%	Compuesta por vidrio y opacos
	Plagioclasa	30%	Hasta 0,5mm
	Mineral obliterado	5%	Podría ser piroxeno

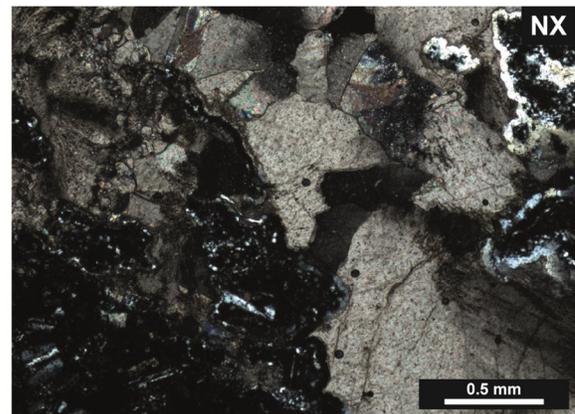
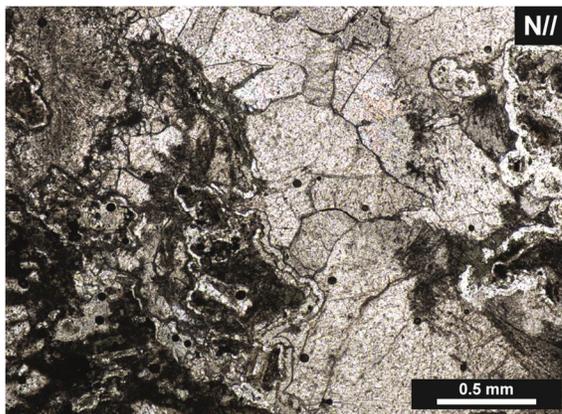
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 5% Tamaño: 2mm	Tipo: Rellena, en algunos segmentos pierde continuidad
------------------	-------------------------------	--

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A	Pirita
Sílice	35%	Calcedonia
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	10%	Pardo: Esmeclita
	5%	Verde: Clorita-Esmeclita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita Filosilicatos máficos
	Masa fundamental	Sílice

<u>Vetillas:</u>	Agregados minerales	Calcita y sílice
------------------	---------------------	------------------



PTE-1 446,6: ANDESITA PORFÍRICA TRAQUITOIDE DE PIROXENO, ALTERADA A CLORITA Y ÓXIDO DE HIERRO

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica traquitoide de piroxeno

Texturas: Porfírica Traquítica
Seriada Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	55%	Compuesta por vidrio y muchos opacos
	Plagioclasa	35%	Incluso >4mm
	Piroxeno	10%	Hasta 1,5mm

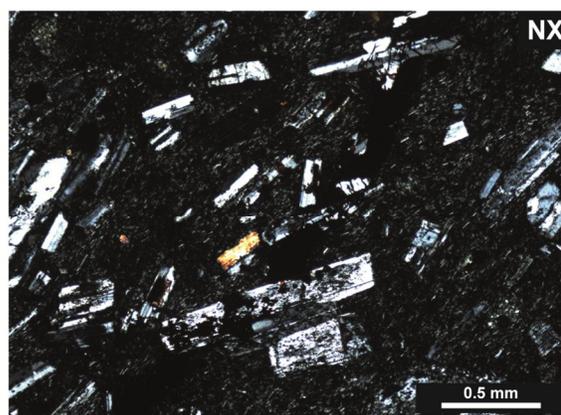
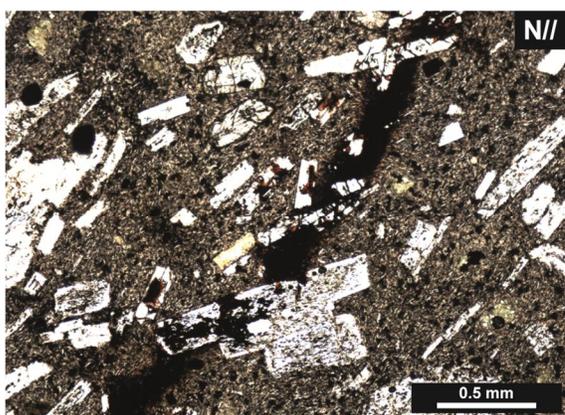
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 0,02mm	Tipo: Rellena
------------------	---------------------------------	---------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	5%	Óxido de hierro Pirita
Sílice	5%	
Calcita	A	
Filosilicatos máficos	15%	Amarillo-verdoso: Clorita-Esmectita, también se observa escaso contenido de illita. Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita Filosilicatos máficos
	Masa fundamental	Óxido de hierro Sílice Calcita Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Hematita

<u>Vetillas:</u>	Solo	Hematita
------------------	------	----------



PTE-1 470: ROCA VOLCÁNICA CLÁSTICA BASTANTE FRACTURADA Y ALTERADA

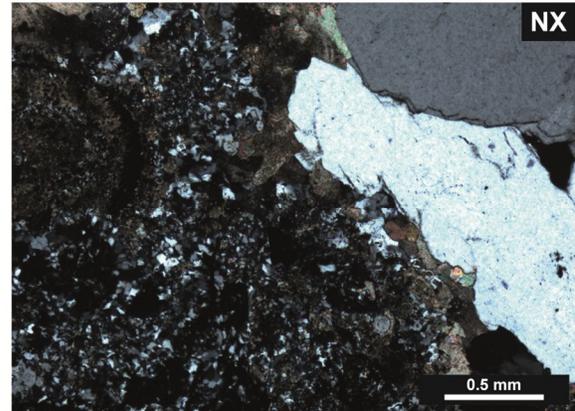
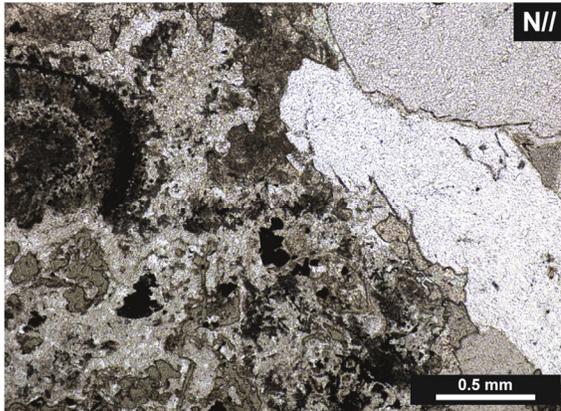
CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Roca volcánica clástica, no se reconocen características primarias

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A 5%	Óxido de hierro Pirita
Cuarzo	50%	Cristales bien formados, microcristalino
Sílice	20%	Ágata
Calcita	15%	
Filosilicatos máficos	A	Verde muy claro: Clorita-Esmectita
Titanita	5%	

Obs: La roca se encuentra muy alterada, por lo que no es posible distinguir los metadominios a los que afecta cada mineral de alteración.



PTE-1 557,7: ANDESÍTA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON ALTERACIÓN SELECTIVA A ESMECTITA Y LEVE SILICIFICACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica de piroxeno

Texturas: Porfírica Seriada Amigdaloidal Sieve Intersertal

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	50%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	40%	Incluso >4mm
	Piroxeno	5%	Hasta 2mm

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 5% Tamaño: 1mm	Forma: Ovoidales Tipo: Rellenas
-------------------	-------------------------------	------------------------------------

<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 0,1mm	Tipo: Rellenas
------------------	--------------------------------	----------------

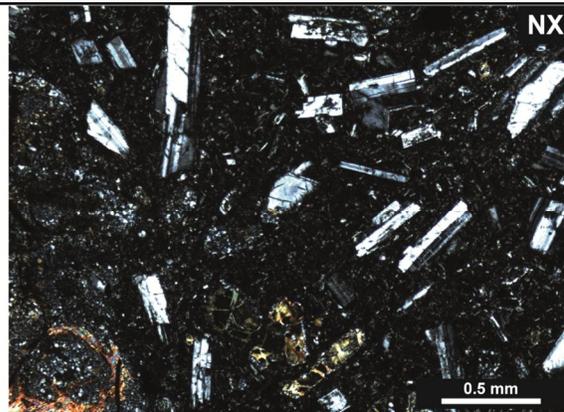
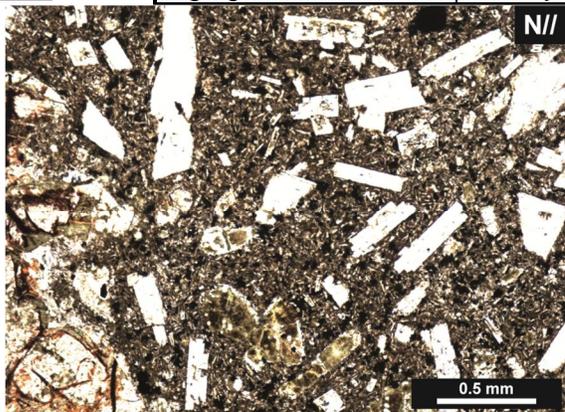
CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	5%	Pirita
Sílice	10%	Calcedonia y cuarzo microcristalino
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	15%	Amarillo: Esmeclita

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita Filosilicatos máficos en algunos casos con illita
	Masa fundamental	Calcita Hematita
	Piroxeno	Hematita

<u>Amígdalas:</u>	Solo	(1) Sílice
	Borde	(2) Sílice
	Centro	(2) Calcita

<u>Vetillas:</u>	Agregados minerales	Sílice y calcita
------------------	---------------------	------------------



PTE-1 595: ANDESÍTA BASÁLTICA PORFÍRICA, CON FUERTE SILICIFICACIÓN Y ALTERACIÓN A ESMECTITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica

Texturas: Porfírica
Seriada
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	55%	Muy alterada
	Plagioclasa	30%	Hasta 3,5mm
	Mineral oblliterado	5%	Hasta 1,4mm, probablemente piroxeno

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: A Tamaño: muy variable	Forma: Irregulares Tipo: Sin relleno
-------------------	---------------------------------------	---

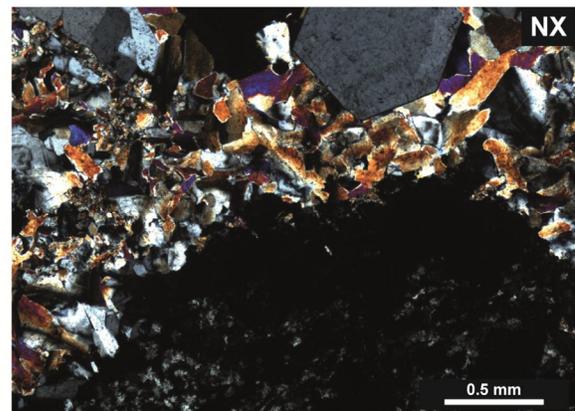
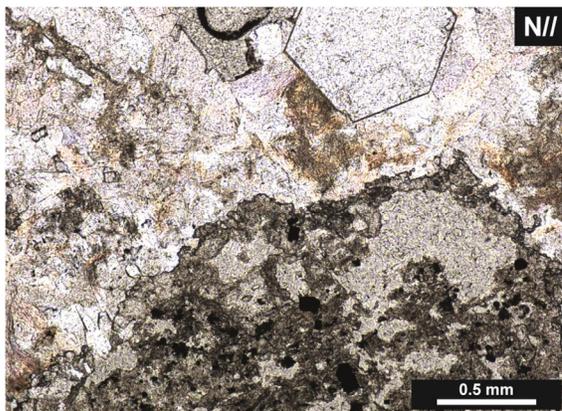
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 10% Tamaño: Hasta 4mm	Tipo: Rellenas
------------------	--------------------------------------	----------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	>5%	Pirita
Cuarzo	5%	
Sílice	30%	Calcedonia
Filosilicatos máficos	10%	Amarillo y Pardo: Esmectita
Prehnita	5%	

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Plagioclasa	Filosilicatos máficos
	Mineral obliterado	Sílice Filosilicatos máficos en algunos casos con illita

<u>Vetillas:</u>	Márgenes	(1) Pirita, (2) Filosilicatos máficos
	Centro	(2) Sílice
	Agregados minerales	(1) Cuarzo, prehnita, sílice, pirita, Filosilicatos máficos
	Solo	(4) Filosilicatos máficos



PTE-1 625.6: ANDESÍTA BASÁLTICA PORFÍRICA VESICULAR, BASTANTE ALTERADA Y CON ALTA SILICIFICACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica vesicular

Texturas: Porfírica Vesicular
Amigdaloidal Bimodal

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	70%	Bastante alterada
	Plagioclasa	15%	Hasta 1mm
	Mineral obliterado	A	

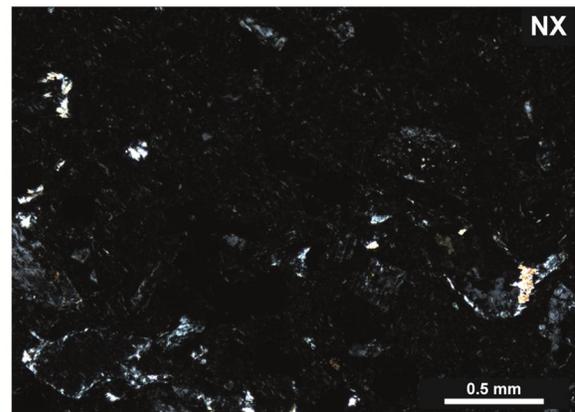
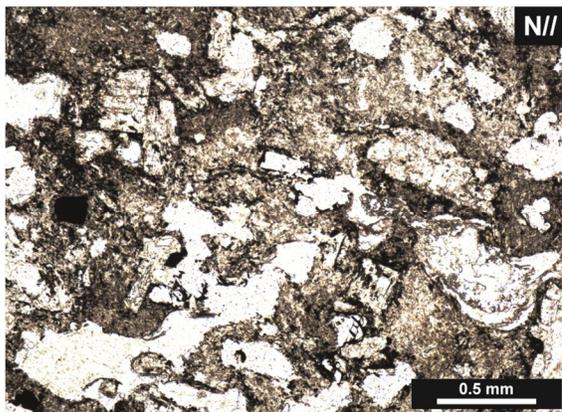
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 15% Tamaño: 1mm	Forma: Ovoidales e irregulares Tipo: Con y sin relleno
-------------------	--------------------------------	---

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	10% 5%	Óxido de hierro Pirita
Epidota	5%	
Prehnita	A	
Ceolita	10%	Probablemente analcima
Pumpellyita?	A	
Filosilicatos máficos	A	Esmectita con contenido variable de illita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Óxido de hierro
	Plagioclasa	Hematita Epidota Prehnita Ceolita Pumpellyita
	Mineral obliterado	Esmectita-illita

<u>Amígdalas:</u>	Solo	Ceolita
-------------------	------	---------



PTE-1 626,1: ANDESÍTA PORFÍRICA VESICULAR, CON ALTERACIÓN A ESMECTITA Y ZONAS FUERTEMENTE OXIDADAS

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica vesicular

Texturas: Porfírica Vesicular
Amigdaloidal Seriada

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	40%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	40%	Hasta 2mm

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 10% Tamaño: Variable, en promedio 1mm	Forma: Irregulares Tipo: Con relleno completo y parcial
-------------------	--	--

<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 10% Tamaño: Hasta 1cm	Tipo: Rellena con el material dispuesto caóticamente
------------------	--------------------------------------	--

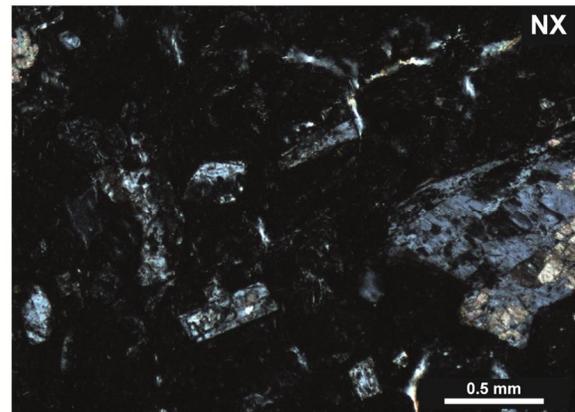
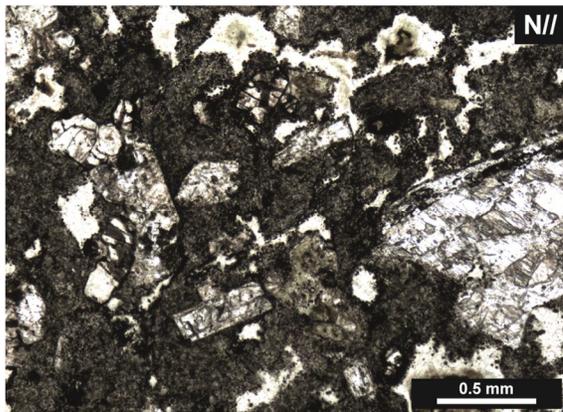
CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	5% A	Óxido de hierro Pirita
Sílice	A	
Calcita	10%	
Ceolita	5%	
Filosilicatos máficos	5% 5%	Pardo: Esmectita Verde: Clorita-Esmectita
Pumpellyita?	A	

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Plagioclasa	Calcita, Hematita, Pumpellyita
	Masa fundamental	Pirita

<u>Amígdalas:</u>	Borde	(1) Ceolita, (2) Filosilicatos máficos
	Centro	(1) Filosilicatos máficos
	Solo	(3) Filosilicatos máficos, (4) ceolita

<u>Vetillas:</u>	Agregados minerales	Relleno bastante caótico, se ve óxido de hierro, ceolita, calcita y filosilicatos máficos.
------------------	---------------------	--



PTE-1 638,98: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA, CON FUERTE SILICIFICACIÓN EN LA MASA FUNDAMENTAL E INDICIOS DE EPIDOTA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de

Texturas: Porfírica
Traquítica localmente
Seriada
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	65%	Bastante alterada
	Plagioclasa	30%	Hasta 2mm
	Piroxeno	A	

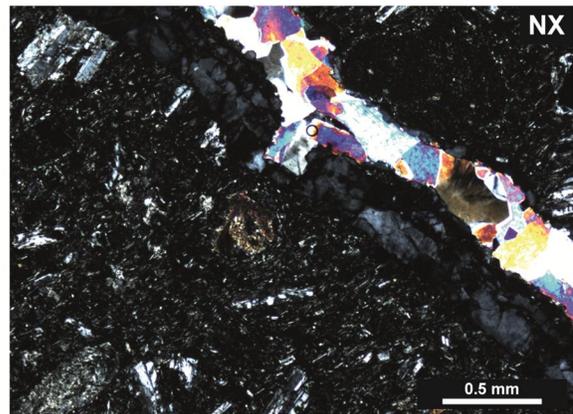
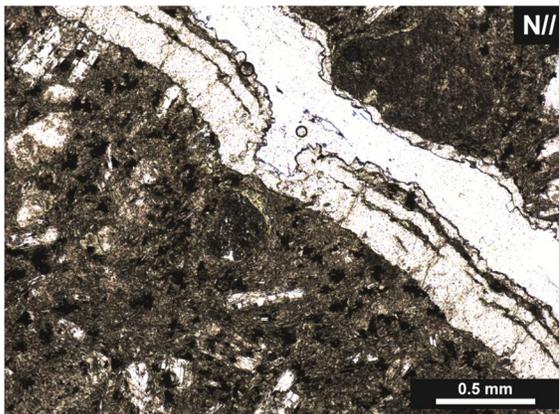
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 5% Tamaño: Entre 0,1 y 0,5mm	Tipo: Rellenas
------------------	---	----------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A A	Óxido de hierro Pirita
Sílice	20%	Amorfo
Titanita	5%	
Prehnita	A	
Ceolita	A	Probablemente analcima
Epidota?	A	

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Óxido de hierro Pirita
	Masa fundamental	Sílice Titanita
	Plagioclasa	Epidota Posiblemente illita

<u>Vetillas:</u>	Solo	(1) Ceolita, (2) Prehnita
------------------	------	---------------------------



PTE-1 654: ANDESÍTA BASÁLTICA PORFÍRICA VESICULAR, CON ALTA SILICIFICACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica vesicular

Texturas: Porfírica Vesicular escasamente
Bimodal

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	75%	Bastante alterada
	Plagioclasa	20%	Hasta 3mm

<u>Vesículas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 4mm	Forma: Irregulares Tipo: Rellenas
-------------------	------------------------------	--------------------------------------

<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 5% Tamaño: 2mm	Tipo: Rellena con variación de mineralogía
------------------	-------------------------------	--

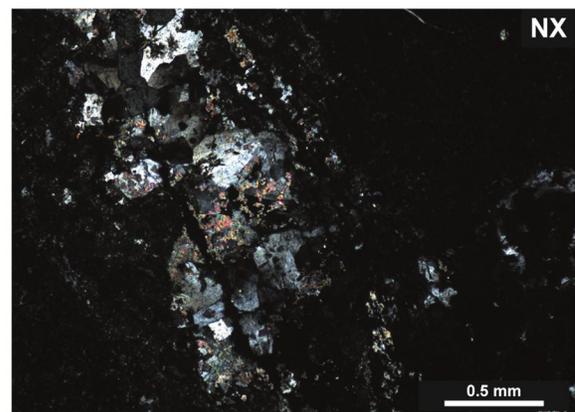
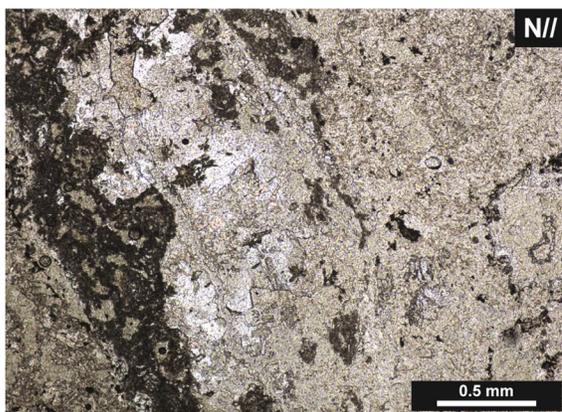
CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A	Pirita
Cuarzo	5%	
Sílice	15%	
Filosilicatos máficos	A	Verde claro: Clorita-Esmectita en algunos casos con illita
Calcita	10%	
Prehnita	A	

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Sílice Prehnita
	Plagioclasa	Filosilicatos máficos Calcita

<u>Amígdalas:</u>	Solo	Sílice
-------------------	------	--------

<u>Vetillas:</u>	Agregados minerales	Cuarzo, sílice
------------------	---------------------	----------------



PTE-1 657.7: ANDESÍTA BASÁLTICA PORFÍRICA, CON MÁFICOS FUERTEMENTE ALTERADOS A CLORITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica

Texturas: Porfírica
Seriada
Sieve

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	45%	Compuesta por vidrio
	Plagioclasa	35%	Incluso >4mm
	Mineral obliterado	20%	Hasta 4mm, probablemente piroxeno

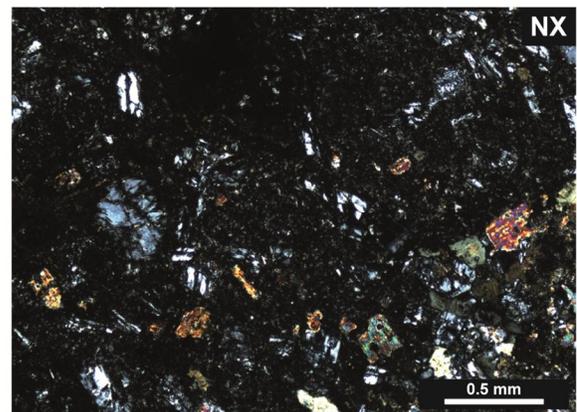
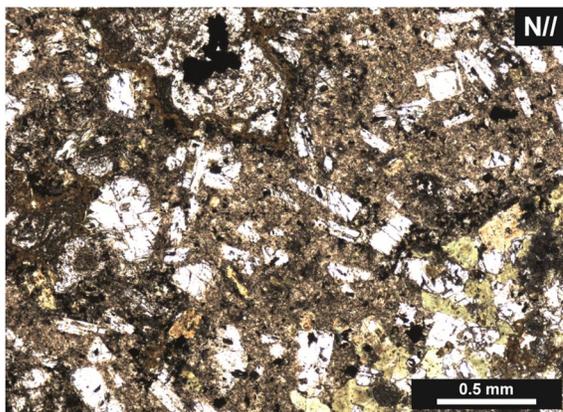
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: Escasas Tamaño: 3mm	Forma: Irregulares Tipo: Rellenas
-------------------	------------------------------------	--------------------------------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A	Pirita
Sílice	5%	Calcedonia y Ágata
Filosilicatos máficos	10% 20%	Pardo: Esmeclita Amarillo-verdoso: Clorita-Esmeclita en algunos casos con illita
Titanita	15%	
Pumpellyita?	A	
Ceolita	A	

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Sílice Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Pumpellyita
	Mineral obliterado	Filosilicatos máficos

<u>Amígdalas:</u>	Borde	(1) Filosilicatos máficos y ceolita
	Centro	(1) Sílice (calcedonia)



PTE-1 692,4: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA, ALTERADA PERVASIVAMENTE A CALCITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica

Texturas: Porfírica
Sieve

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	50%	Compuesta por vidrio y opacos
	Plagioclasa	45%	Incluso >4mm
	Mineral obliterado	5%	Hasta 4mm, probablemente anfíbol

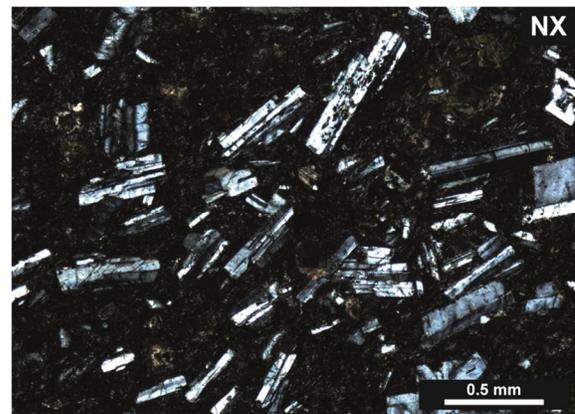
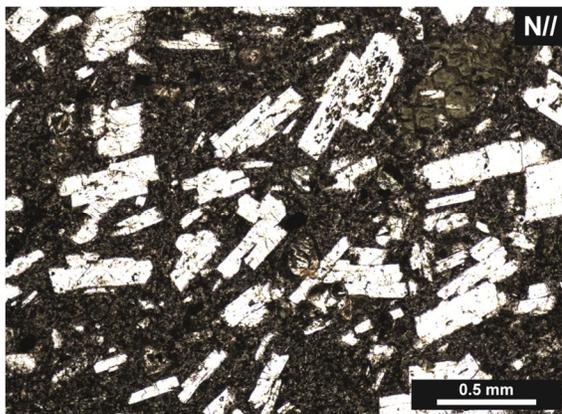
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 0,2mm	Tipo: Rellena y sin relleno
------------------	--------------------------------	-----------------------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	5%	Pirita
Calcita	50%	
Filosilicatos máficos	5% 5%	Pardo: Esmectita Verde-amarillento: Clorita-Esmectita en algunos casos con illita
Titanita	A	

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Calcita Filosilicatos máficos Titanita
	Mineral obliterado	Calcita Filosilicatos máficos

<u>Vetillas:</u>	Solo	Calcita
------------------	------	---------



PTE-1 698,4: ANDESITA BASÁLTICA BRECHOSA PORFÍRICA, CON FUERTE OXIDACIÓN Y PRESENCIA DE CALCITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica brechosa porfírica, no se observan máficos

Texturas: Porfírica
Bimodal
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	55%	Bastante alterada
	Plagioclasa	35%	Hasta 2mm

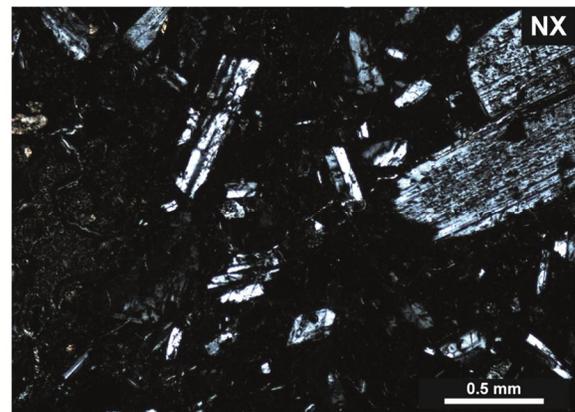
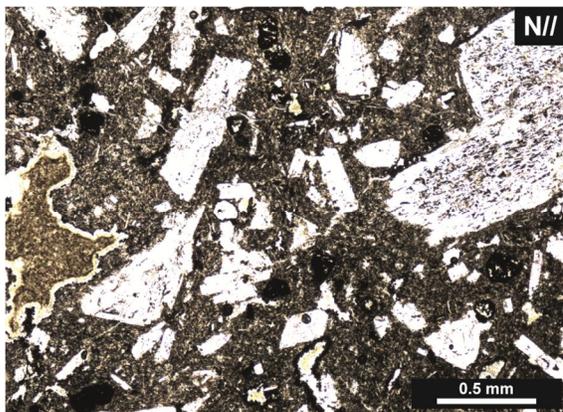
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 10% Tamaño: 2,6mm	Tipo: Rellena, rectas y sinuosa
------------------	----------------------------------	---------------------------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	20%	Óxido de hierro
	20%	Pirita
Calcita	10%	
Ceolita	5%	
Filosilicatos máficos	5%	Amarillo: Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Óxido de hierro Calcita Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Calcita

<u>Vetillas:</u>	Márgenes	(1) Calcita
	Centro	(1) Ceolita
	Agregados minerales	(2) Ceolita y calcita



PTE-1 710: ANDESITA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON FUERTE OXIDACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica de piroxeno

Texturas: Porfírica
Sieve

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	55%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	30%	Hasta 1,4mm
	Piroxeno	5%	Hasta 0,8mm
	Mineral obliterado	10%	Hasta 0,8mm probablemente anfíbol

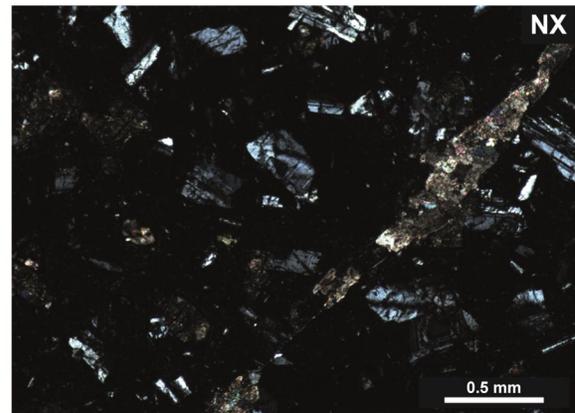
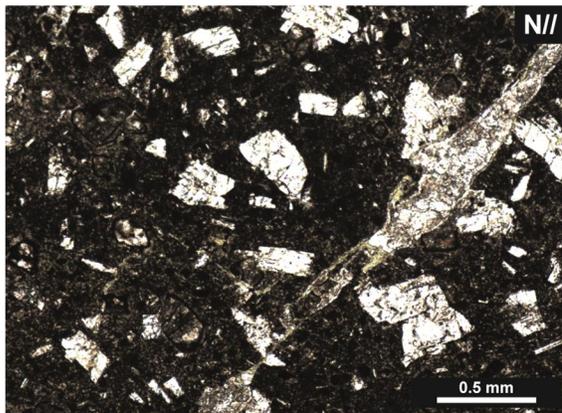
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: <0,2mm	Tipo: Microfracturas con baja continuidad
------------------	---------------------------------	---

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	30% 5%	Óxido de hierro Pirita
Filosilicatos máficos	A 5%	Esmectita Verde: Clorita-Esmectita

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Óxido de hierro Filosilicatos máficos
	Piroxeno	Filosilicatos máficos
	Mineral obliterado	Hematita Óxido de hierro

<u>Vetillas:</u>	Solo	Filosilicatos máficos
------------------	------	-----------------------



PTE-1 764: ANDESITA BASÁLTICA BRECHOSA PORFÍRICA, CON ALTA CLORITIZACIÓN

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica brechosa porfírica

Texturas: Porfírica
Seriada
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	55%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	30%	Hasta 4mm
	Piroxeno	A	Hasta 1mm
	Mineral obliterado	10%	Hasta 1mm

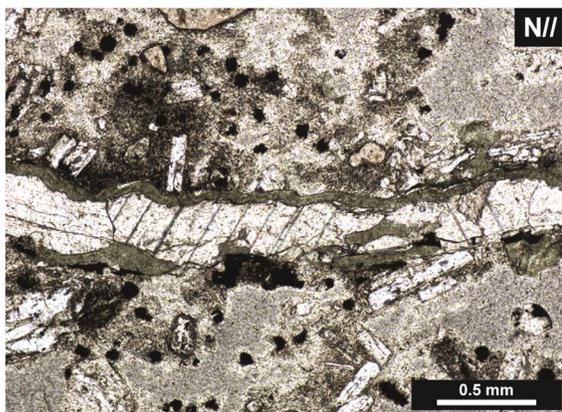
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: 5% Tamaño: Hasta 0,3mm	Tipo: Rellena y sinuosa
------------------	---------------------------------------	-------------------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A	Pirita
Sílice	5%	
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	20%	Verde: Clorita-Esmectita en algunos casos con illita
Epidota	A	
Titanita	5%	

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Sílice
	Masa fundamental	Pirita Calcita
	Plagioclasa	Calcita Filosilicatos máficos Epidota
	Mineral obliterado	Filosilicatos máficos

<u>Vetillas:</u>	Agregados minerales	Filosilicatos máficos, calcita, sílice
	Solo	Sílice



PTE-1 767,2: ANDESÍTA PORFÍRICA VESICULAR, CON ALTERACIÓN A ESMECTITA Y FUERTE OXIDACIÓN DE LA MATRIZ EN ALGUNOS SECTORES

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita porfírica vesicular

Texturas: Porfírica
Vesicular
Amigdaloidal
Seriada
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	50%	Compuesta por vidrio y plagioclasa
	Plagioclasa	35%	Hasta 2mm

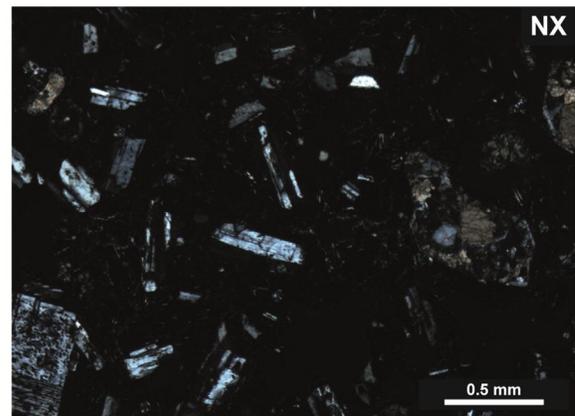
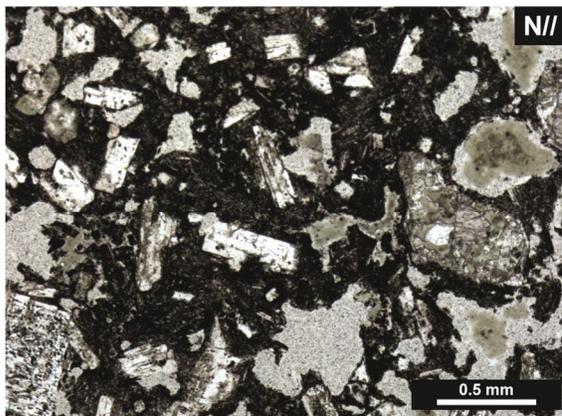
<u>Vesículas:</u>	Abundancia: 15% Tamaño: Variable, en promedio 0,5mm	Forma: Irregulares Tipo: Con y sin relleno
-------------------	--	---

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Sílice	5%	
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	10%	Tonalidades de verde: Clorita-Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Plagioclasa	Calcita Filosilicatos máficos
	Masa fundamental	Sílice Óxido de hierro Hematita

<u>Amígdalas:</u>	Solo	Filosilicatos máficos
-------------------	------	-----------------------



PTE-1 779: ANDESITA BRECHOSA DE PIROXENO ALTERADA A CLORITA

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita brechosa de piroxeno

Texturas: Porfírica
Fragmental
Seriada
Reabsorción

<u>Fases:</u>	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	60%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa. Bastante brechizada
	Plagioclasa	35%	Hasta 1,6mm
	Piroxeno	5%	Hasta 2,5mm

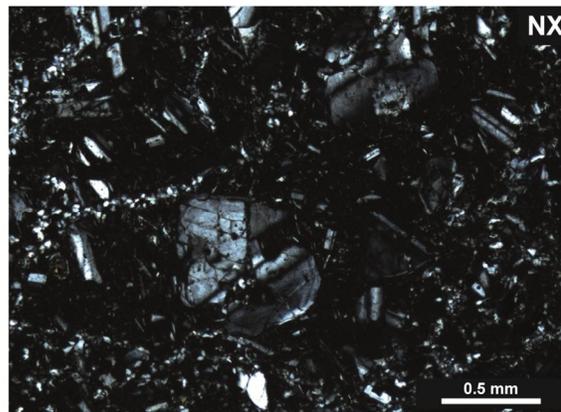
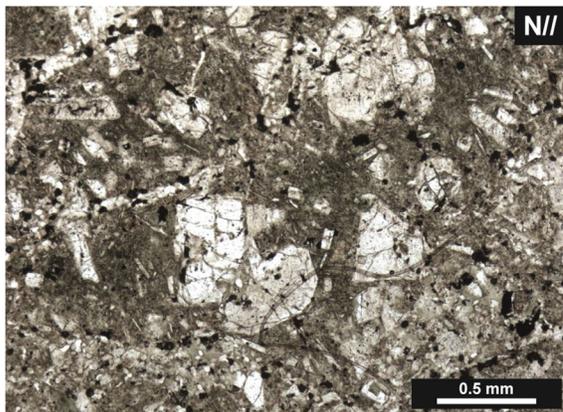
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 0,4mm	Tipo: Escasa continuidad
------------------	--------------------------------	--------------------------

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Sílice	20%	Cuarzo microcristalino
Filosilicatos máficos	A 10% 15%	Esmectita Amarillo: Clorita Clorita-Esmectita
Titanita	5%	

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Filosilicatos máficos
	Masa fundamental	Sílice Titanita

<u>Vetillas:</u>	Solo	Filosilicatos máficos
------------------	------	-----------------------



PTE-1 785,05: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON PRESENCIA DE SÍLICE

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno

Texturas: Porfírica
Intersertal
Seriada
Sieve

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	50%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	45%	Incluso >2mm
	Piroxeno	5%	Hasta 0,8mm

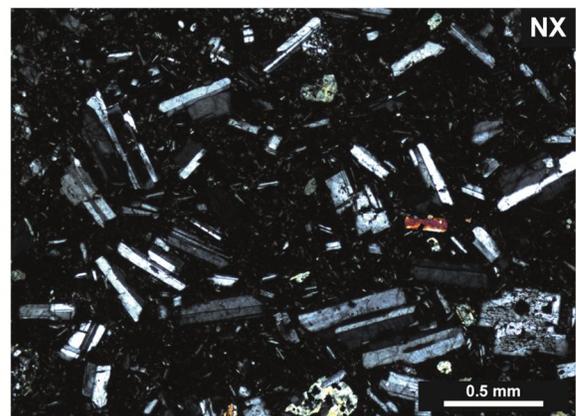
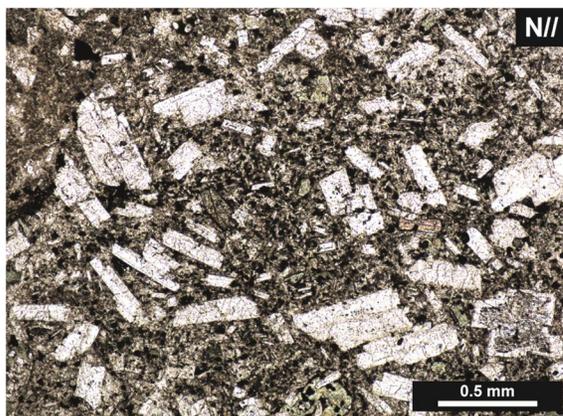
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 0,8mm	Tipo: Microfracturas sinuosas con baja continuidad
------------------	--------------------------------	--

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A	Pirita
Sílice	30%	Cuarzo microcristalino y calcedonia
Filosilicatos máficos	35%	Verde-amarillento: Clorita-Esmectita
	A	Clorita
Titanita	5%	
Prehnita	A	

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Sílice Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Titanita Prehnita Sílice

<u>Vetillas:</u>	Agregados minerales	Filosilicatos máficos y sílice
------------------	---------------------	--------------------------------



PTE-1 794.5: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON ESCASA ALTERACIÓN A CLORITA Y SÍLICE

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno

Texturas: Porfírica
Seriada
Sieve
Zonación

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	55%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	35%	Hasta 3mm
	Piroxeno	<5%	Hasta 2mm
	Mineral obliterado	>5%	

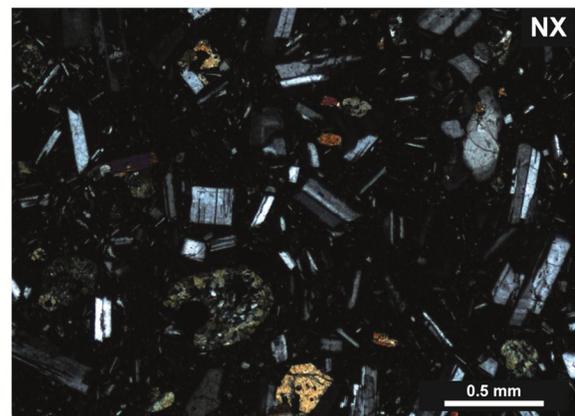
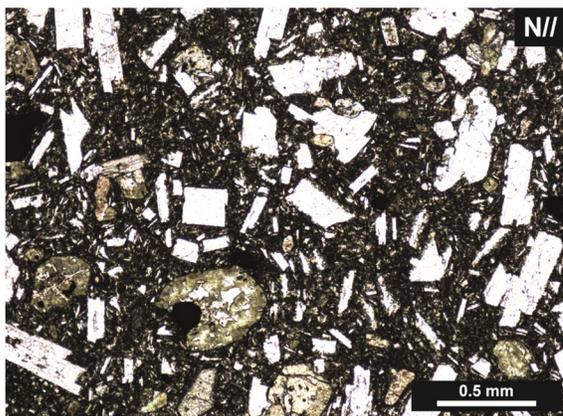
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: <0,01mm	Tipo: Pequeñas microfracturas sinuosas
------------------	----------------------------------	--

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Opacos	A	Pirita
Sílice	5%	
Calcita	A	
Filosilicatos máficos	5%	Verde-amarillento y verde claro: Clorita-Esmectita

Reemplazo:	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Sílice Calcita Filosilicatos máficos
	Plagioclasa	Sílice Filosilicatos máficos
	Mineral obliterado	Sílice Filosilicatos máficos

<u>Vetillas:</u>	Solo	Sílice, filosilicatos máficos
------------------	------	-------------------------------



PTE-1 812,1: ANDESITA BASÁLTICA PORFÍRICA DE PIROXENO, CON ESCASA ALTERACIÓN A CLORITA Y SÍLICE

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Tipos de roca: Andesita basáltica porfírica de piroxeno

Texturas: Porfírica
Seriada
Sieve
Zonación

Fases:	Nombre	Abundancia	Observaciones
	Masa fundamental	55%	Compuesta por vidrio, opacos y plagioclasa
	Plagioclasa	35%	Hasta 3,5mm
	Piroxeno	10%	Hasta 1mm

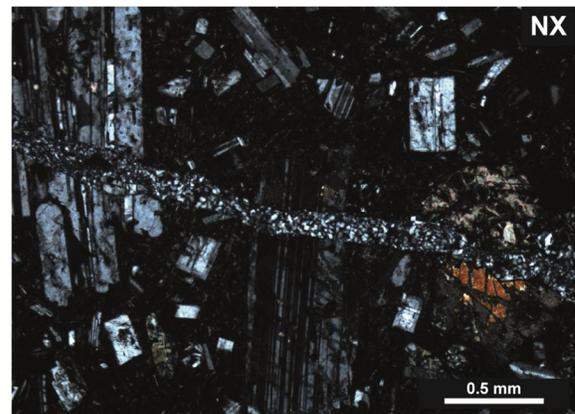
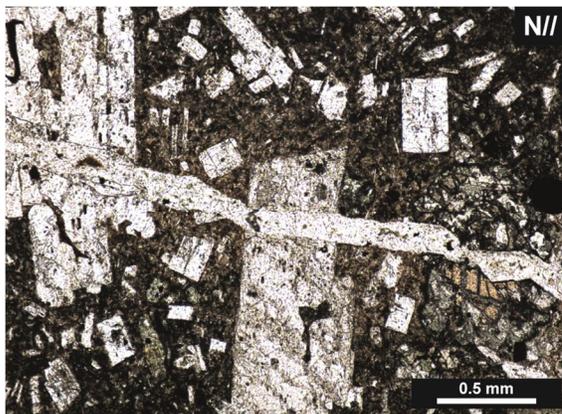
<u>Vetillas:</u>	Abundancia: A Tamaño: 0,2mm	Tipo: Rellena y sinuosa

CARACTERÍSTICAS DE LA ALTERACIÓN

Mineral	Abundancia	Observaciones
Hematita	A	
Opacos	A	Pirita
Sílice	15%	Cuarzo microcristalino
Calcita	5%	
Filosilicatos máficos	10%	Verde claro: Clorita-esmectita

<u>Reemplazo:</u>	Fase Primaria	Minerales de Alteración
	Todas las fases	Pirita
	Masa fundamental	Hematita
	Plagioclasa	Sílice Filosilicatos máficos
	Piroxeno	Calcita Filosilicatos máficos

<u>Vetillas:</u>	Solo	Sílice



ANEXO B:

Porcentaje de óxidos y cationes por fórmula unidad.

PLAGIOCLASA

	Porcentaje en peso						Cationes por 8 oxígenos						$\sum (vi)$	$\sum (iv)$	%Or	%Al	%An
	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	Si	Al	Fe	Ca	Na	K					
218.2-1d	58,41	22,21	0,96	14,92	2,18	1,32	2,66	1,19	0,04	0,73	0,19	0,08	3,89	1,00	7,71	19,28	73,01
218.2-2d	56,76	23,81	0,90	16,03	2,19	0,31	2,58	1,28	0,03	0,78	0,19	0,02	3,89	0,99	1,80	19,49	78,71
260.05-2e	58,62	22,40	1,19	14,44	2,57	0,78	2,66	1,20	0,05	0,70	0,23	0,04	3,90	0,97	4,62	23,26	72,12
260.05-6c	60,52	21,51	1,07	13,23	2,52	0,98	2,73	1,14	0,04	0,64	0,22	0,06	3,91	0,92	6,18	24,05	69,77
260.05-6f	58,30	22,84	0,73	15,08	2,44	0,61	2,64	1,22	0,03	0,73	0,21	0,04	3,89	0,98	3,58	21,85	74,57
328-2d	58,08	22,90	0,93	15,53	2,30	0,27	2,63	1,22	0,04	0,75	0,20	0,02	3,89	0,97	1,58	20,79	77,63
408-1d	53,56	24,88	0,96	19,02	1,58	-	2,47	1,35	0,04	0,94	0,14	-	3,85	1,08	0,00	13,09	86,91
698.4-1c	55,24	24,11	1,22	17,13	1,93	0,36	2,53	1,30	0,05	0,84	0,17	0,02	3,88	1,03	2,05	16,61	81,34
698.4-2d	55,41	24,14	1,26	16,97	1,95	0,27	2,54	1,30	0,05	0,83	0,17	0,02	3,89	1,02	1,53	16,95	81,52
785.05-1d	56,76	23,43	1,06	16,27	2,13	0,35	2,59	1,26	0,04	0,79	0,19	0,02	3,89	1,00	2,02	18,79	79,18
786-2d	57,85	22,94	1,10	15,45	2,21	0,45	2,63	1,23	0,04	0,75	0,19	0,03	3,90	0,97	2,66	20,00	77,34
786-3b	58,51	22,67	0,97	15,13	2,31	0,41	2,65	1,21	0,04	0,73	0,20	0,02	3,90	0,96	2,50	21,07	76,43
812.1-1b	57,69	23,20	0,86	16,13	2,12	-	2,62	1,24	0,03	0,78	0,19	-	3,89	0,97	0,00	19,24	80,76
812.1-2b	58,24	22,68	0,86	15,42	2,32	0,47	2,64	1,21	0,03	0,75	0,20	0,03	3,89	0,98	2,79	20,84	76,37

PIROXENO

	Porcentaje en peso							Cationes por 6 oxígenos						%Wo	%En	%Fs	
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg				Ca
785.05-1e	50,52	0,65	1,23	12,20	0,61	10,81	23,98	1,93	0,02	0,06	0,39	0,02	0,62	0,98	49,4	31	19,6
812.1-1a	50,79	0,80	1,67	10,49	-	10,95	25,30	1,93	0,02	0,07	0,33	-	0,62	1,03	51,9	31	16,8

CEOLITA

	Porcentaje en peso									Cationes por 12 oxígenos										
	SiO2	TiO2	VO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Si	Ti	V	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
698.4-2a	62,93			19,63				16,57	0,86		4,21			1,55				1,19	0,11	
698.4-2c	63,67			19,31				16,10	0,91		4,25			1,52				1,15	0,12	
698.4-3b	63,07			19,28	0,26			16,57	0,82		4,23			1,52	0,01			1,19	0,11	
698.4-3d	62,53			19,55				17,42	0,50		4,20			1,55				1,25	0,06	

PREHNITA

	Porcentaje en peso										Cationes por 10 oxígenos									
	SiO2	TiO2	VO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Si	Ti	V	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
625.6-1b	44.58			17.72	5.51			32.19			2.84			1.33	0.13			2.20		
625.6-2c	44.32			17.35	5.43	0.65		32.24			2.83			1.31	0.13	0.04		2.21		
654-5a	44.69			18.25	4.71			32.35			2.83			1.36	0.11			2.19		
654-5d	45.54			20.45				34.02			2.78			1.47				2.23		
657.7-4d	57.45			12.67	4.96			24.92			3.46			0.90	0.11			1.61		
657.7-4e	43.83			17.67	7.78			30.73			2.83			1.35	0.19			2.13		
657.7-4f	43.90			17.94	8.36			29.80			2.84			1.37	0.20			2.07		
786-1c	43.08			17.33	6.17		0.41	33.02			2.78			1.32	0.15			2.28		
786-4a	43.11			16.20	8.20			32.48			2.82			1.25	0.20			2.28		

EPITODA

	Porcentaje en peso										Cationes por 12 oxígenos									
	SiO2	TiO2	VO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Si	Ti	V	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
625.6-2a	37.59			17.83	17.06	0.49		27.04			3.17			1.77	0.54			2.44		
625.6-2b	37.88			18.22	16.90	0.36		26.64			3.17			1.80	0.53			2.39		
657.7-4b	38.90			19.50	14.53			27.08			3.18			1.88	0.45			2.37		
657.7-4c	41.65			17.46	10.81			30.08			3.32			1.64	0.32			2.57		
786-2a	36.99			16.73	19.42			26.86			3.18			1.69	0.63			2.47		
786-5a	37.65			17.87	17.02			27.46			3.17			1.77	0.54			2.47		
786-5b	35.59			13.87	24.59			25.95			3.22			1.48	0.84			2.51		

TITANITA

	Porcentaje en peso										Cationes por 5 oxígenos									
	SiO2	TiO2	VO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Si	Ti	V	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
654-1e	30.06	33.06	0.88	4.78	1.19			30.03			0.98	0.81	0.02	0.18	0.03			1.05		
654-5f	32.97	29.04		6.28	2.99		0.59	27.30	0.82		1.07	0.71		0.24	0.08			0.95		
657.7-3a	31.11	30.08	0.66	7.21	4.29		0.48	25.53		0.65	1.01	0.74	0.01	0.28	0.12			0.89		
657.7-4a	30.48	30.56	0.70	6.41	0.86		0.16	30.83			0.99	0.75	0.02	0.25	0.02			1.08		
785.05-1b	29.76	29.58	1.18	4.75	3.41			31.30			0.99	0.74	0.03	0.19	0.09			1.11		
786-2e	29.53	31.14		4.24	3.25			31.84			0.98	0.78		0.17	0.09			1.14		

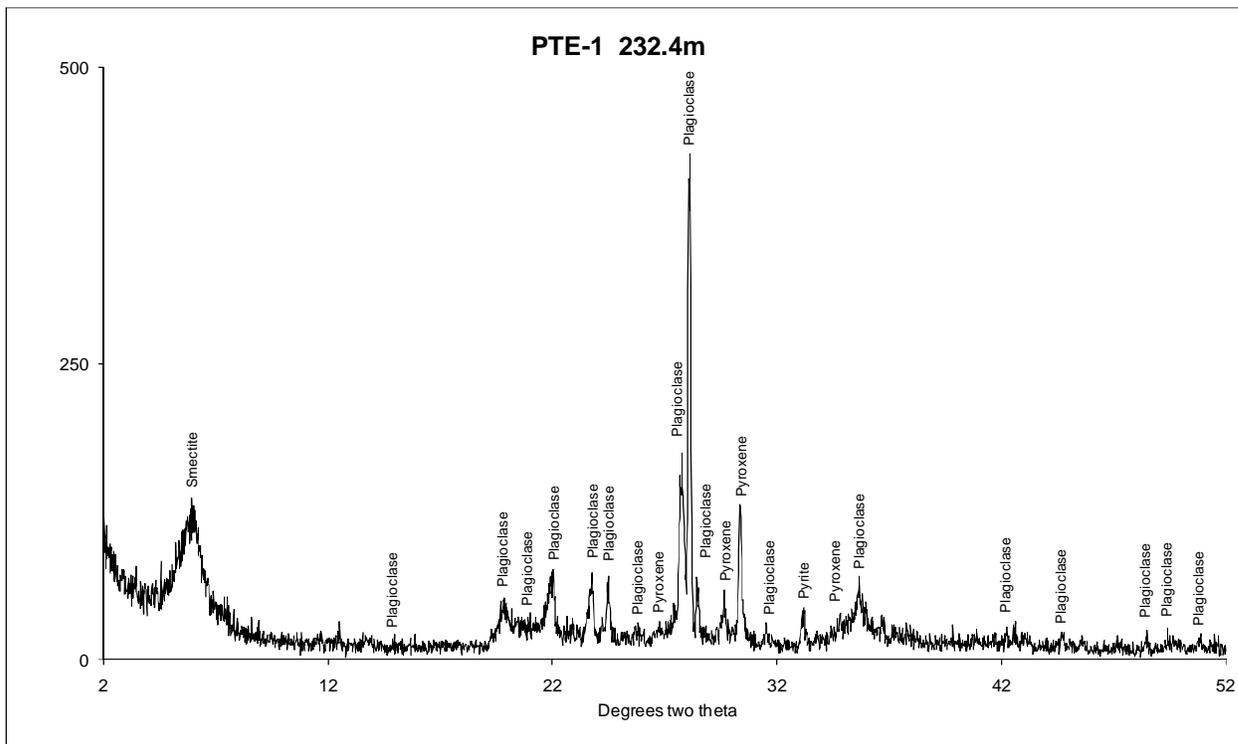
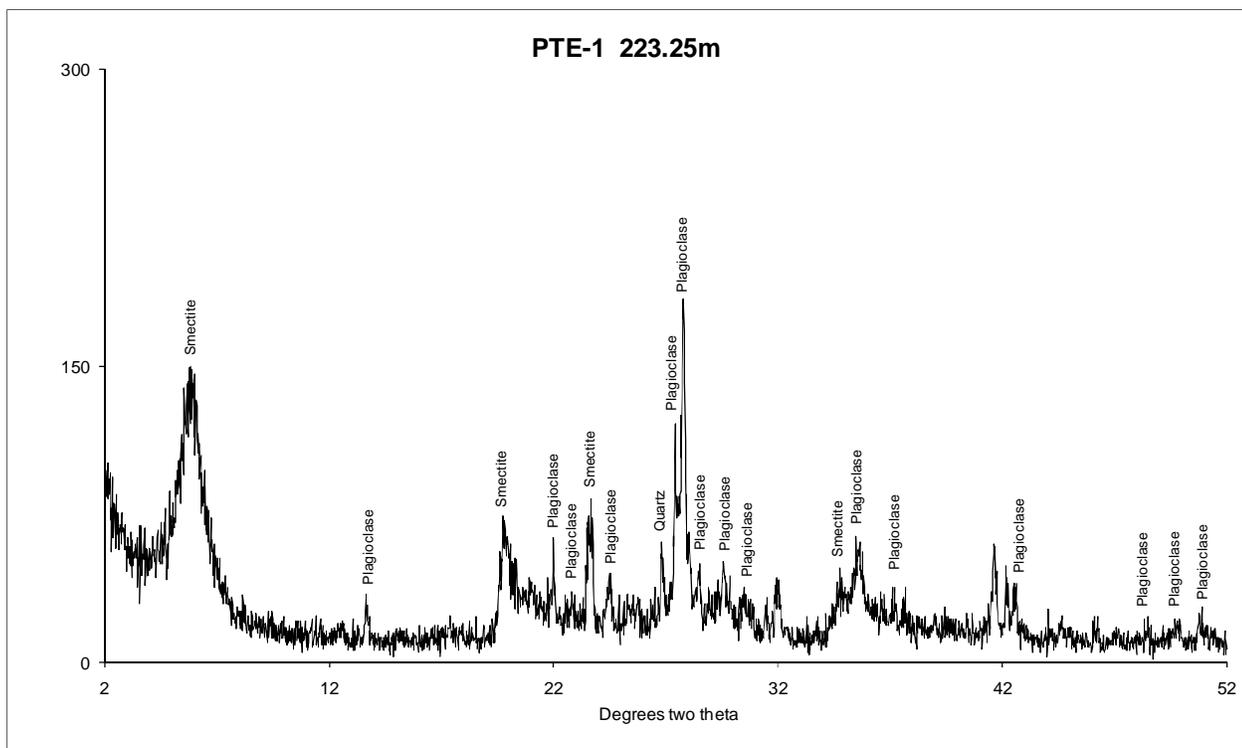
MINERALES DE ARCILLA

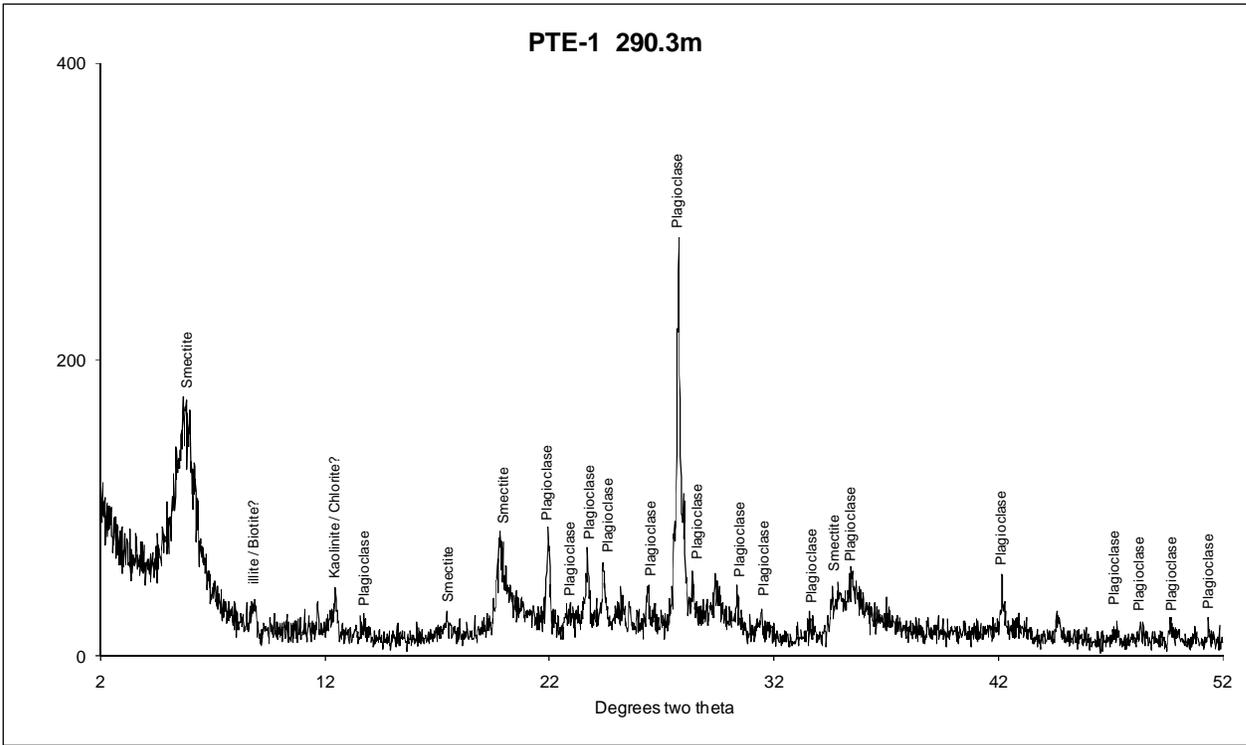
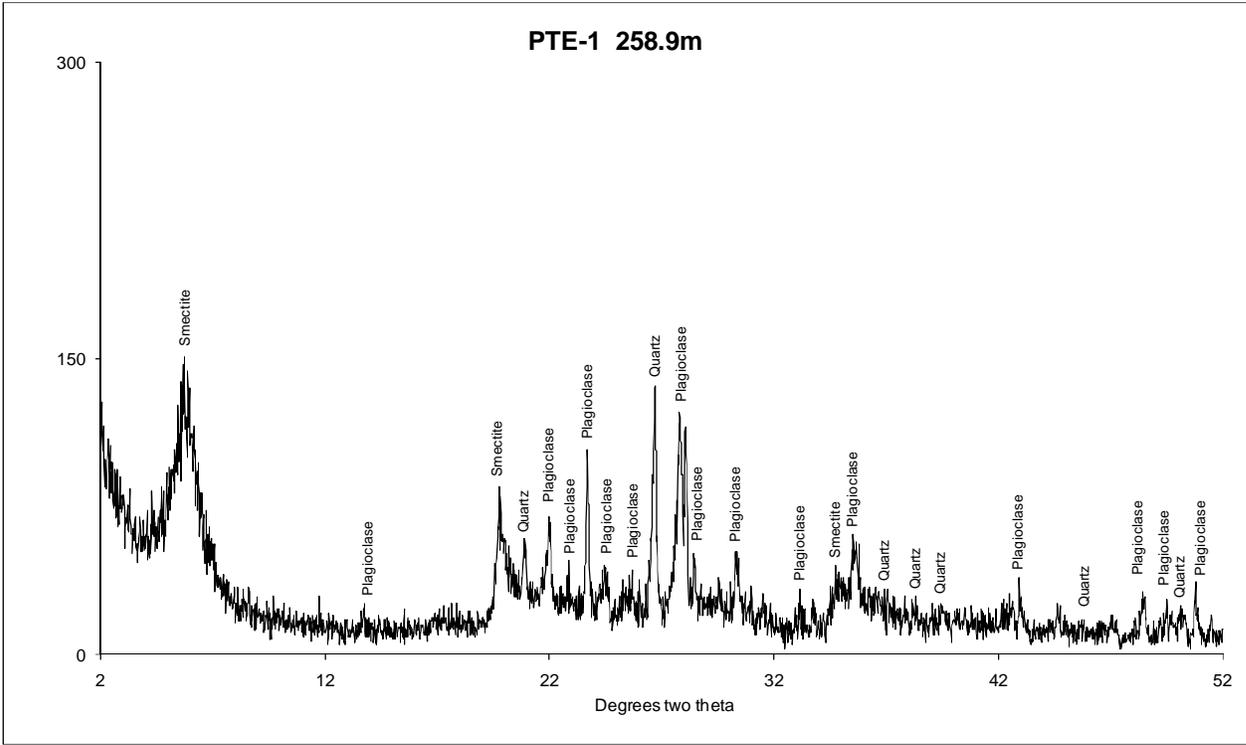
	Porcentaje en peso									Cationes por 28 oxígenos										
	SiO2	Al2O3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Si	Al4	Al6	Alt	Fet	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti
218.2-1b	41.05	12.43	35.03		9.90	1.58				7.67	0.33	2.41	2.74	5.48		2.76	0.32			
218.2-2a	41.58	12.48	33.79		10.92	1.23				7.71	0.29	2.43	2.73	5.24		3.02	0.24			
218.2-2b	41.43	11.56	34.61		10.42	1.98				7.74	0.26	2.28	2.55	5.41		2.90	0.40			
260.05-1a	38.90	14.66	32.69		12.72	1.03				7.21	0.79	2.41	3.20	5.07		3.51	0.21			
260.05-1b	38.69	14.49	33.19		12.78	0.84				7.19	0.81	2.36	3.17	5.16		3.54	0.17			
260.05-2a	38.92	14.77	32.14	0.51	12.40	1.25				7.21	0.79	2.44	3.23	4.98	0.08	3.43	0.25			
260.05-2b	38.77	14.22	33.07	0.49	12.32	1.12				7.22	0.78	2.34	3.12	5.15	0.08	3.42	0.22			
260.05-5a	34.87	15.71	37.15	0.55	11.39	0.33				6.67	1.33	2.21	3.54	5.94	0.09	3.25	0.07			
260.05-5b	36.26	15.70	35.64	0.63	11.51	0.26				6.86	1.14	2.36	3.50	5.64	0.10	3.24	0.05			
260.05-5c	42.42	14.16	31.09	0.37	10.08	0.74		1.13		7.78	0.22	2.84	3.06	4.77	0.06	2.76	0.14		0.26	
260.05-6a	38.85	13.71	33.73		12.62	1.10				7.25	0.75	2.26	3.01	5.26		3.51	0.22			
260.05-6b	40.78	14.76	31.08	0.51	11.74	1.13				7.47	0.53	2.66	3.19	4.76	0.08	3.21	0.22			
260.05-6e	40.83	17.20	29.30		10.38	1.25		1.03		7.42	0.58	3.11	3.68	4.45		2.81	0.24		0.24	
328-1a	38.50	15.06	32.32		13.22	0.90				7.12	0.88	2.41	3.28	5.00		3.65	0.18			
328-1b	37.23	14.67	34.56		12.74	0.81				6.99	1.01	2.23	3.24	5.43		3.56	0.16			
328-1c	39.25	17.43	28.96		13.31	1.06				7.11	0.89	2.84	3.72	4.39		3.59	0.21			
328-2a	39.03	16.88	28.95	0.56	13.62	0.96				7.10	0.90	2.72	3.62	4.40	0.09	3.69	0.19			
328-2b	38.88	16.66	29.96	0.54	13.06	0.89				7.11	0.89	2.70	3.59	4.58	0.08	3.56	0.17			
328-2c	37.85	17.14	31.00		13.16	0.85				6.95	1.05	2.66	3.71	4.76		3.60	0.17			
408-1a	38.34	18.33	26.85	1.26	14.60	0.61				6.93	1.07	2.83	3.90	4.06	0.19	3.93	0.12			
408-1b	38.00	17.62	27.95	1.29	14.59	0.55				6.91	1.09	2.69	3.78	4.25	0.20	3.95	0.11			
408-2a	38.25	16.96	28.00	1.20	15.21	0.38				6.95	1.05	2.59	3.63	4.26	0.18	4.12	0.07			
408-2b	37.80	17.25	28.57	0.99	14.84	0.54				6.89	1.11	2.60	3.71	4.36	0.15	4.03	0.11			
408-2c	37.07	17.45	29.47	1.35	14.31	0.35				6.81	1.19	2.58	3.78	4.53	0.21	3.92	0.07			
408-4a	36.61	19.06	26.72	1.83	15.37	0.42				6.65	1.35	2.73	4.08	4.06	0.28	4.16	0.08			
408-4b	37.88	17.56	28.11	1.49	14.37	0.60				6.90	1.10	2.68	3.77	4.28	0.23	3.90	0.12			
408-5a	37.75	17.68	28.41	1.32	14.42	0.42				6.88	1.12	2.68	3.80	4.33	0.20	3.92	0.08			
654-1a	34.95	20.78	31.49	0.85	11.64	0.29				6.47	1.53	3.00	4.53	4.87	0.13	3.21	0.06			
654-1b	37.18	18.71	28.41	0.68	14.73	0.29				6.76	1.24	2.77	4.01	4.32	0.10	3.99	0.06			
654-1c	34.21	20.38	32.59	0.90	11.49	0.43				6.38	1.62	2.87	4.48	5.09	0.14	3.20	0.09			
654-2a	37.56	17.58	29.31	0.95	14.14	0.46				6.87	1.13	2.66	3.79	4.48	0.15	3.86	0.09			
654-3a	36.14	17.68	30.93	0.80	14.03	0.42				6.68	1.32	2.53	3.85	4.78	0.13	3.87	0.08			
654-3b	35.87	16.08	33.50	0.95	13.28	0.32				6.74	1.26	2.29	3.56	5.26	0.15	3.72	0.06			

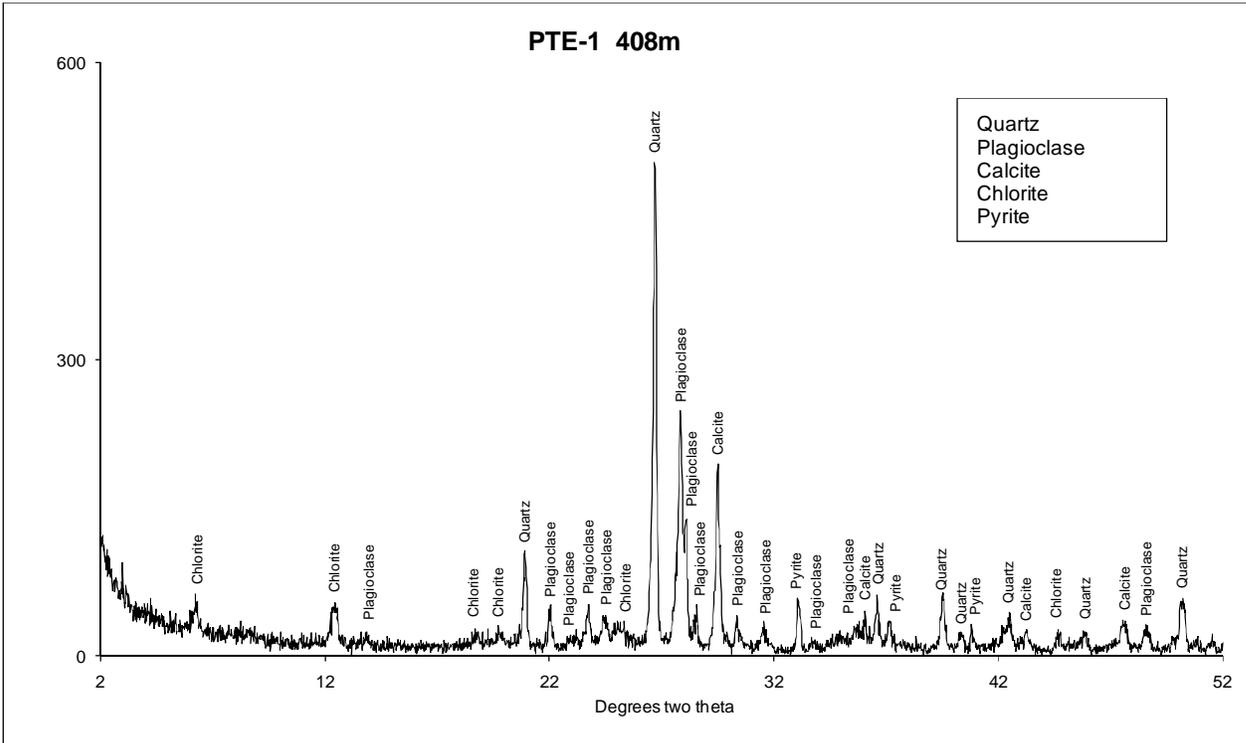
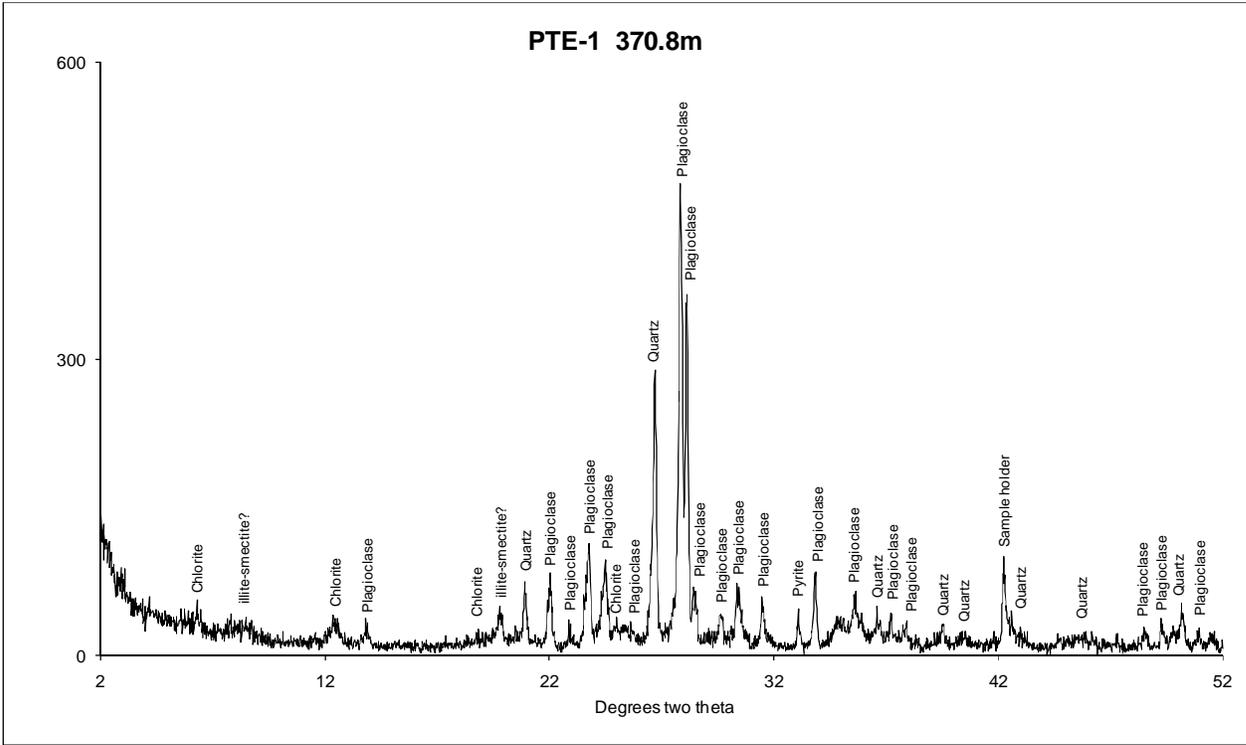
	Porcentaje en peso									Cationes por 28 oxígenos										
	SiO2	Al2O3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Si	Al4	Al6	Alt	Fet	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti
654-4a	35.74	18.74	29.85	0.79	14.29	0.58				6.58	1.42	2.64	4.06	4.59	0.12	3.92	0.11			
654-4c	34.89	21.79	31.69	0.73	9.74	0.38		0.77		6.48	1.52	3.24	4.77	4.92	0.11	2.70	0.08		0.18	
654-5e	37.29	18.82	28.38	1.02	13.95	0.53				6.79	1.21	2.83	4.04	4.32	0.16	3.79	0.10			
657.7-1b	36.16	19.43	30.98	0.79	12.12	0.51				6.67	1.33	2.89	4.22	4.78	0.12	3.33	0.10			
657.7-1c	36.15	19.35	31.12	1.06	11.61	0.71				6.68	1.32	2.90	4.22	4.81	0.17	3.20	0.14			
657.7-3b	36.91	17.60	31.01	0.93	13.03	0.51				6.82	1.18	2.65	3.83	4.79	0.15	3.59	0.10			
657.7-3d	37.60	17.36	30.03	1.01	13.30	0.70				6.91	1.09	2.66	3.76	4.61	0.16	3.64	0.14			
698.4-1a	38.45	19.80	25.01	0.58	14.66	0.80		0.71		6.88	1.12	3.06	4.17	3.74	0.09	3.91	0.15		0.16	
698.4-1d	45.55	16.03	24.85	0.93	11.47	0.58		0.59		8.02		3.32	3.32	3.66	0.14	3.01	0.11		0.13	
785.05-1a	41.47	16.94	24.48		15.74	0.90	0.48			7.34	0.66	2.87	3.53	3.62		4.15	0.17	0.16		
785.05-1c	38.11	17.16	27.47	0.73	15.53	1.00				6.91	1.09	2.58	3.67	4.17	0.11	4.20	0.19			
785.05-1f	38.49	16.85	28.94		15.11	0.60				6.99	1.01	2.60	3.61	4.40		4.09	0.12			
785.05-2b	40.40	16.11	27.39		14.86	1.25				7.27	0.73	2.68	3.41	4.12		3.98	0.24			
785.05-2c	42.32	15.52	25.78	0.49	14.75	1.13				7.54	0.46	2.79	3.26	3.84	0.07	3.92	0.22			
786-1d	42.66	16.60	24.48		15.04	1.21				7.52	0.48	2.97	3.45	3.61		3.95	0.23			
786-2c	36.17	16.98	30.27	0.89	15.03	0.66				6.68	1.32	2.38	3.70	4.68	0.14	4.14	0.13			
786-3a	36.55	16.42	31.01	0.93	14.82	0.27				6.77	1.23	2.35	3.58	4.80	0.15	4.09	0.05			
786-3d	37.48	16.47	29.63	0.56	15.18	0.69				6.87	1.13	2.43	3.56	4.54	0.09	4.15	0.13			
786-4b	36.98	16.34	30.21	0.63	15.15	0.69				6.81	1.19	2.36	3.55	4.65	0.10	4.16	0.14			
786-4c	36.96	16.49	30.37	0.74	14.77	0.67				6.82	1.18	2.40	3.58	4.68	0.12	4.06	0.13			
812.1-1f	37.11	17.43	29.58		14.03	1.52		0.33		6.81	1.19	2.58	3.77	4.54		3.84	0.30		0.08	

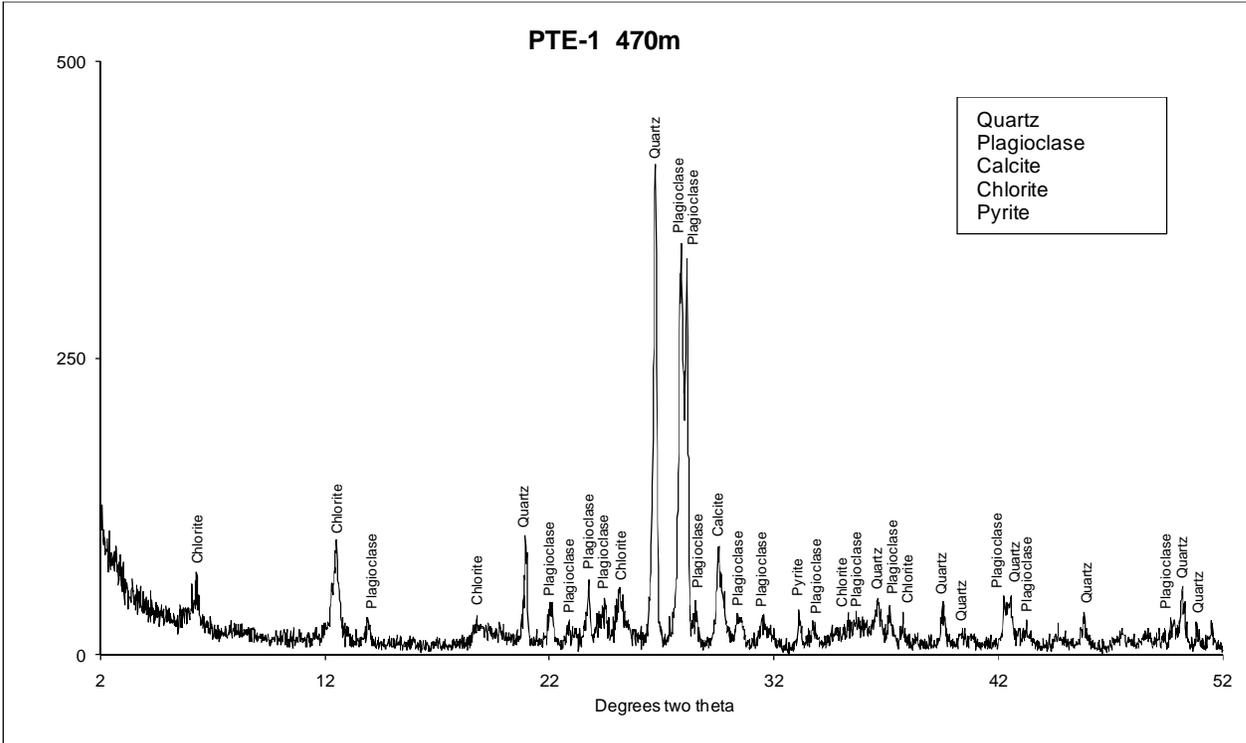
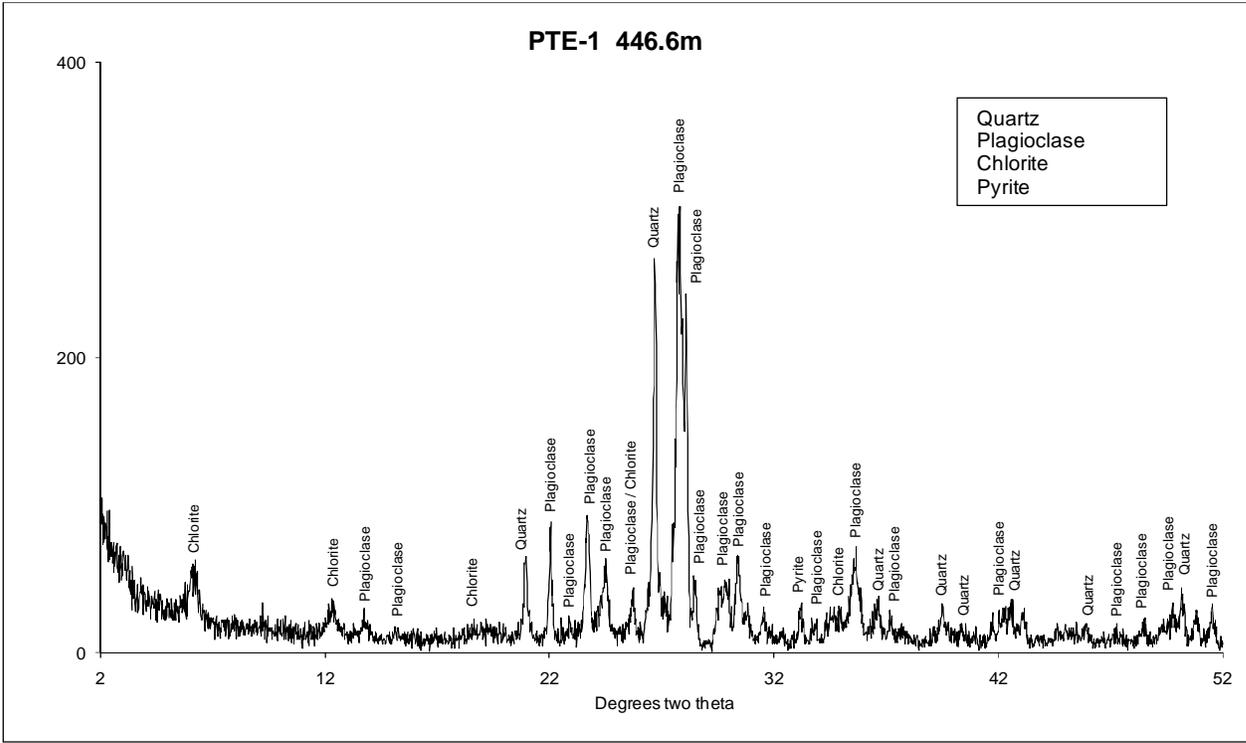
ANEXO C:

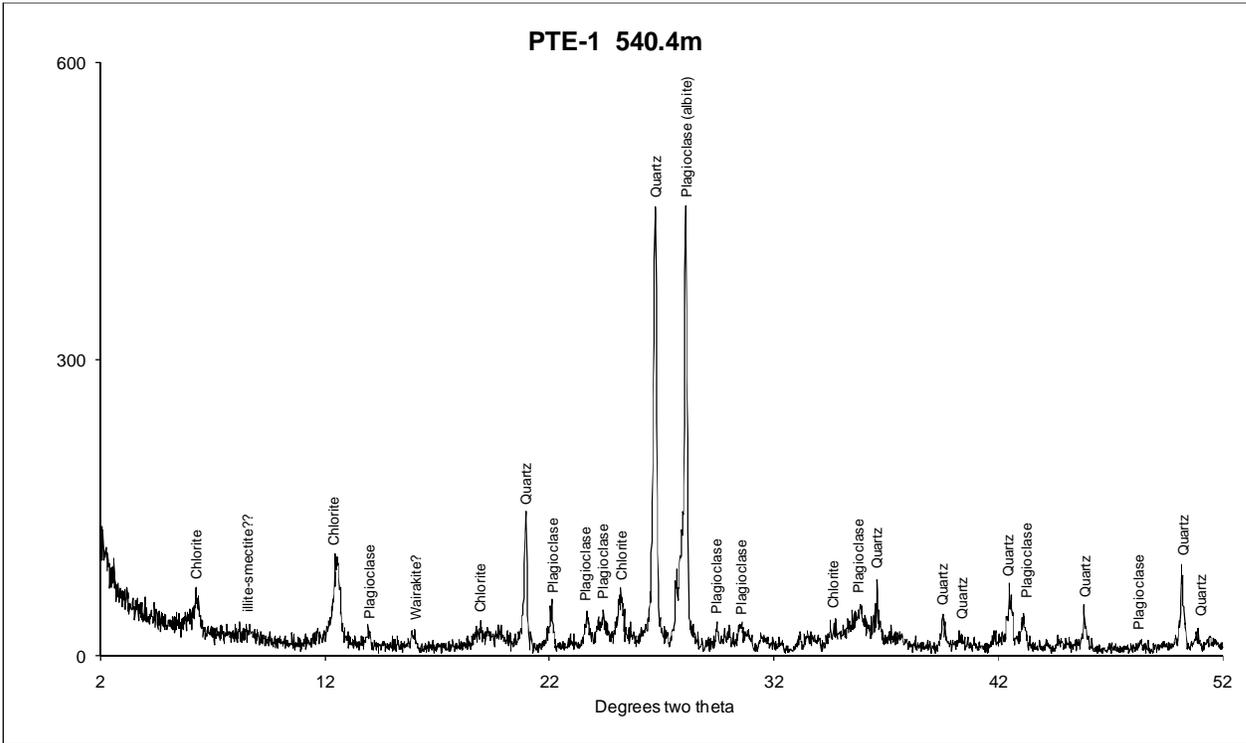
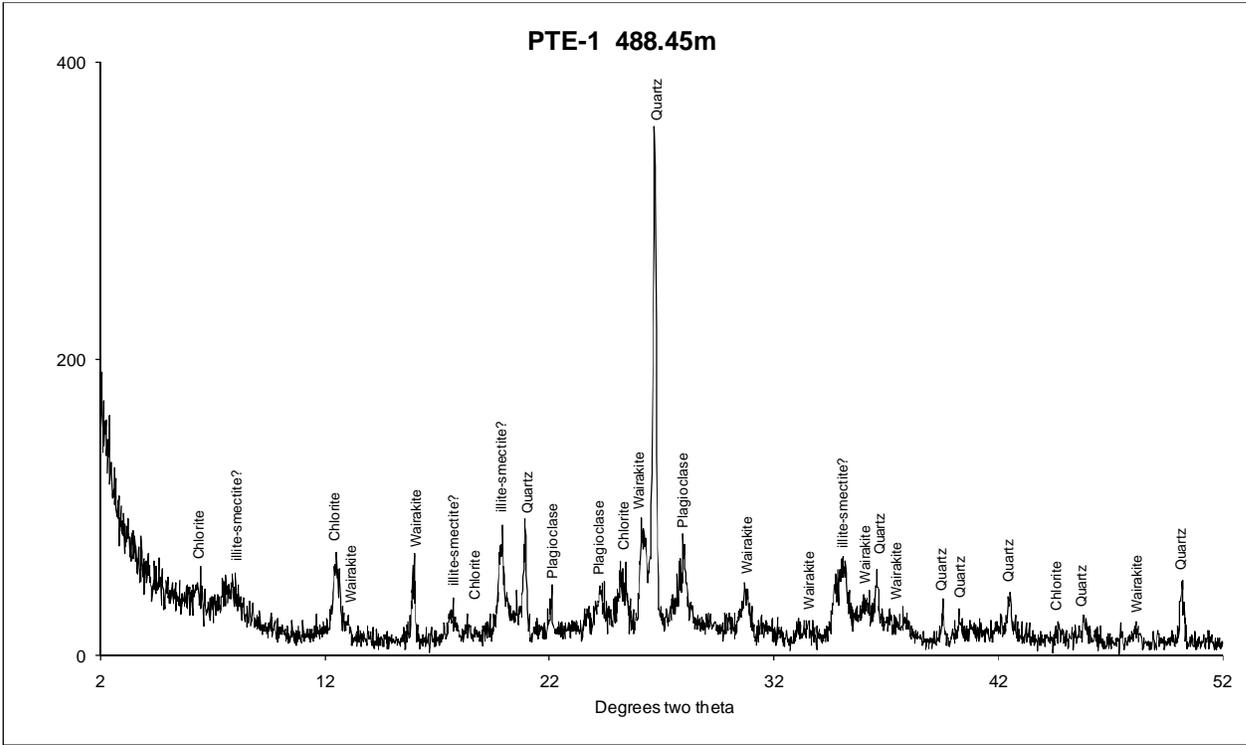
Difractogramas

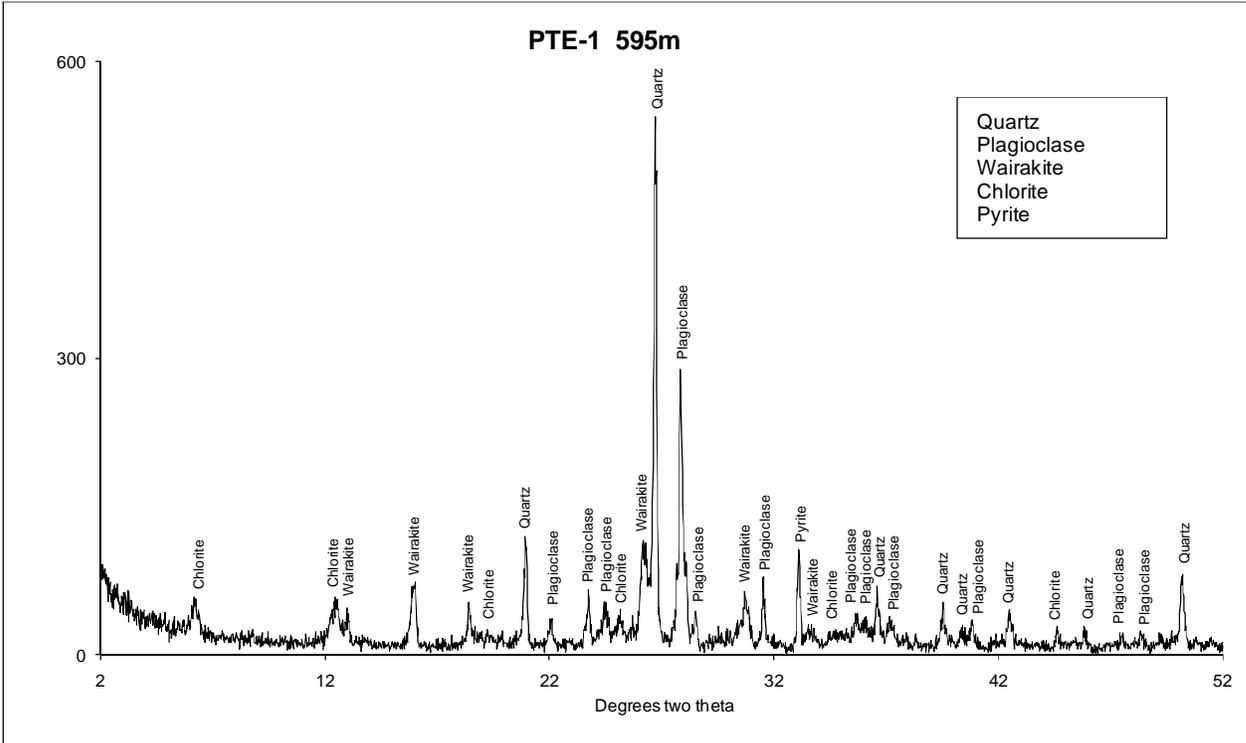
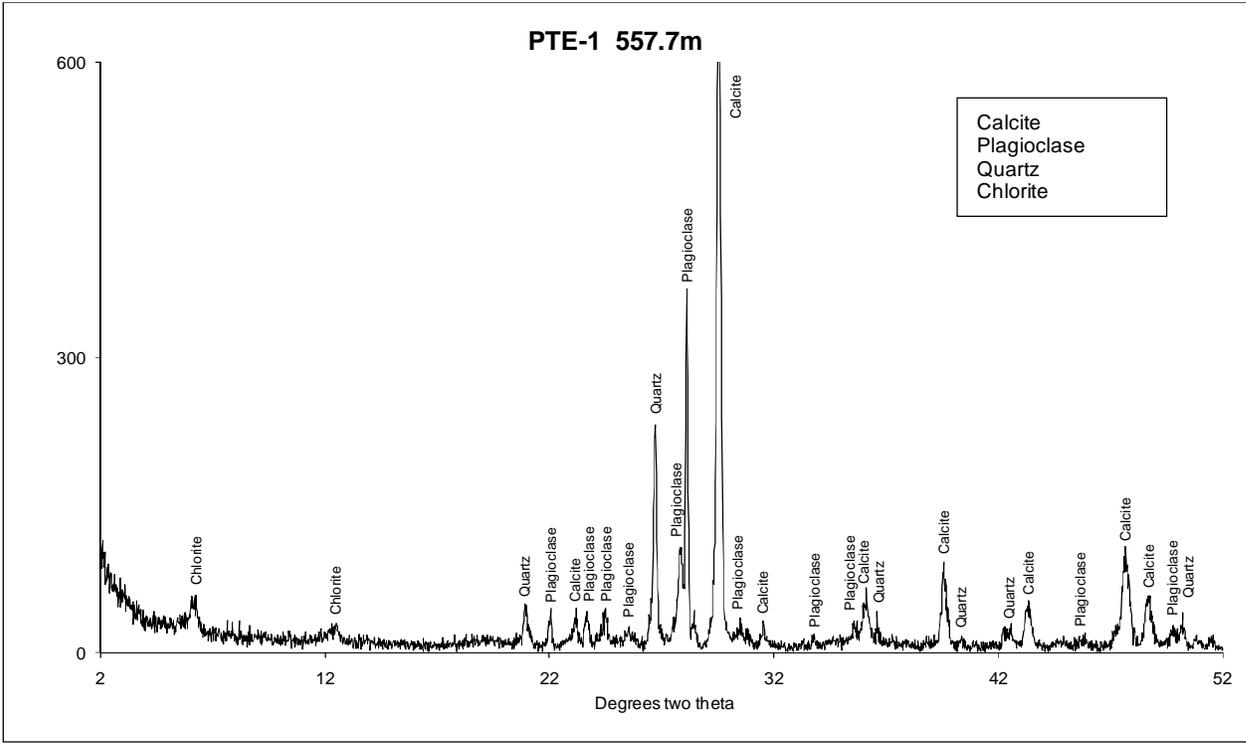


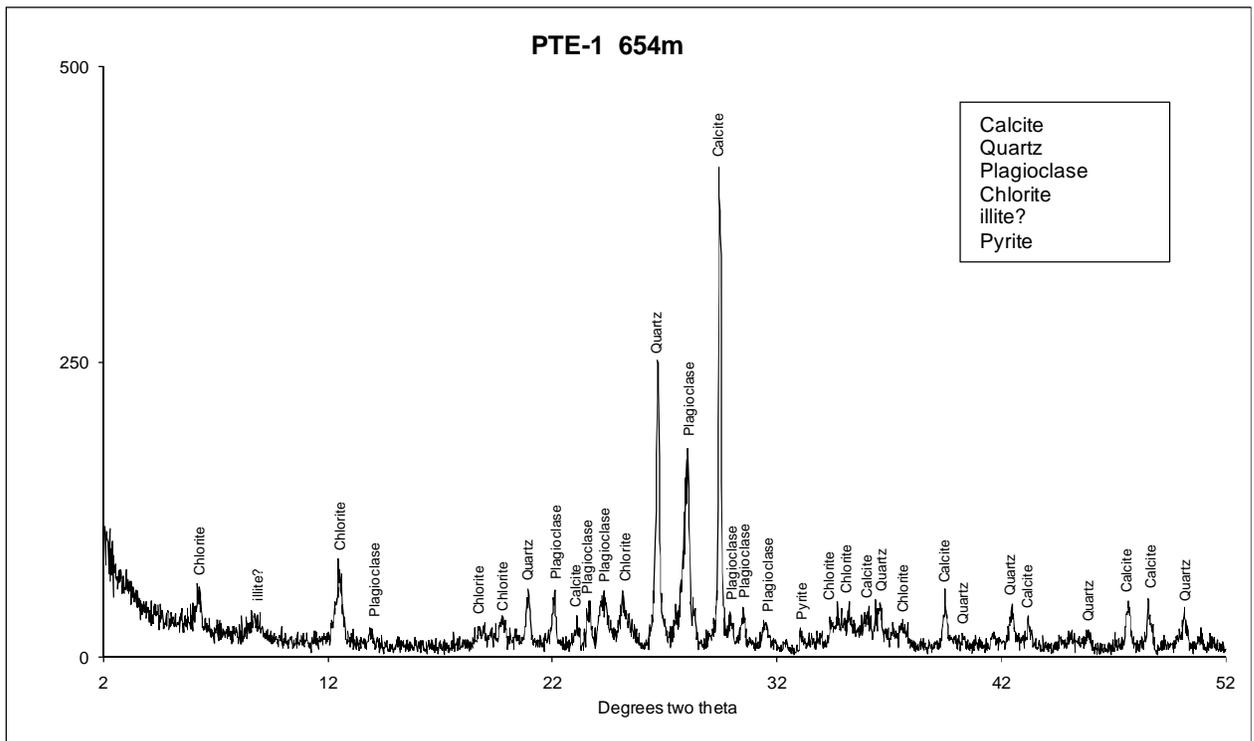
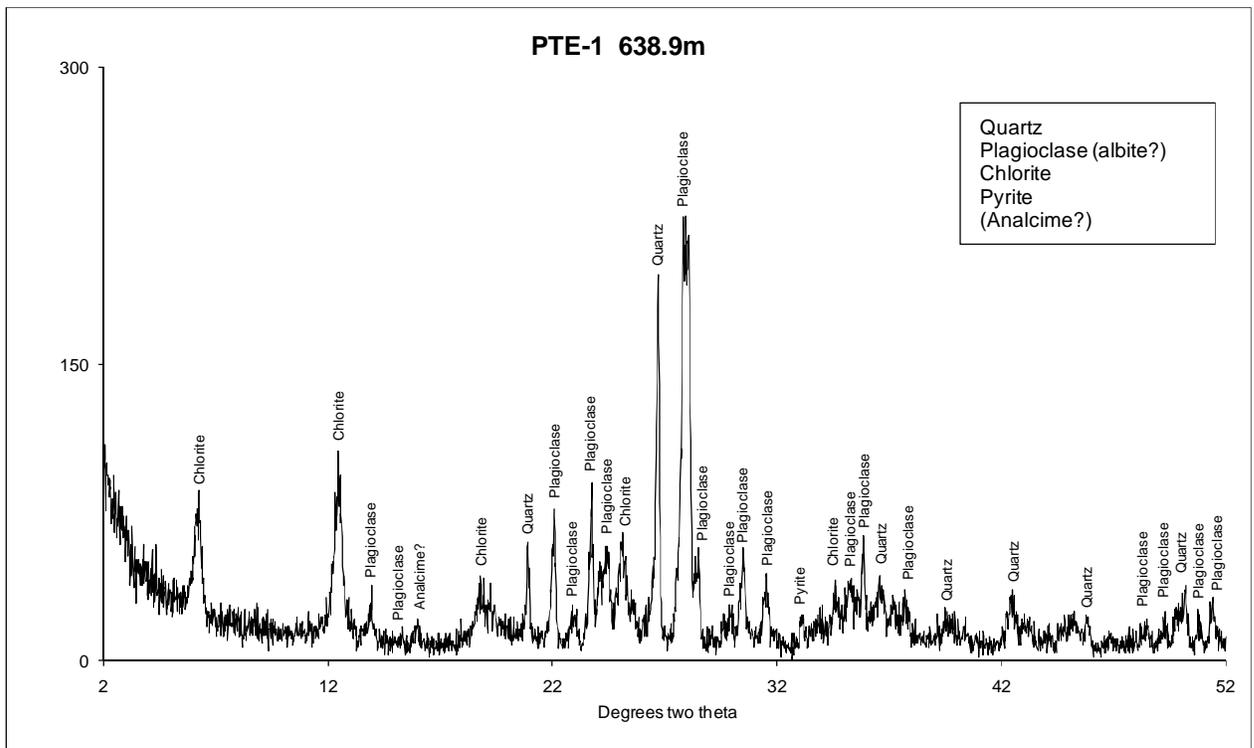


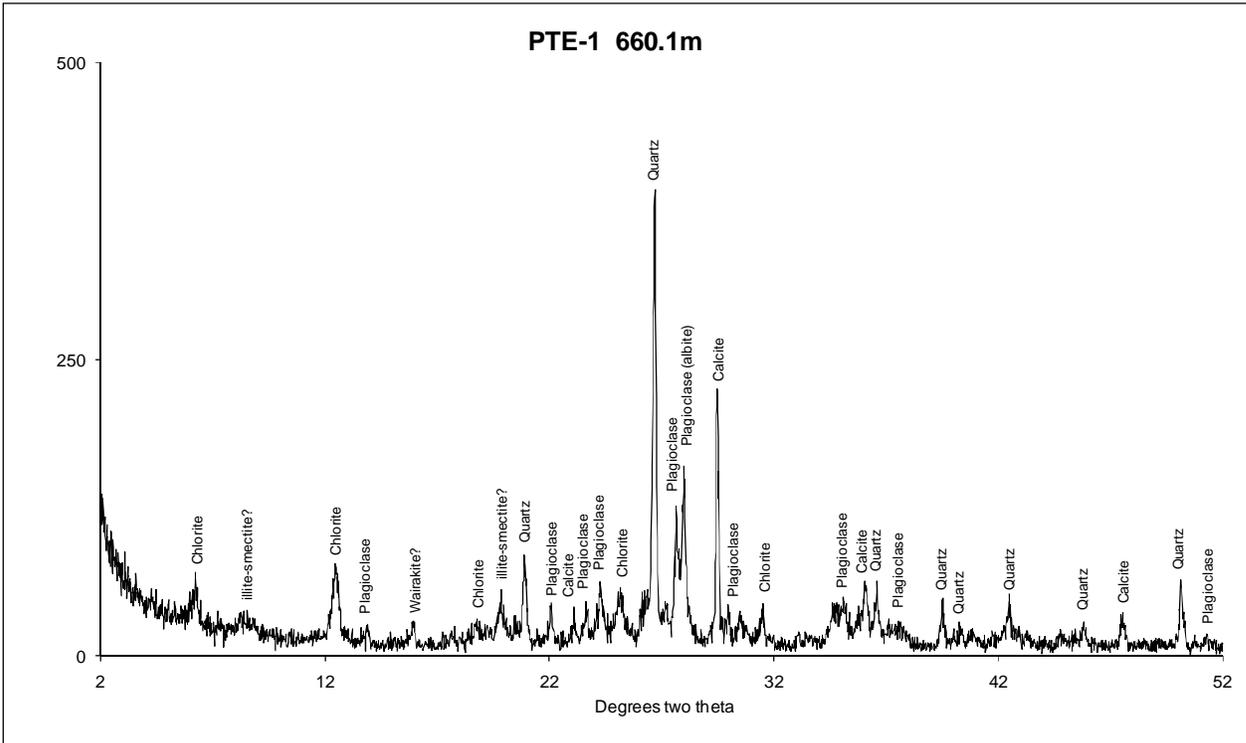
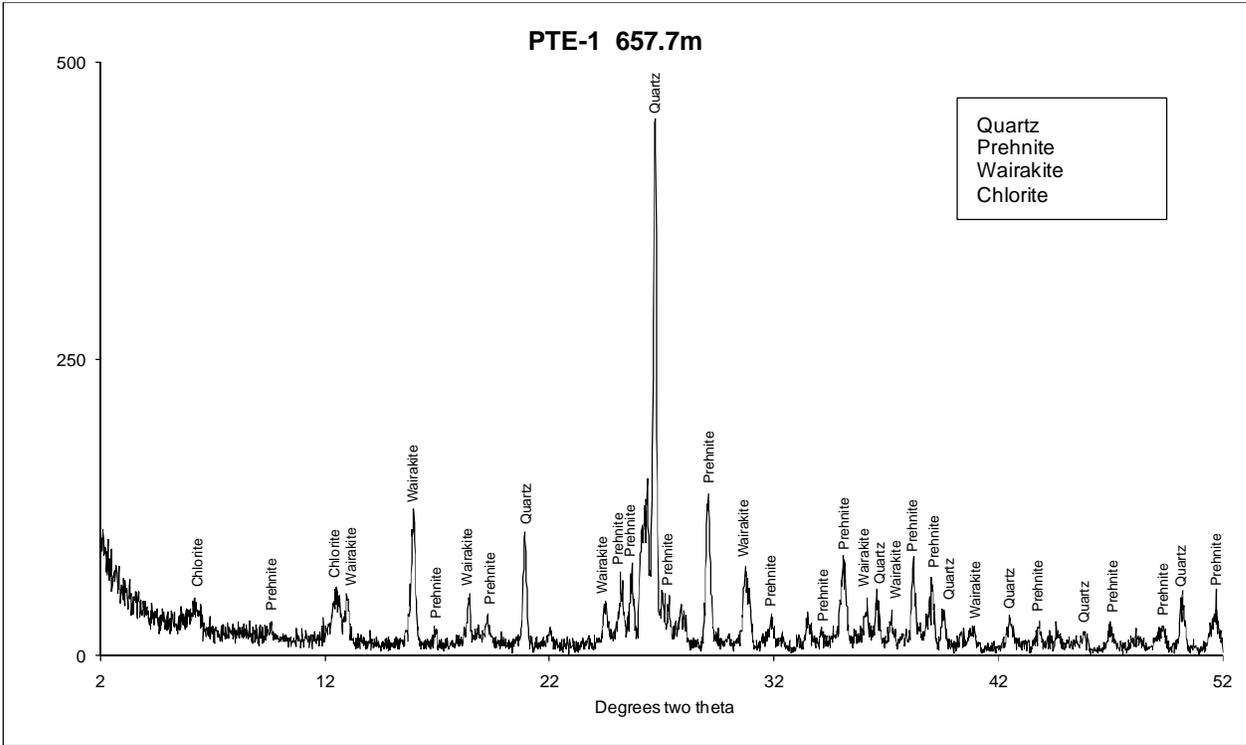


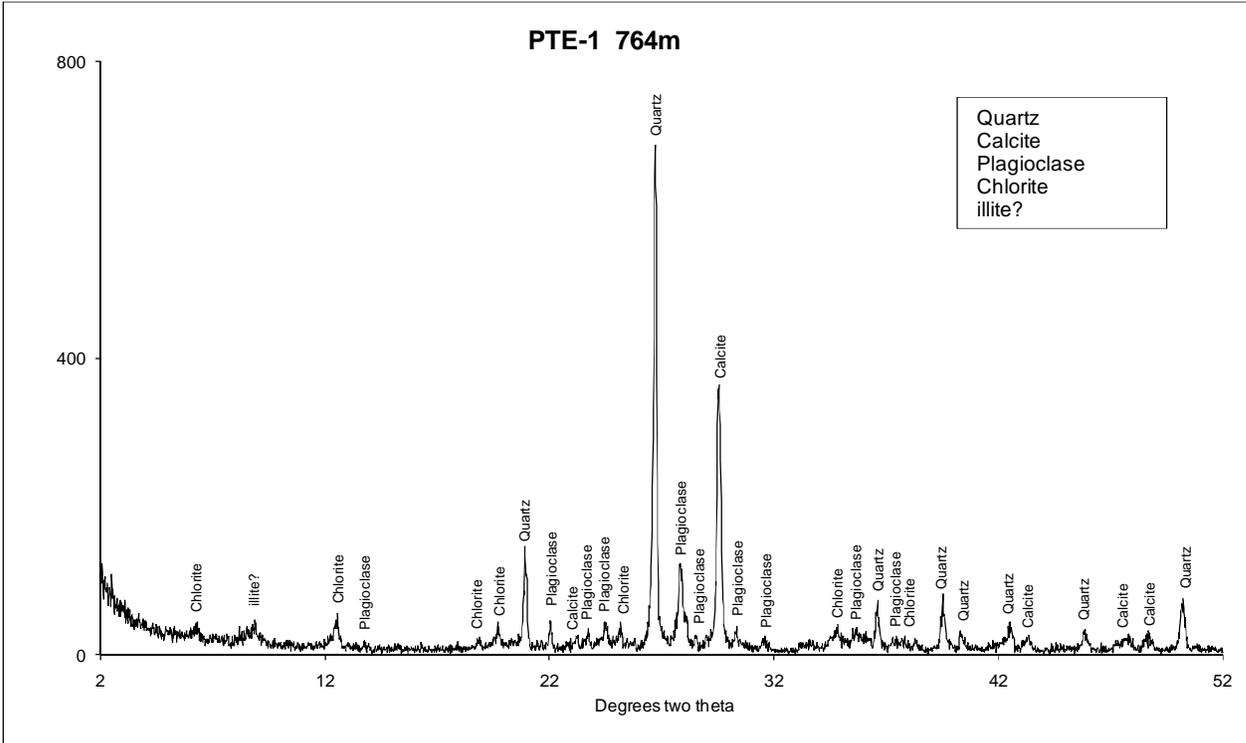
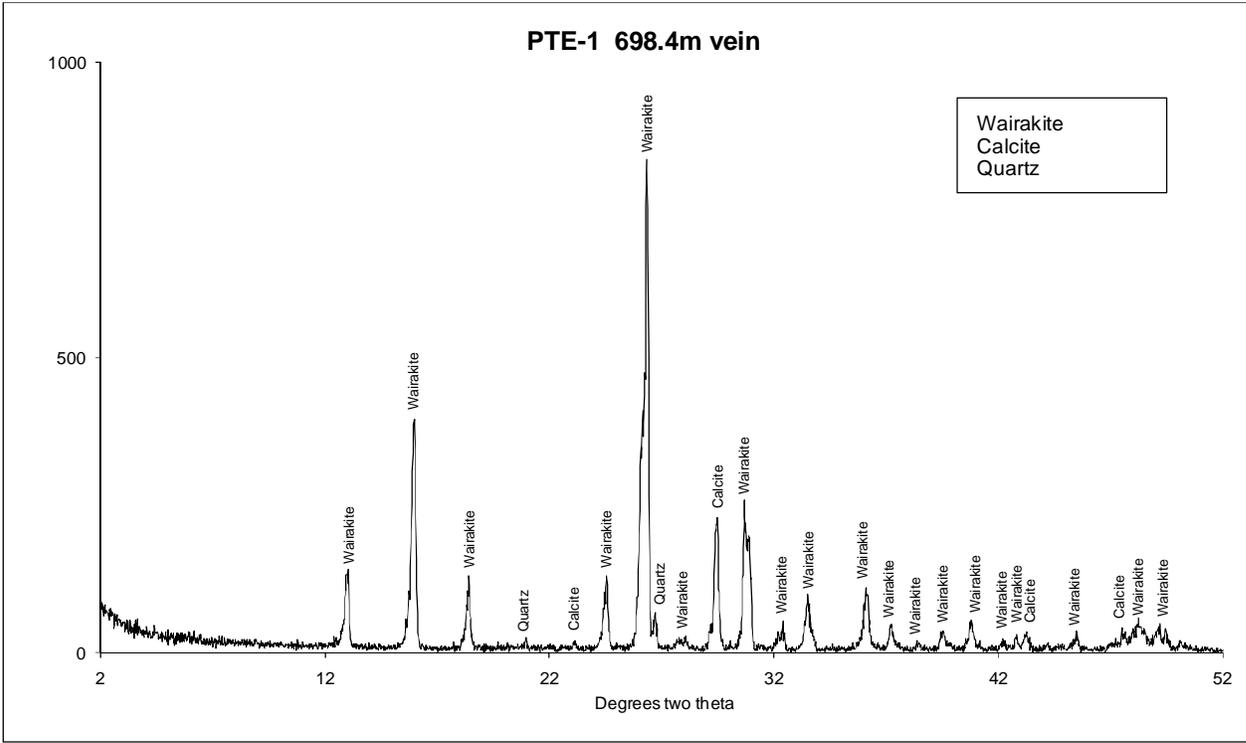


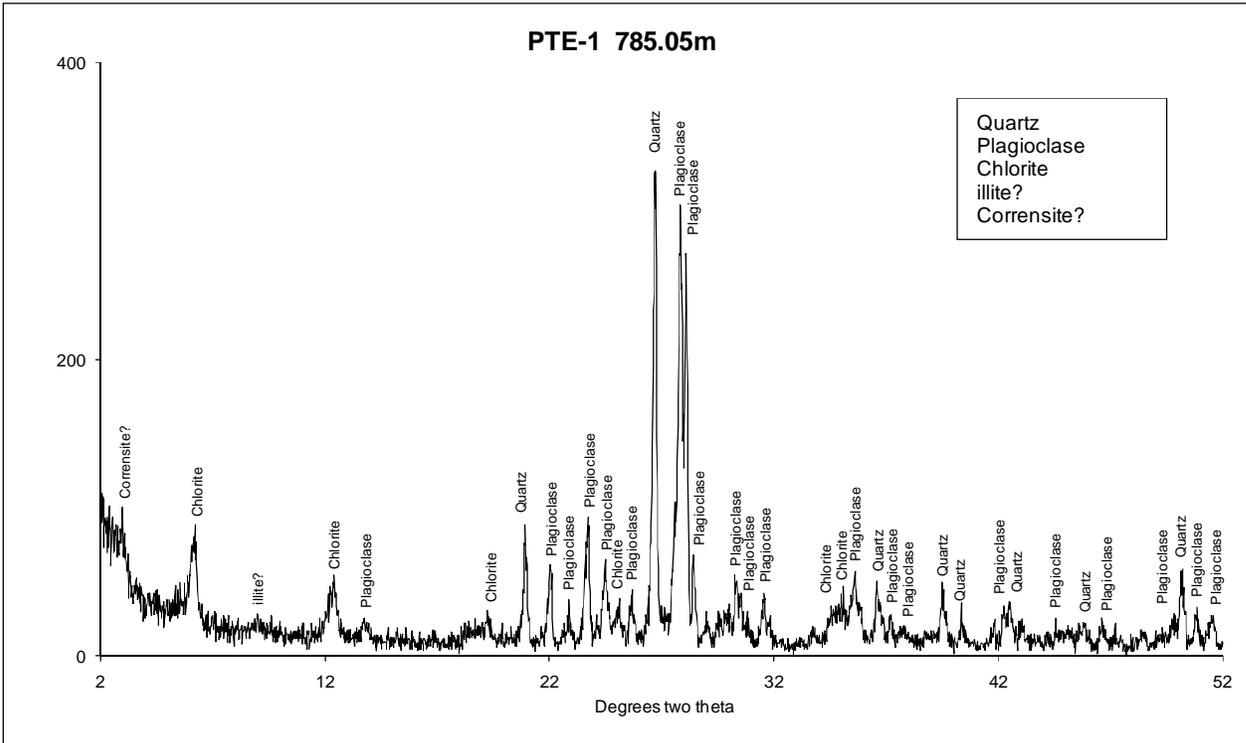
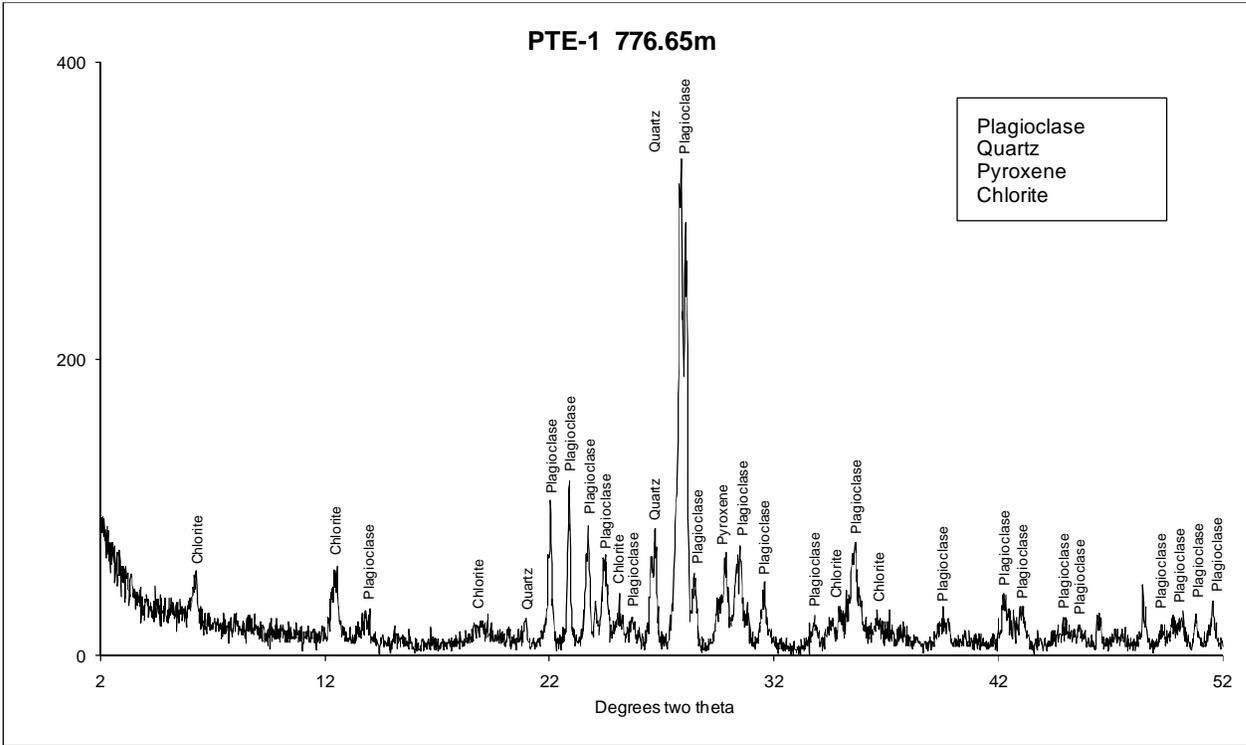


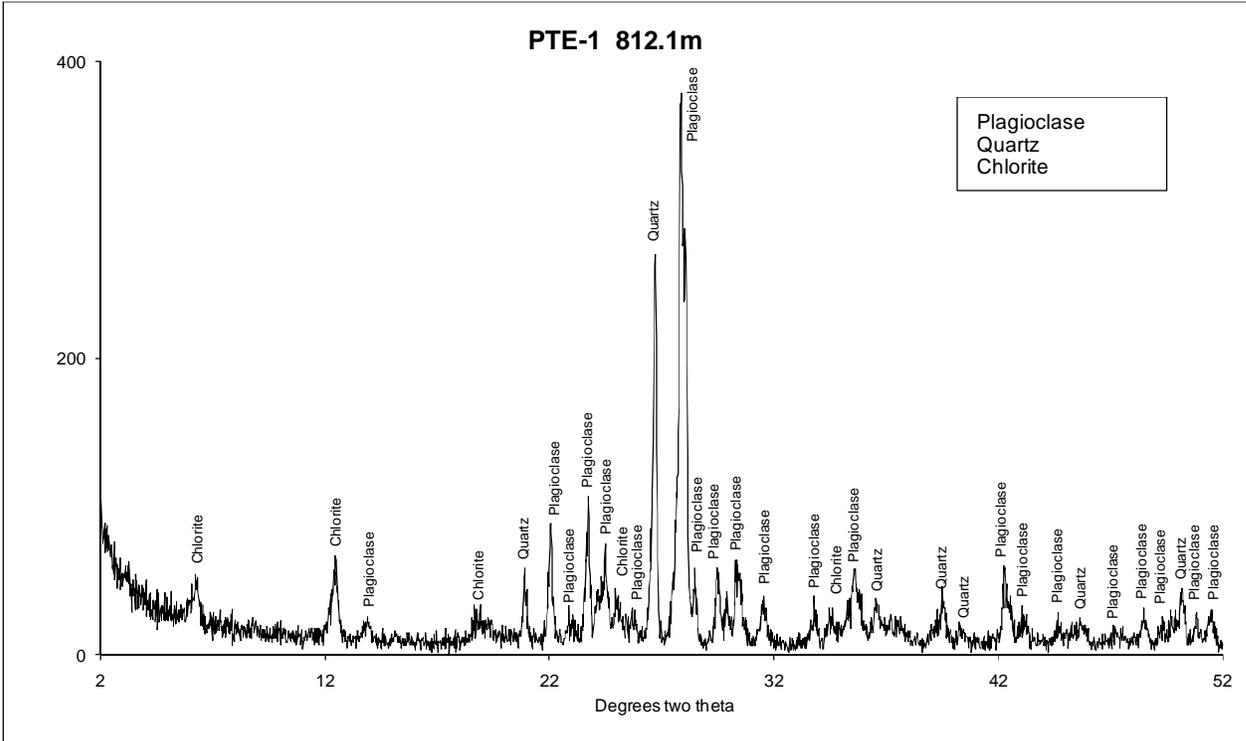
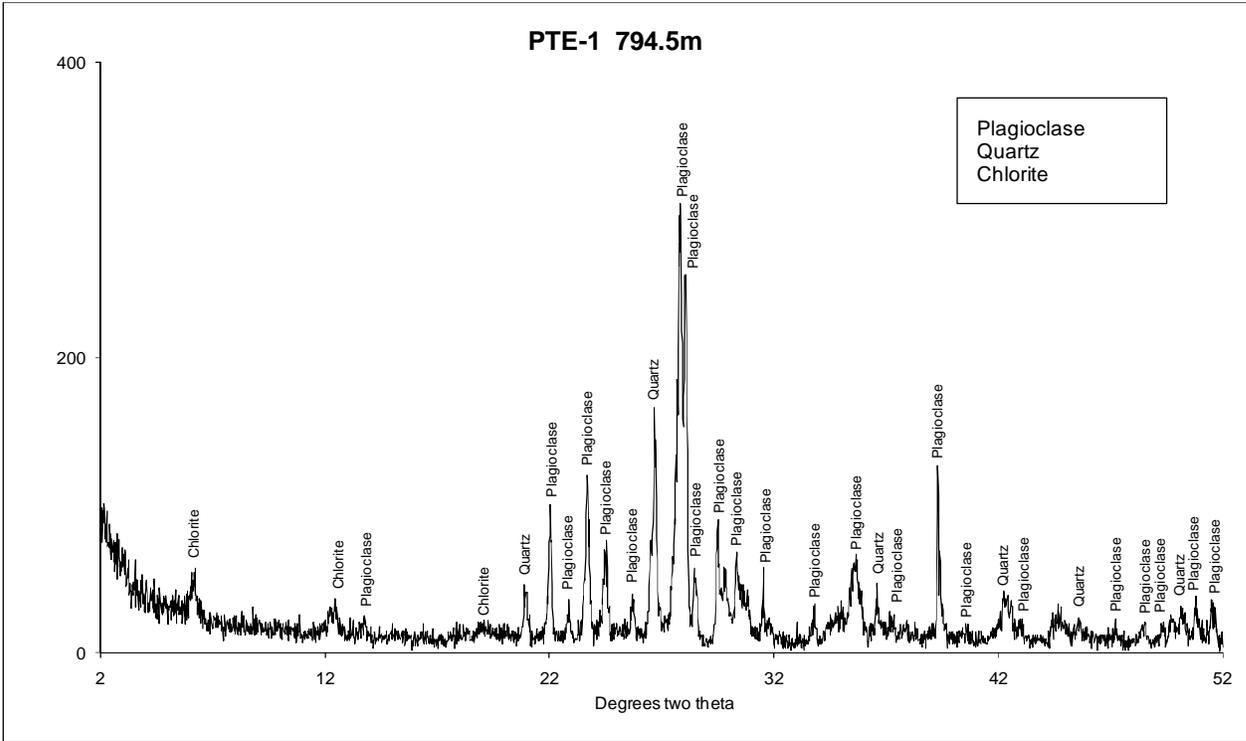


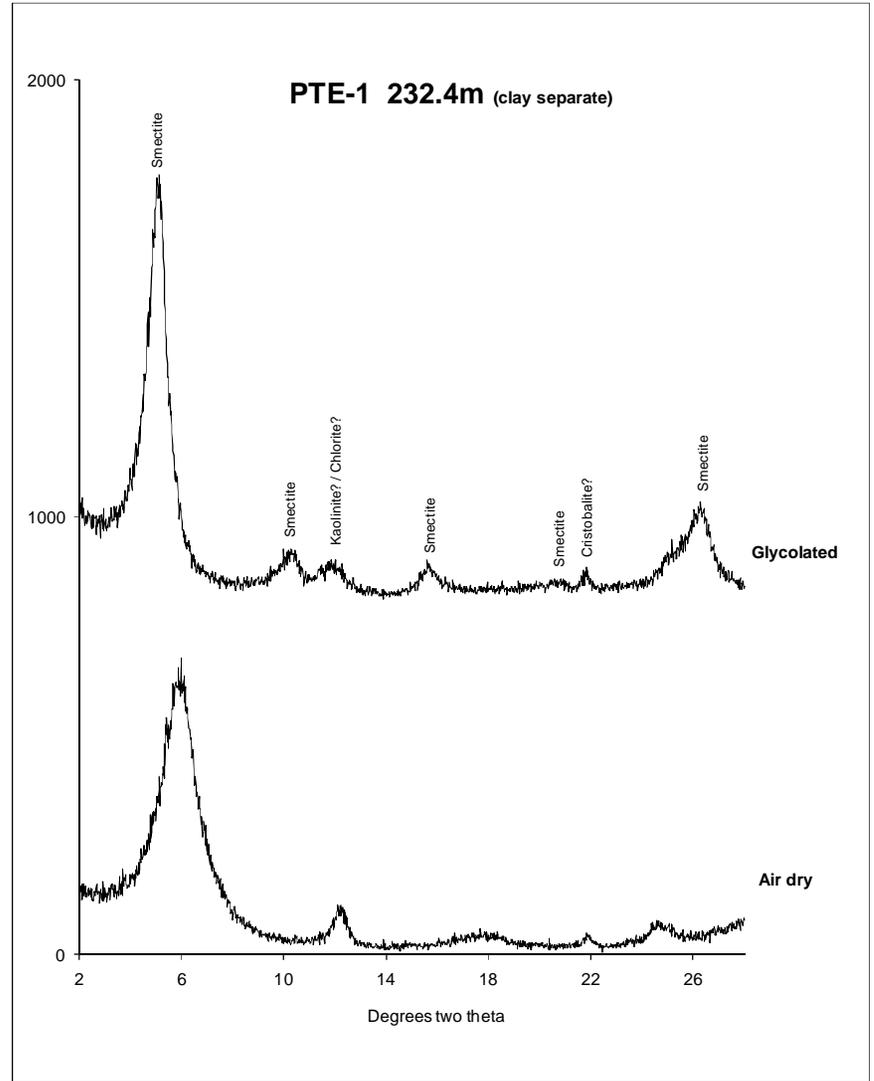
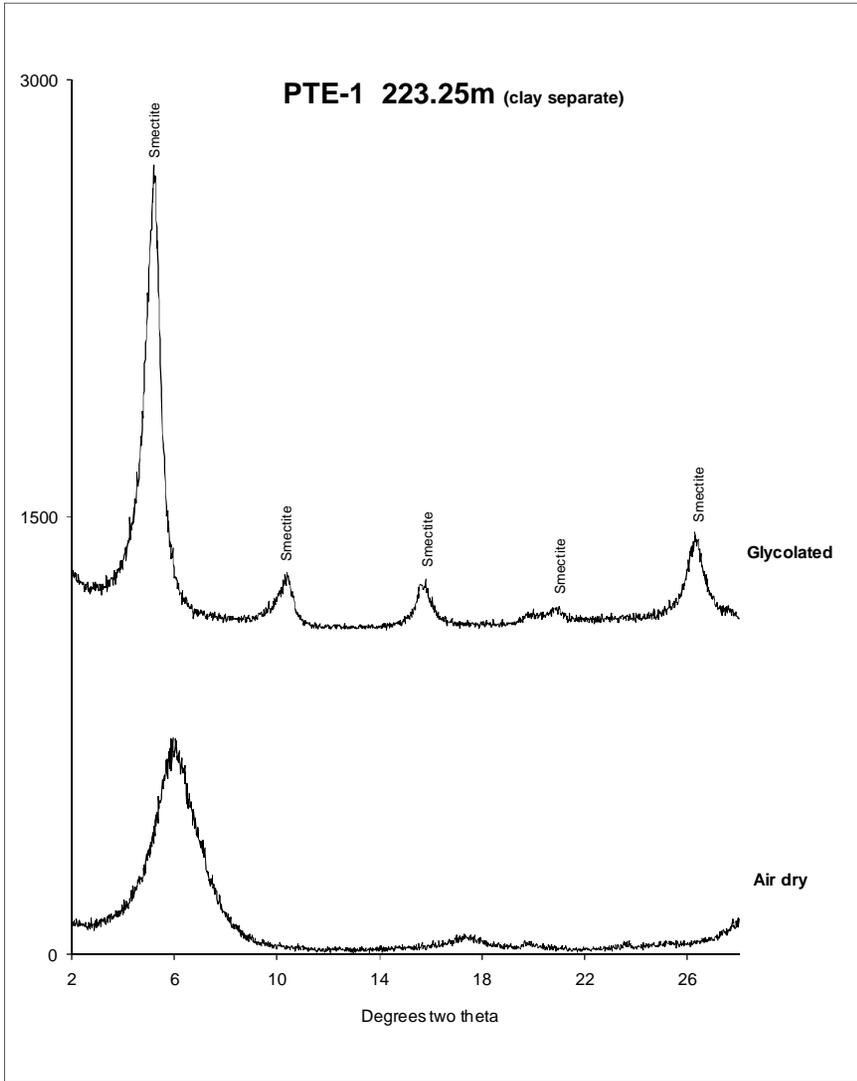


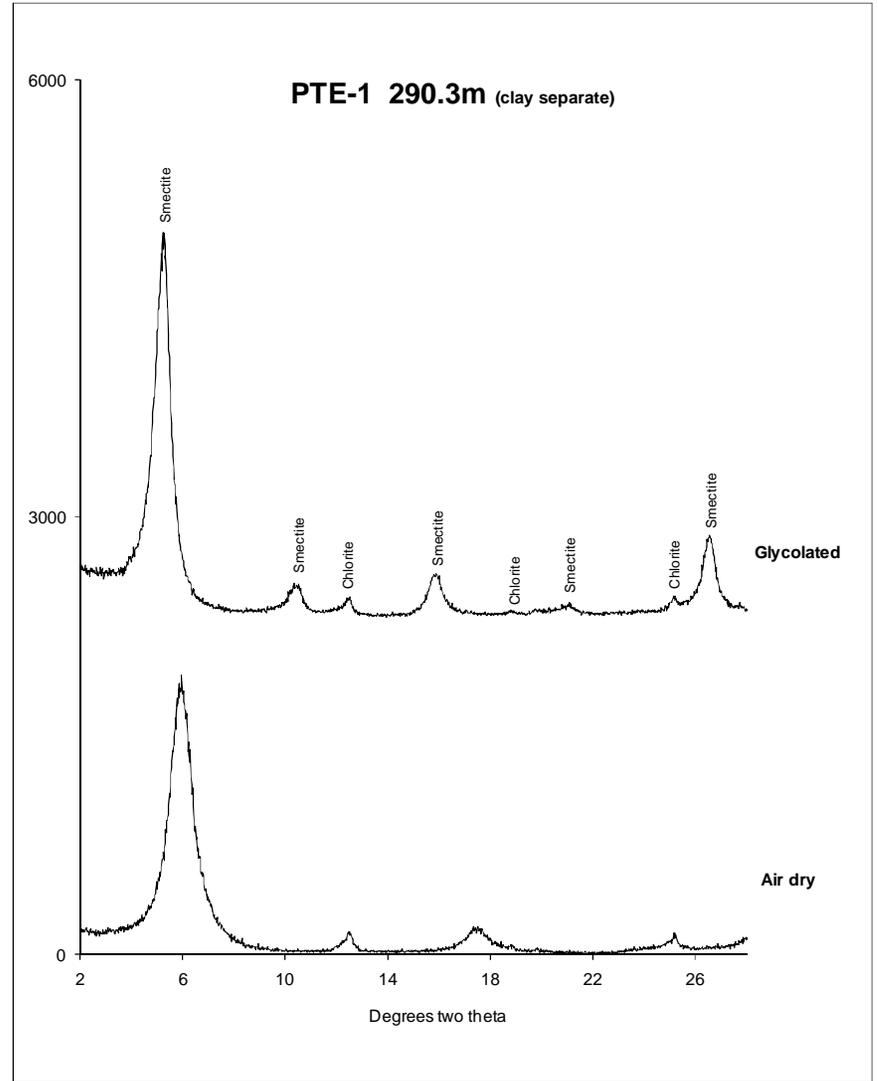
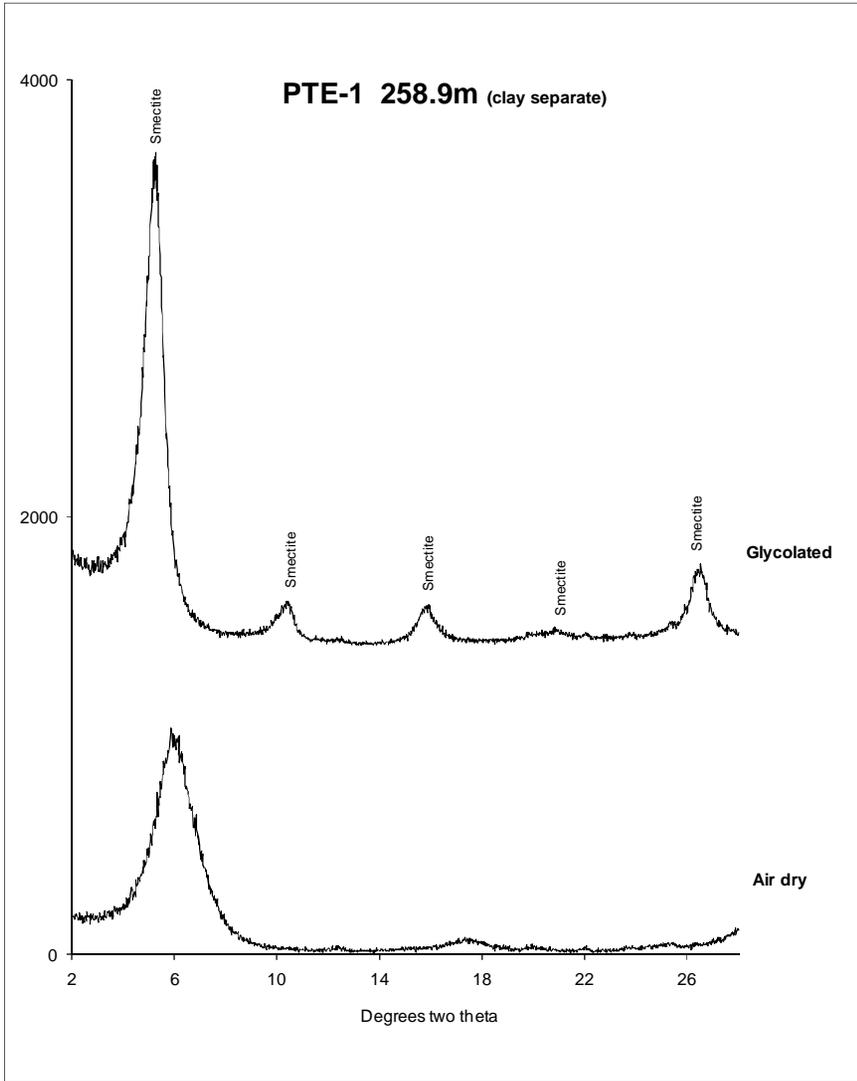


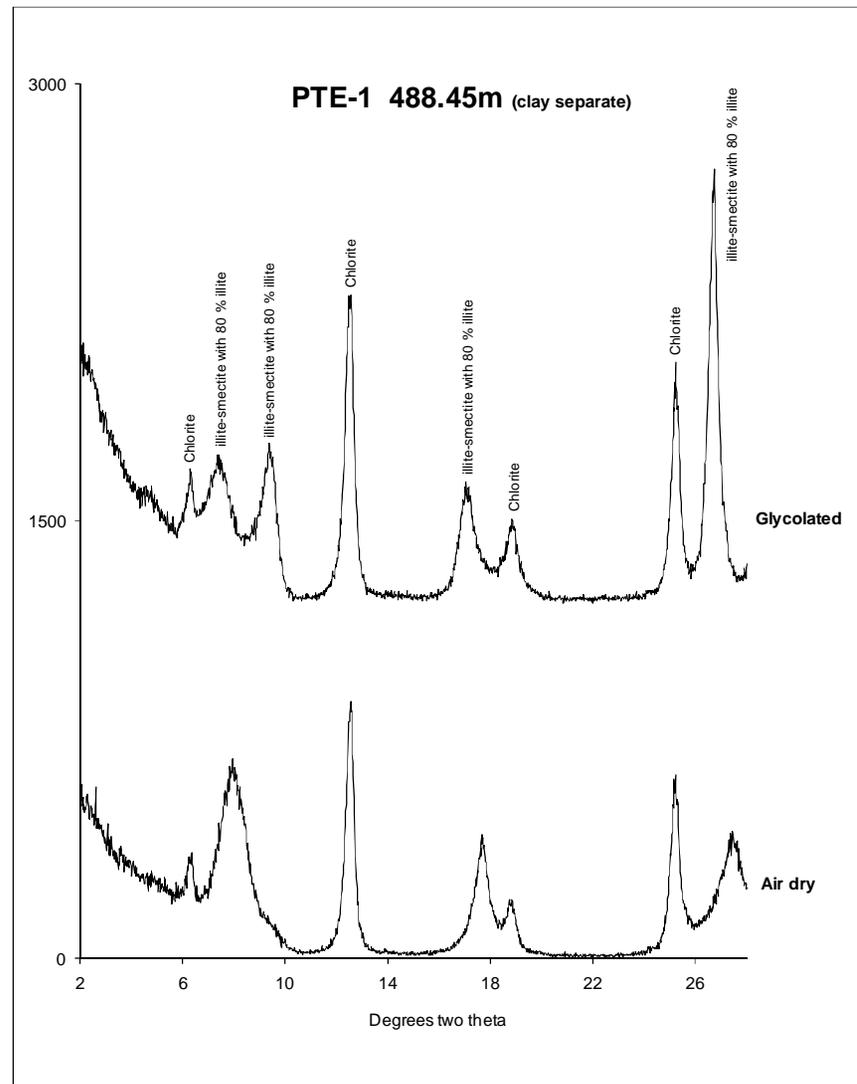
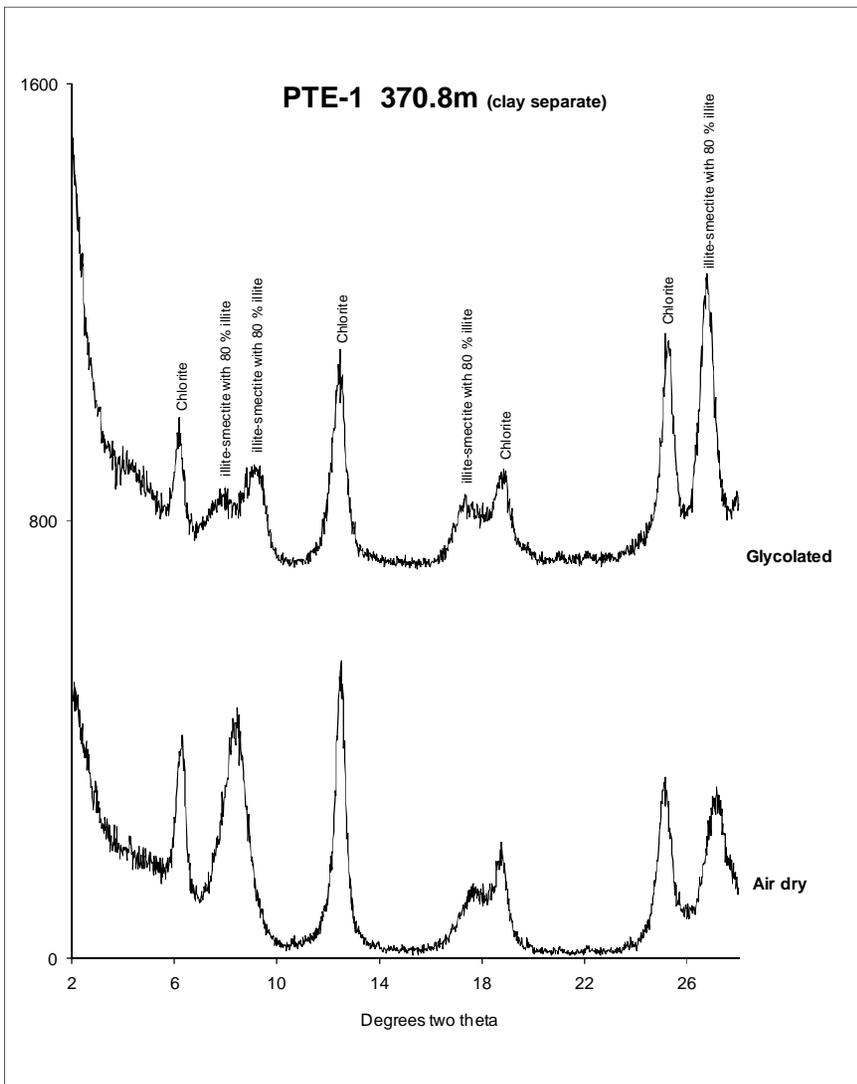


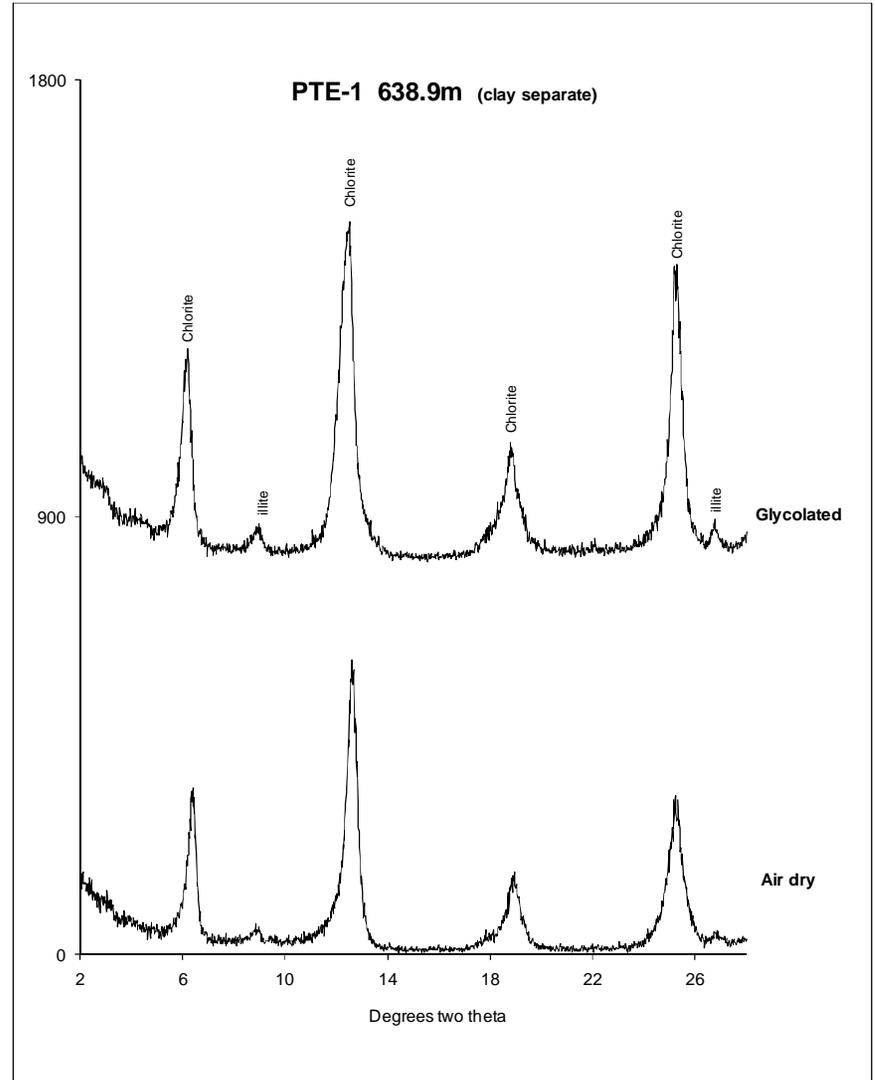
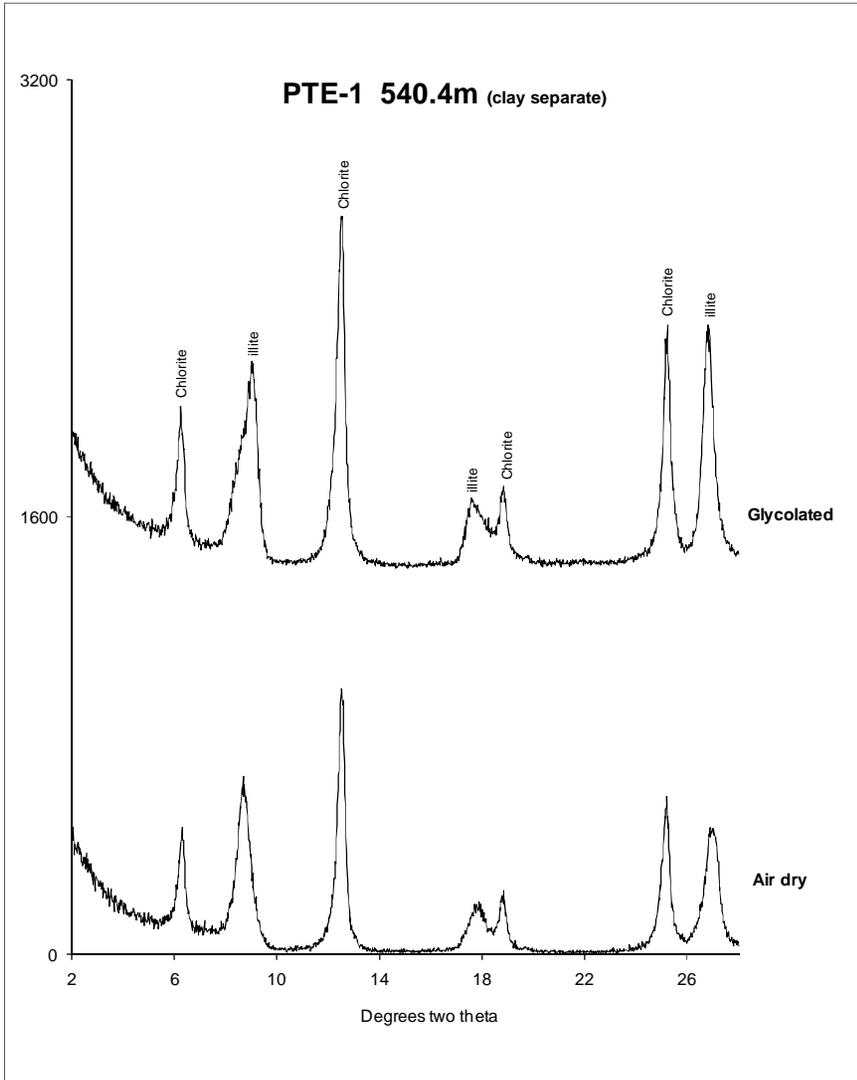


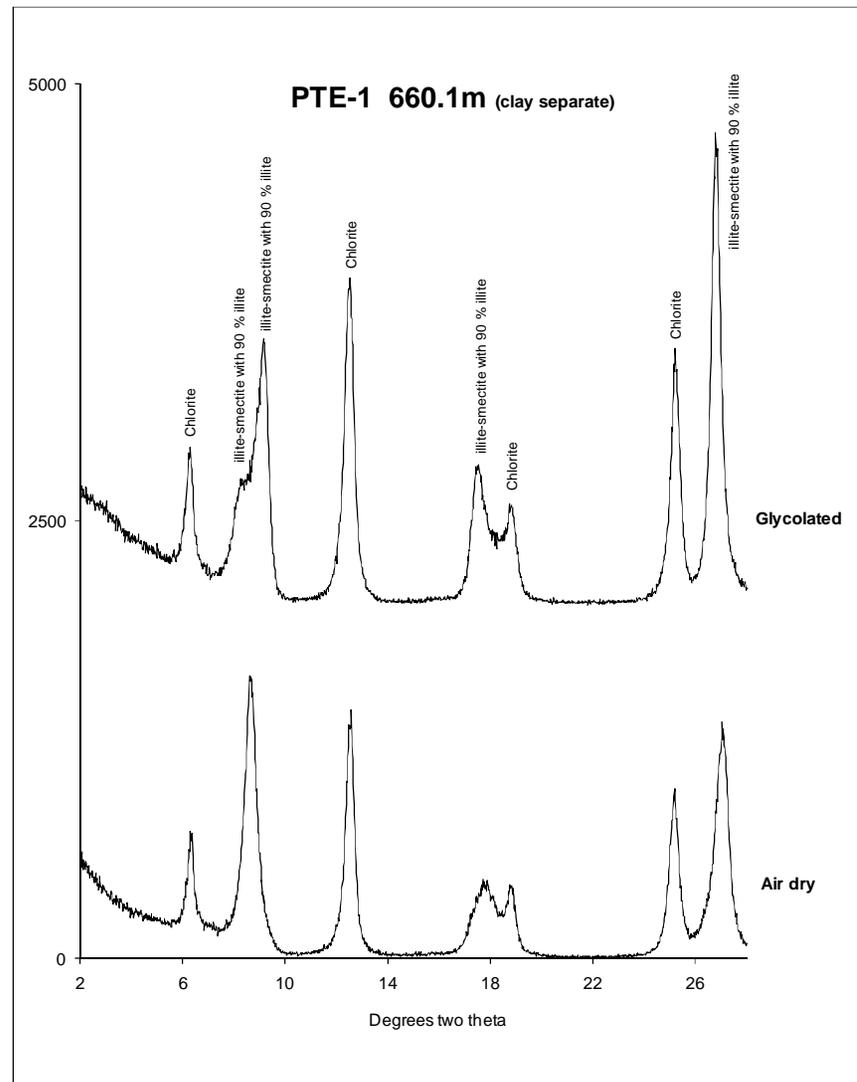
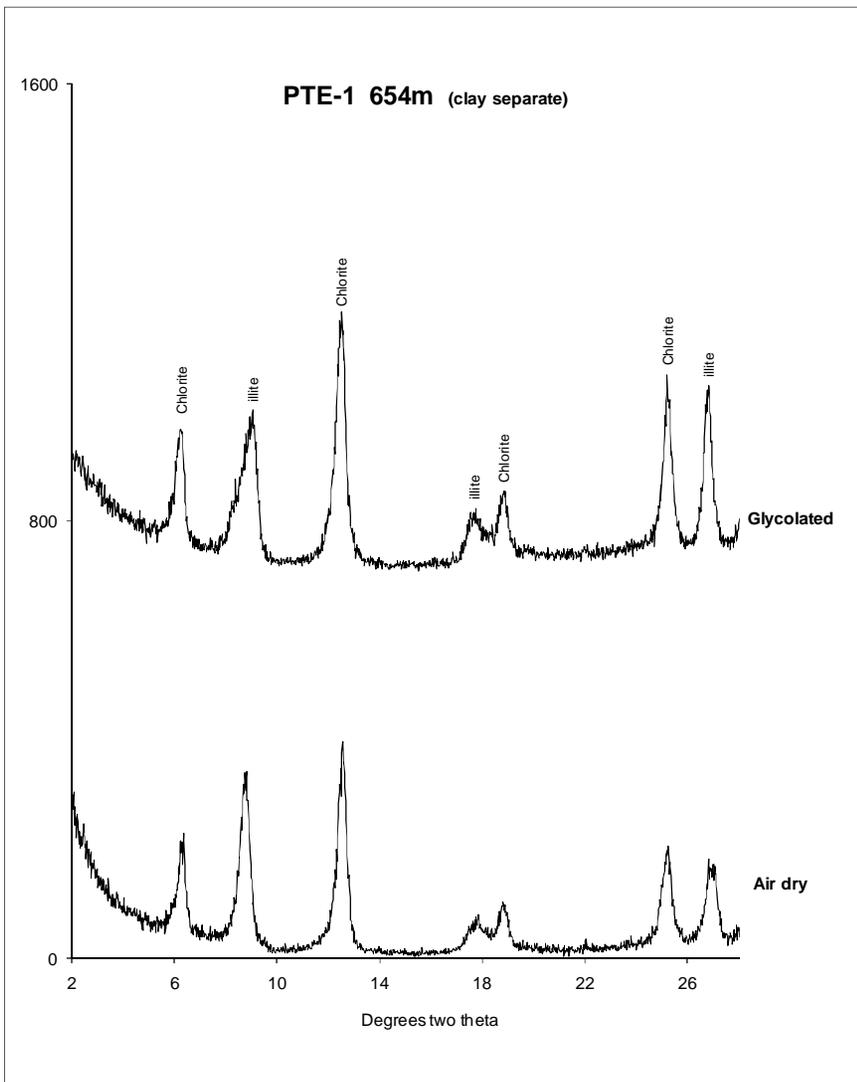


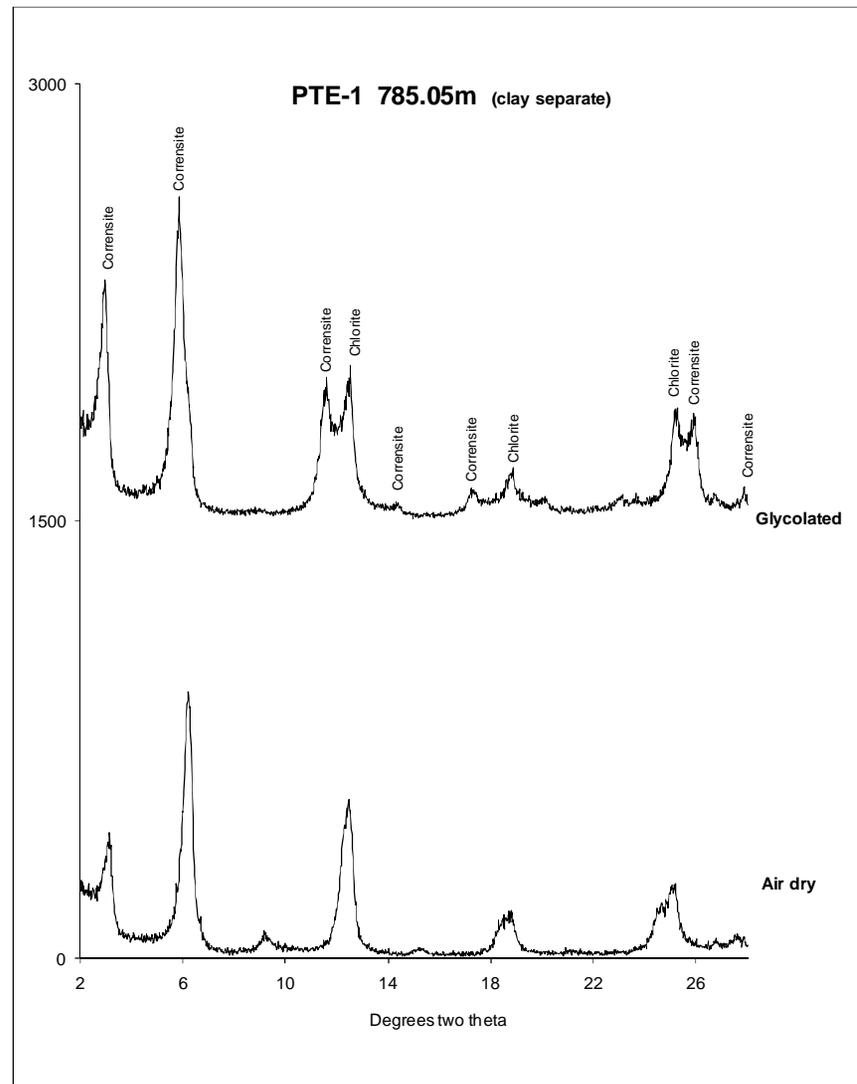
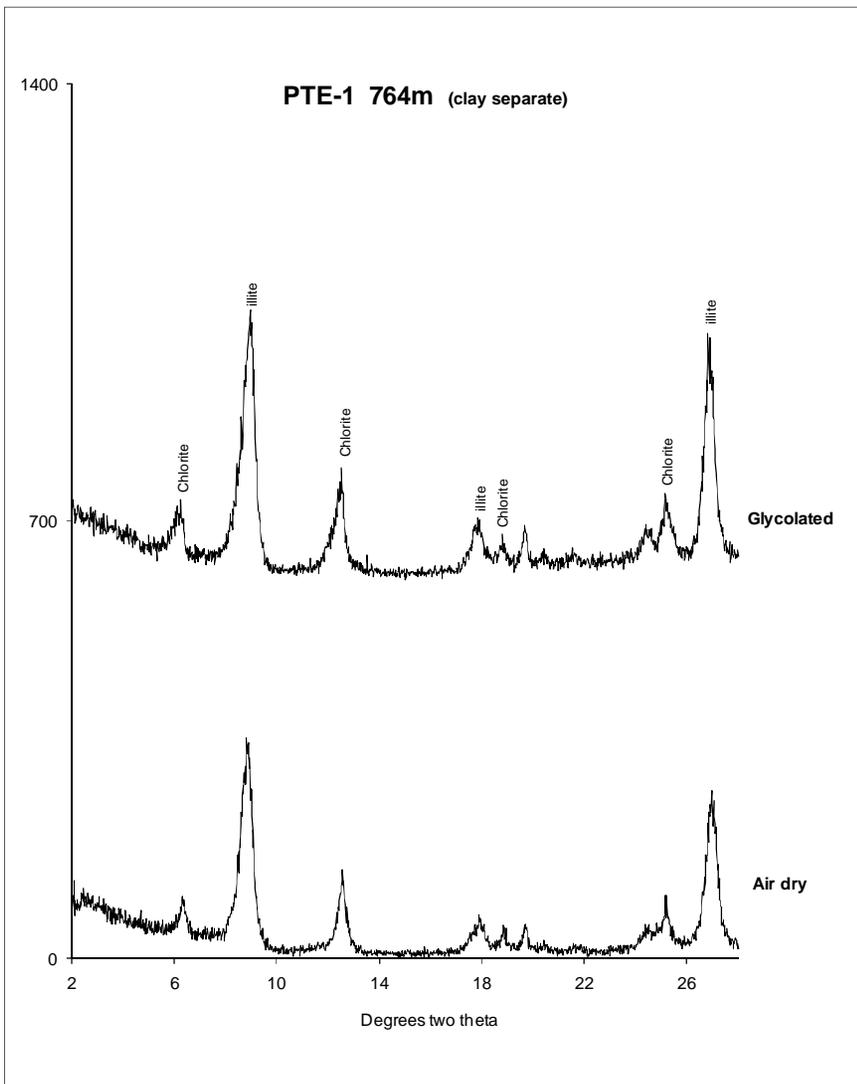


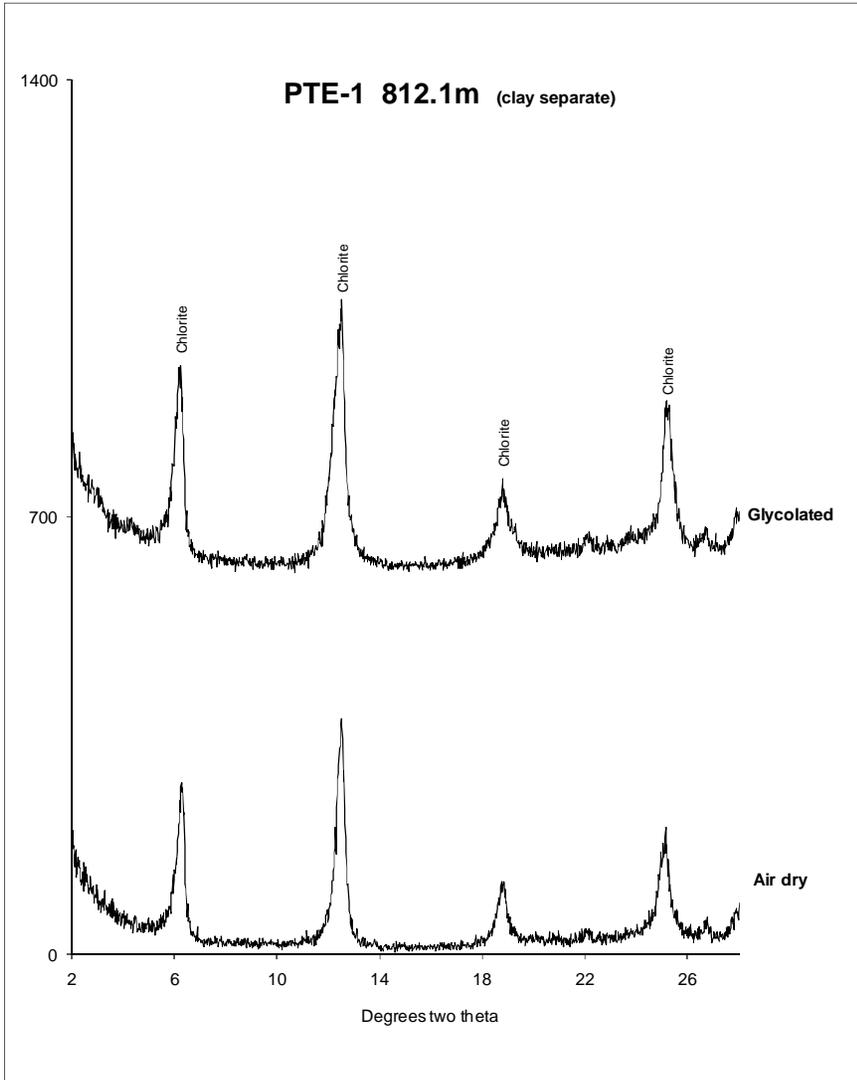








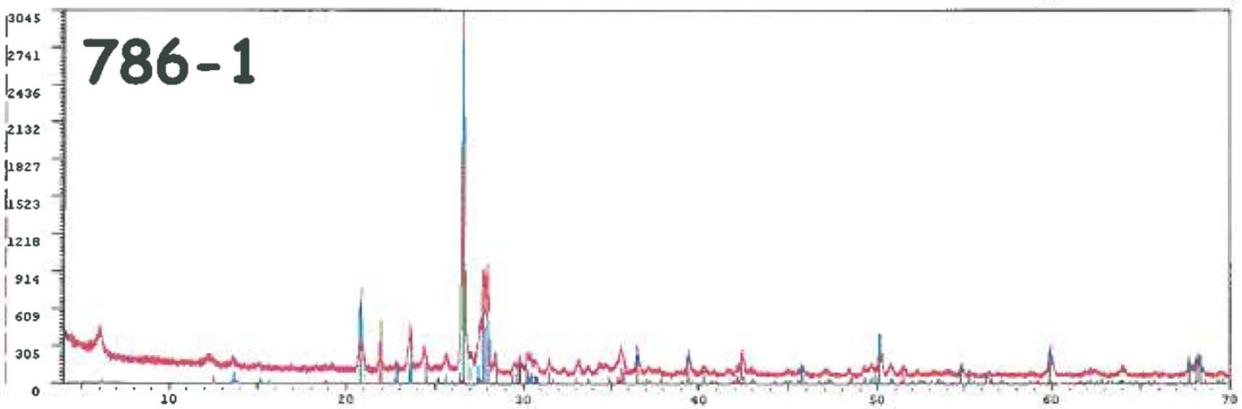
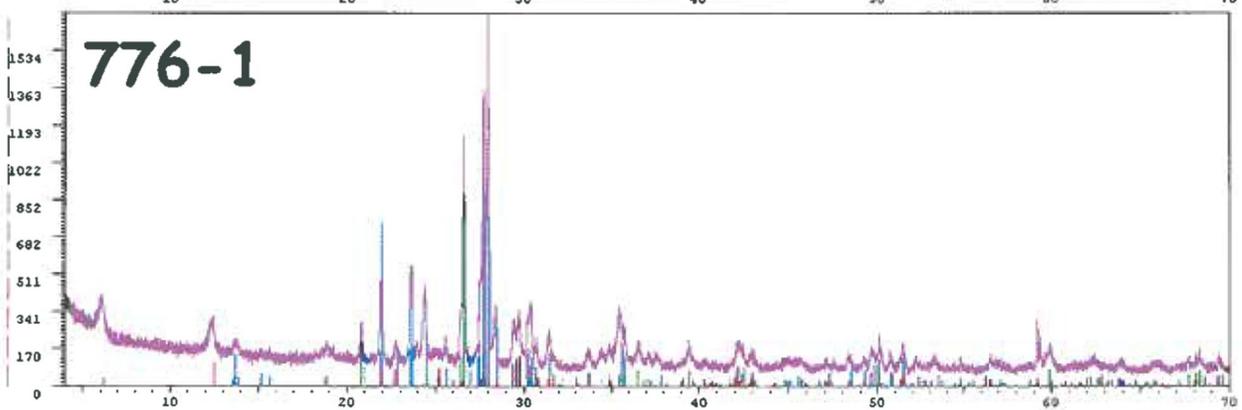
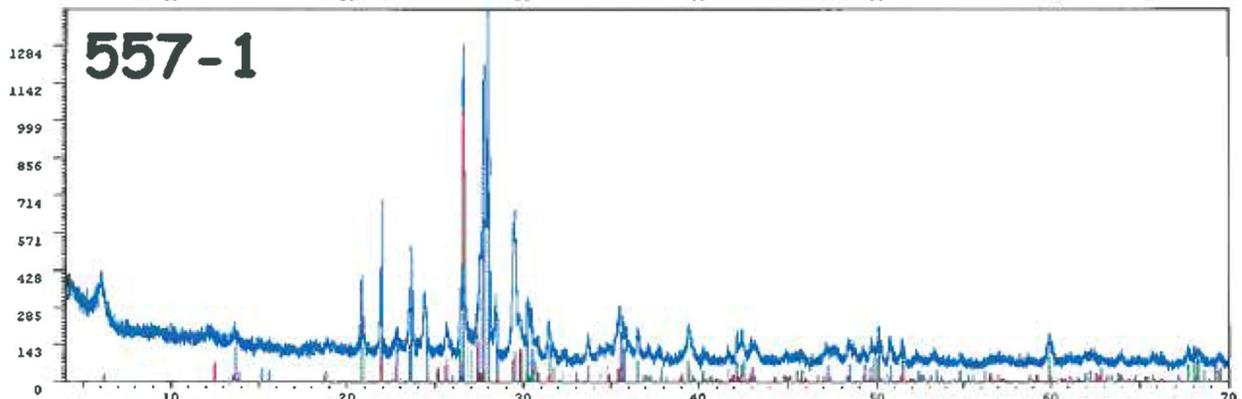
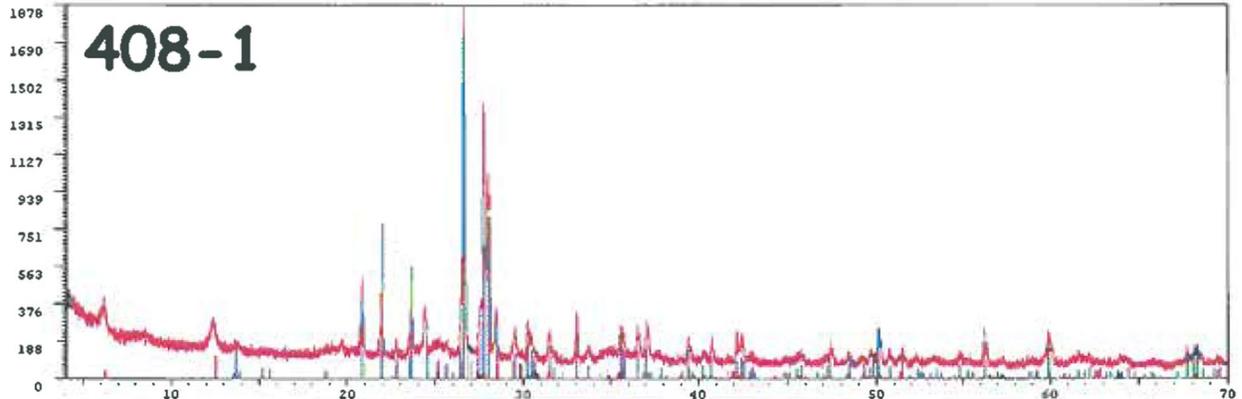




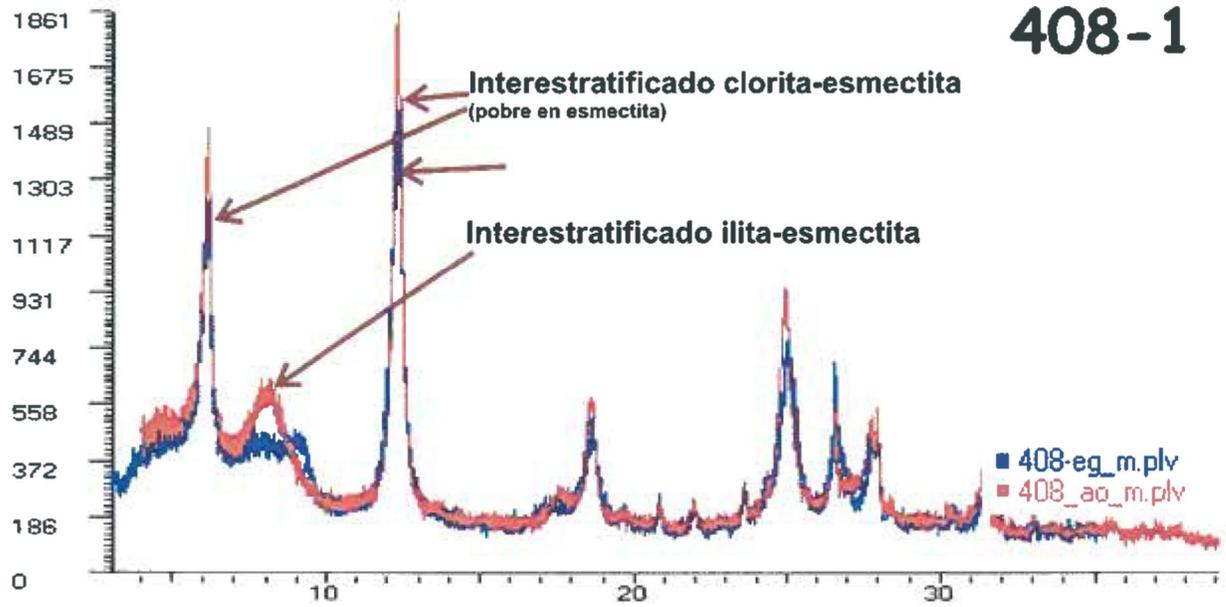
— Albita
 — Anortita } Feldespato
 — Ortoclasa

— Clorita
 — Cuarzo

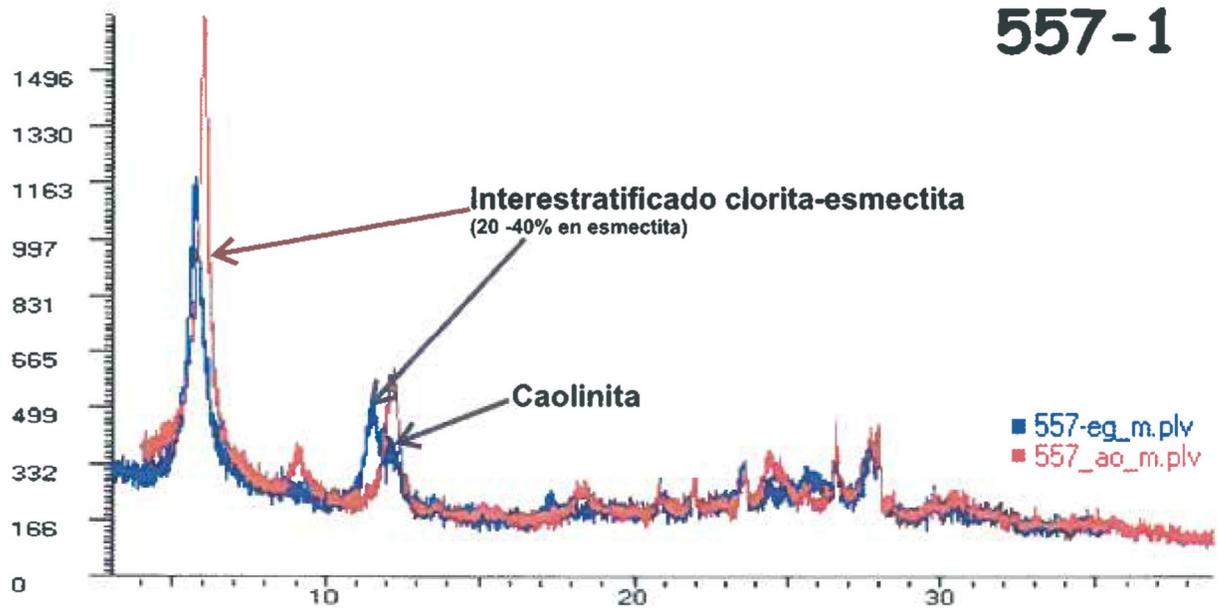
— Diópsido
 — Pirita



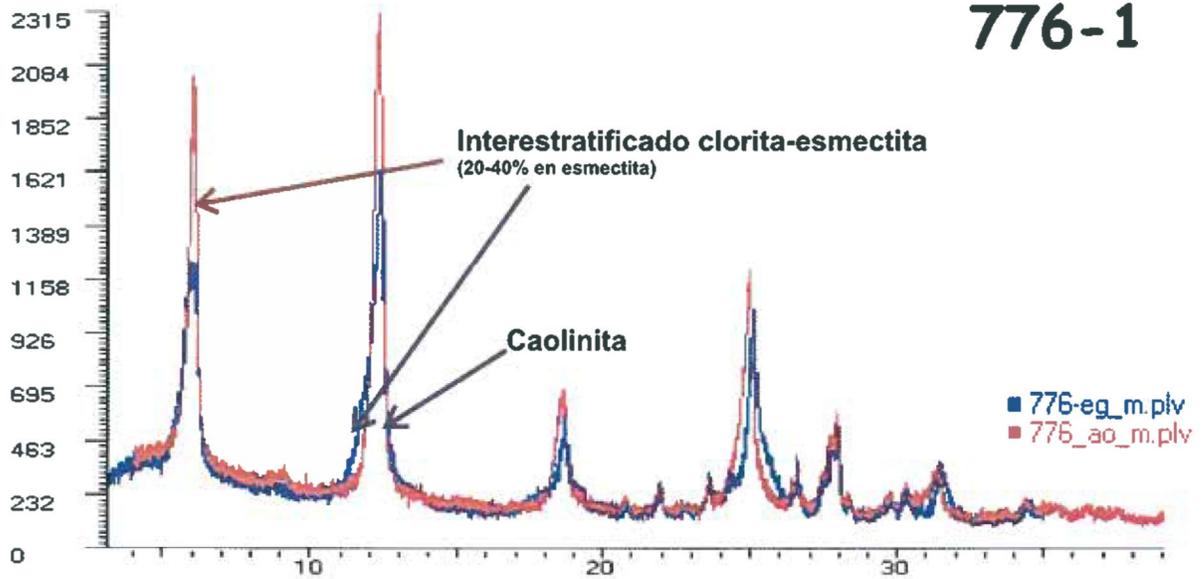
408-1



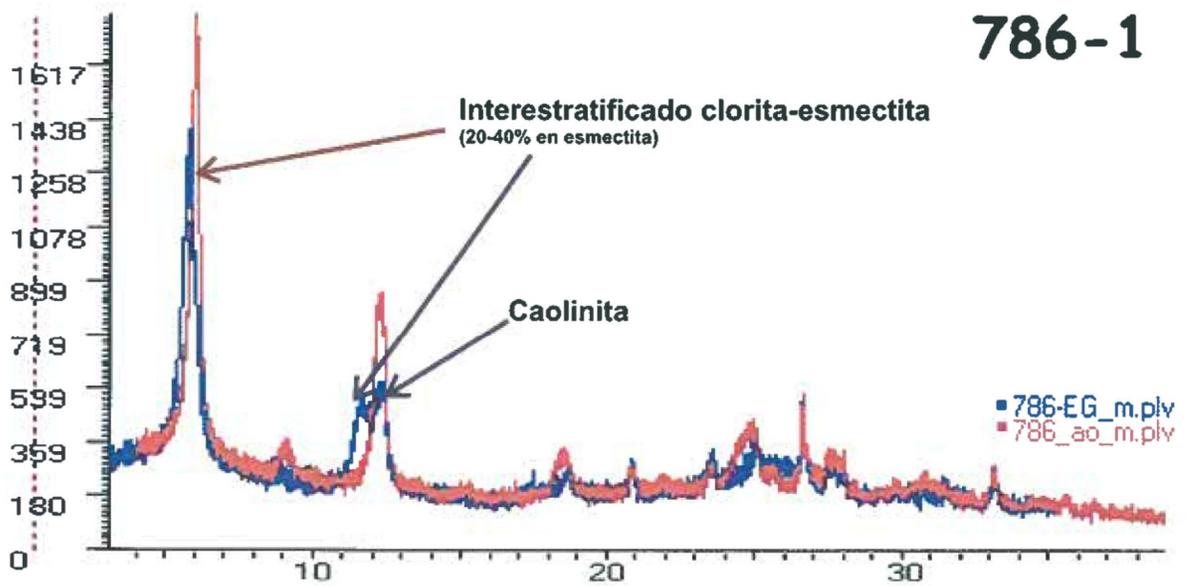
557-1



776-1

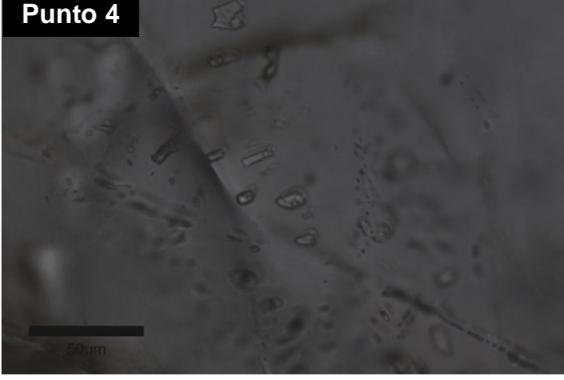
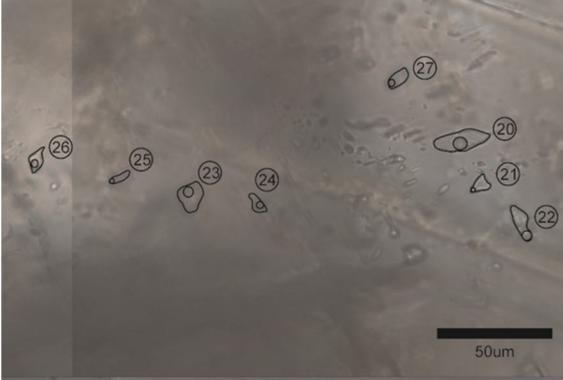
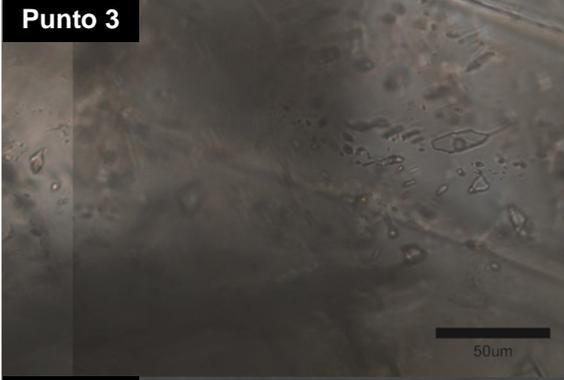
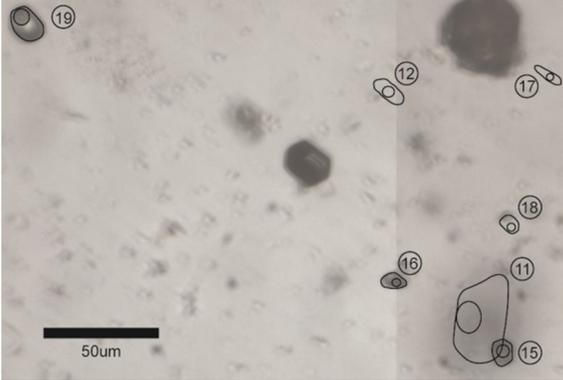
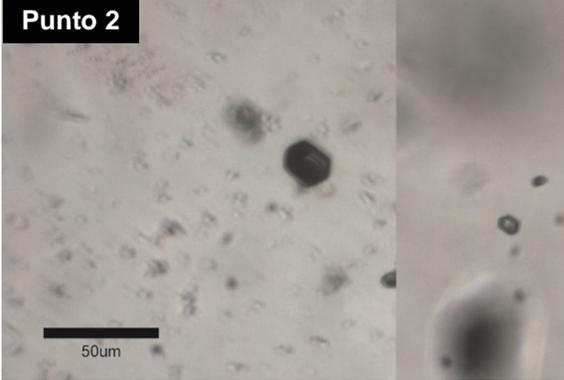
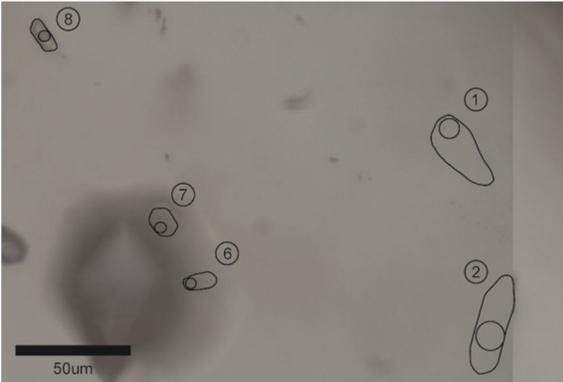
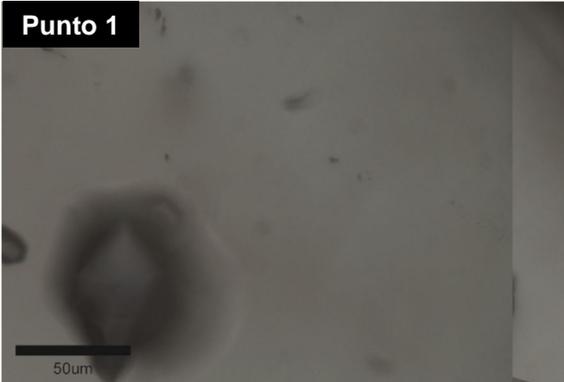


786-1



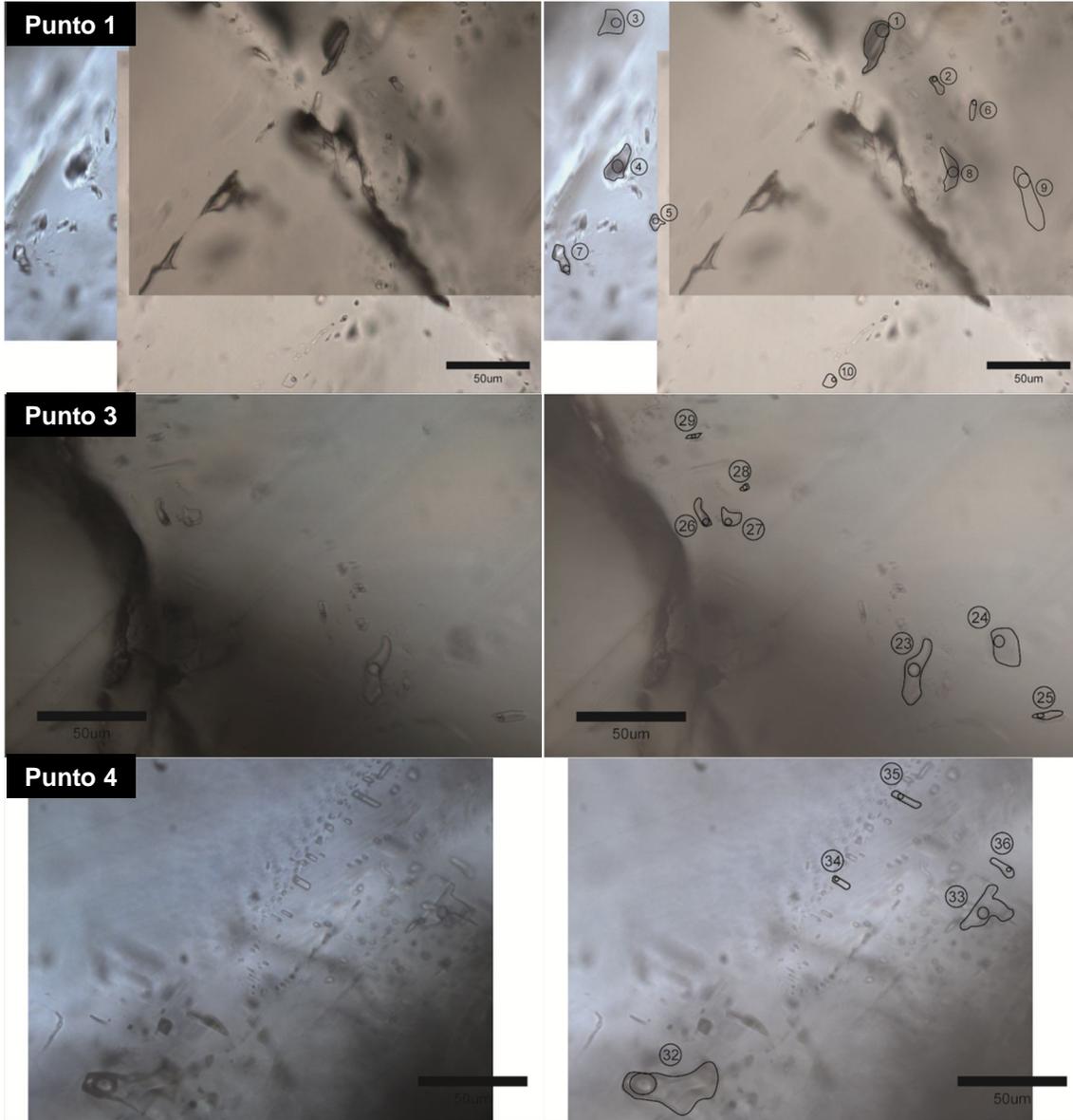
ANEXO D:
Inclusiones fluidas.

PTE-1 470:



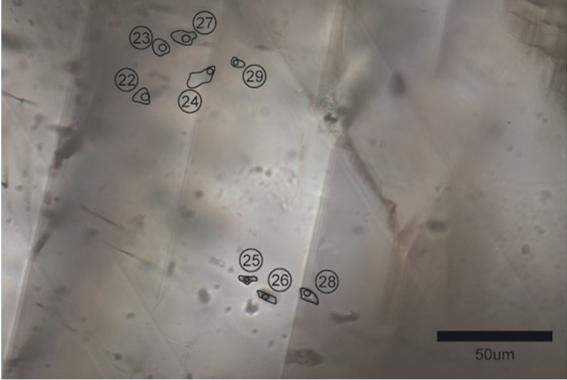
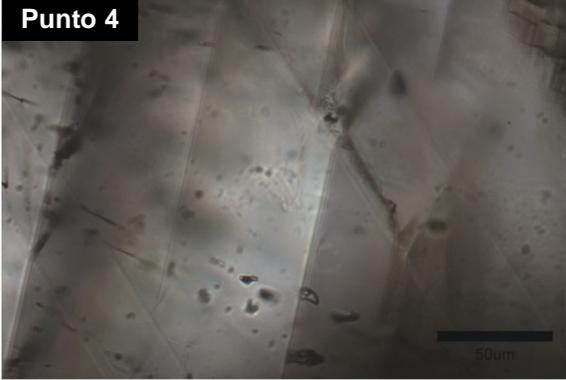
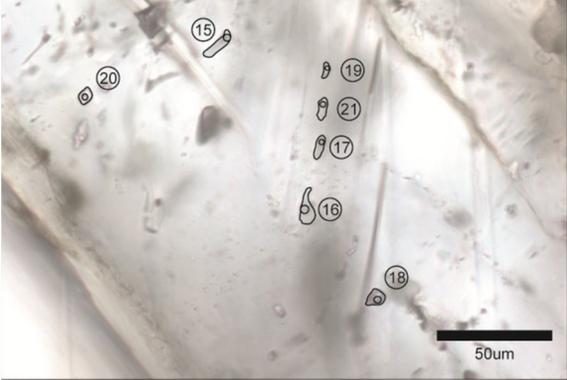
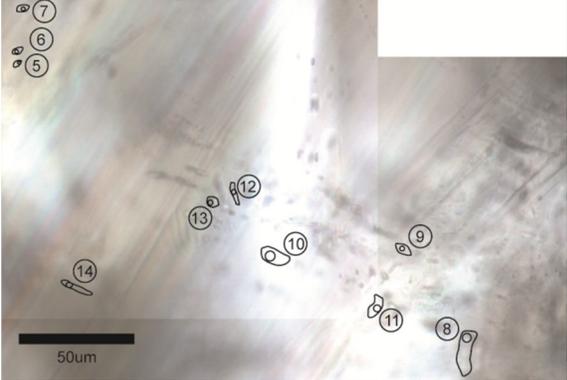
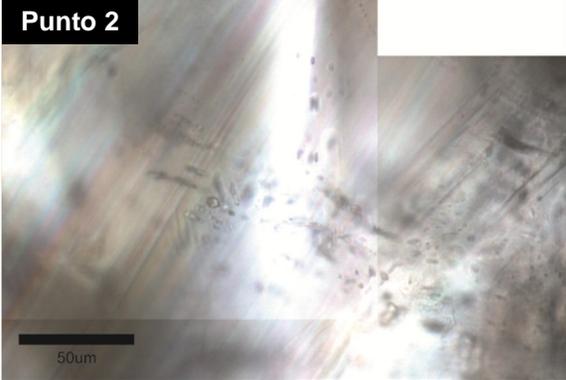
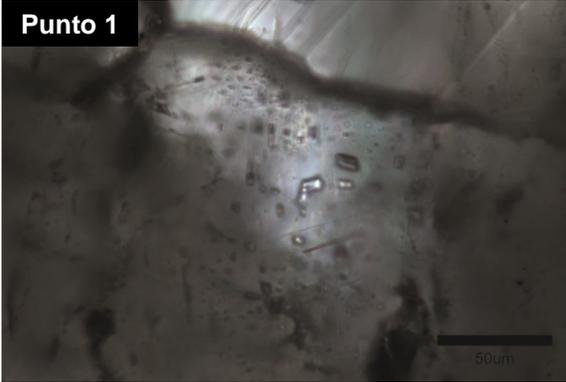
	Carácter	Número de fases	TH (°C)	Sal. (%peso NaCl)	Mineral	Observaciones
1	P	2	229	1.7	Cuarzo	
2	P	2	245	1.6	Cuarzo	
3	P	2	219	1.2	Cuarzo	
4	P	2	216	1.7	Cuarzo	
5	P	2	208	1.1	Cuarzo	
6	P	2	211	1.2	Cuarzo	
7	P	2		1.4	Cuarzo	Decrepita
8	P	2	235	1.7	Cuarzo	
9	P	2	208	1.2	Cuarzo	
10	P	2	235	1.9	Cuarzo	
11	P	2	270	1.9	Cuarzo	
12	P	2	214	1.4	Cuarzo	
13	P	2	211	1.4	Cuarzo	
14	P	2	207	1.2	Cuarzo	
15	P	2	220	1.1	Cuarzo	
16	P	2	222	1.2	Cuarzo	
17	P	2	221	1.9	Cuarzo	
18	P	2	202	2.1	Cuarzo	
19	P	2	213	1.9	Cuarzo	
20	P	2	231	0.9	Calcita	
21	P	2	199	0.7	Calcita	
22	P	2	202	0.5	Calcita	
23	P	2	202	0.5	Calcita	
24	P	2	205	0.7	Calcita	
25	P	2	230	0.9	Calcita	
26	P	2	226	0.9	Calcita	
27	P	2	205	0.5	Calcita	
28	P	2	235	0.5	Calcita	
29	P	2	241	0.4	Calcita	
30	P	2	238	0.9	Calcita	
31	P	2	205	0.9	Calcita	
32	P	2	238	0.9	Calcita	
33	P	2	229	0.7	Calcita	
34	P	2	266	0.7	Calcita	
35	P	2	236	0.9	Calcita	
36	P	2	228	0.5	Calcita	
37	P	2	238	0.7	Calcita	
38	P	2	228	0.5	Calcita	

PTE-1 663.3:



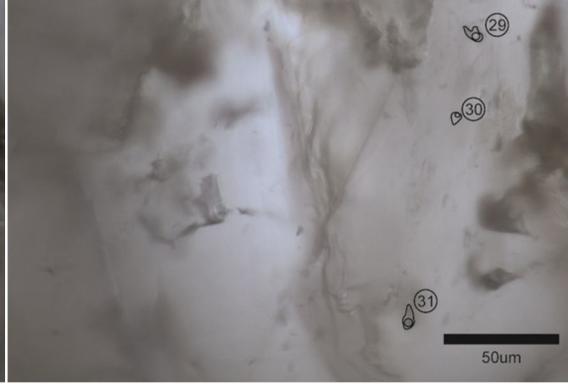
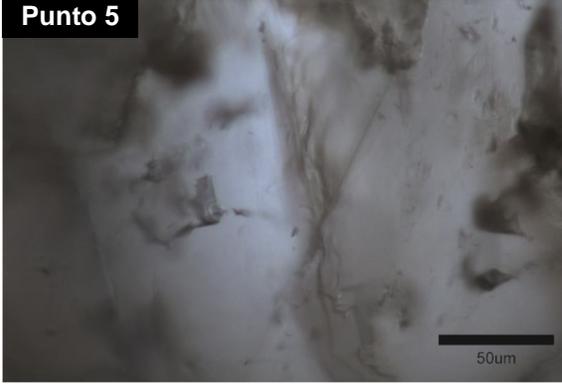
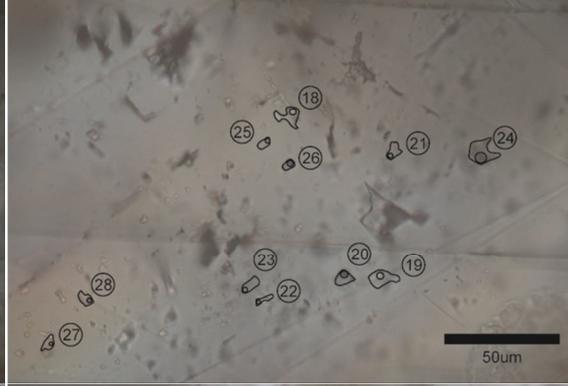
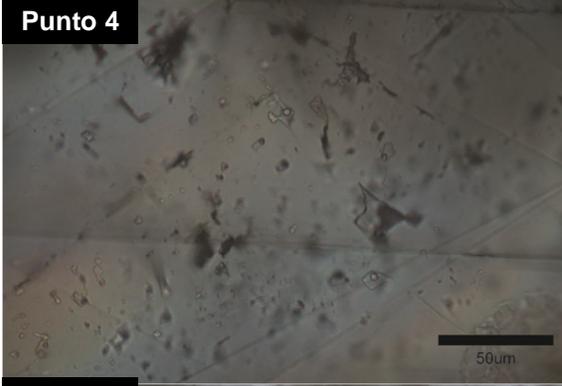
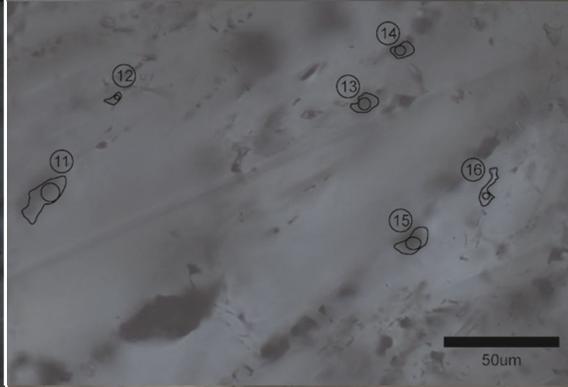
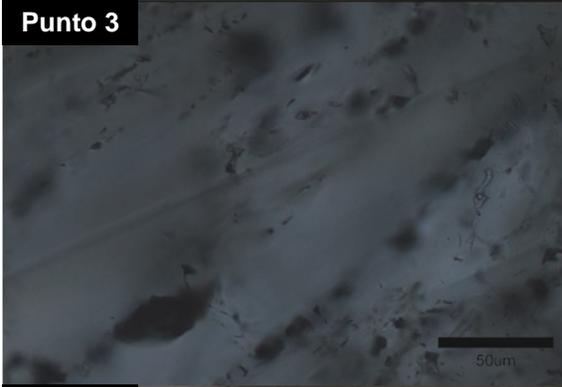
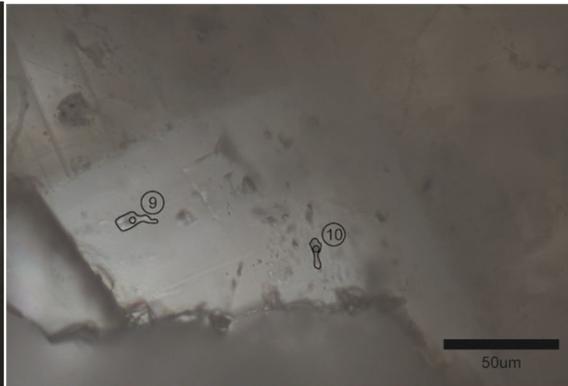
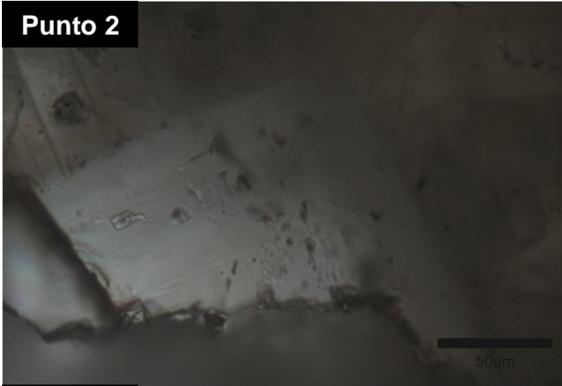
	Carácter	Número de fases	TH (°C)	Sal. (%peso NaCl)	Mineral	Observaciones
1	P	2		0.9	Calcita	Decrepita
2	P	2	223	1.4	Calcita	
3	P	2	247	0.9	Calcita	
4	P	2	264	1.2	Calcita	
5	P	2	216	1.1	Calcita	
6	P	2	206	1.1	Calcita	
7	P	2		1.1	Calcita	Decrepita
8	P	2		1.2	Calcita	Decrepita
9	P	2		1.2	Calcita	Decrepita
10	P	2	217	1.4	Calcita	
11	P	2	239	1.4	Calcita	
12	P	2	273	1.7	Calcita	
13	P	2	260	1.4	Calcita	
14	P	2	251	1.9	Calcita	
15	P	2	250	2.2	Calcita	
16	P	2	262	2.7	Calcita	
17	P	2	254	2.4	Calcita	
18	P	2	242	1.9	Calcita	
19	P	2	266	2.9	Calcita	
20	P	2		2.7	Calcita	Decrepita
21	P	2	300	3.1	Calcita	
22	P	2	300	2.9	Calcita	
23	P	2	292	1.7	Calcita	
24	P	2	247	1.6	Calcita	
25	P	2	248	1.6	Calcita	
26	P	2	237	1.6	Calcita	
27	P	2	245	1.7	Calcita	
28	P	2	237	2.1	Calcita	
29	P	2	205	1.9	Calcita	
30	P	2	235	2.4	Calcita	
31	P	2	240	2.4	Calcita	
32	P	2	260	0.9	Calcita	
33	P	2	188	1.2	Calcita	
34	P	2	199	0.9	Calcita	
35	P	2	199	0.9	Calcita	
36	P	2	181	1.1	Calcita	

PTE-1 705.4:



	Carácter	Número de fases	TH (°C)	Sal. (%peso NaCl)	Mineral	Observaciones
1	P	2	249	1.4	Calcita	
2	P	2	248	1.4	Calcita	
3	P	2	217	1.2	Calcita	
4	P	2	240	1.4	Calcita	
5	P	2	216	0.9	Calcita	
6	P	2	239	0.9	Calcita	
7	P	2	223	0.9	Calcita	
8	P	2	220	1.2	Calcita	
9	P	2	236	0.9	Calcita	
10	P	2	231	1.2	Calcita	
11	P	2	260	1.2	Calcita	
12	P	2		1.1	Calcita	Decrepita
13	P	2	244	1.1	Calcita	
14	P	2	242	1.1	Calcita	
15	P	2	219	0.9	Calcita	
16	P	2	238	0.9	Calcita	
17	P	2	226	0.9	Calcita	
18	P	2	248	0.9	Calcita	
19	P	2		0.9	Calcita	Decrepita
20	P	2	233	0.7	Calcita	
21	P	2		0.9	Calcita	Decrepita
22	P	2	249	1.6	Calcita	
23	P	2	242	1.9	Calcita	
24	P	2	249	1.9	Calcita	
25	P	2	249	1.9	Calcita	
26	P	2	249	1.9	Calcita	
27	P	2	246	1.6	Calcita	
28	P	2	247	1.6	Calcita	
29	P	2	239	1.6	Calcita	

PTE-1 804:



	Carácter	Número de fases	TH (°C)	Sal. (%peso NaCl)	Mineral	Observaciones
1	P	2	253	1.05	Calcita	
2	P	2	247	1.05	Calcita	
3	P	2	231	0.88	Calcita	
4	P	2		1.22	Calcita	Decrepitan
5	P	2		0.88	Calcita	Decrepitan
6	P	2	254	1.91	Calcita	
7	P	2	242	0.88	Calcita	
8	P	2	256	0.88	Calcita	
9	P	2		1.57	Calcita	Decrepitan
10	P	2	232	2.07	Calcita	
11	P	2		1.05	Calcita	Decrepitan
12	P	2		1.40	Calcita	Decrepitan
13	P	2		1.74	Calcita	Decrepitan
14	P	2		1.22	Calcita	Decrepitan
15	P	2		1.74	Calcita	Decrepitan
16	P	2		1.05	Calcita	Decrepitan
17	P	2		1.22	Calcita	Decrepitan
18	P	2	237	0.88	Calcita	
19	P	2	232	1.05	Calcita	
20	P	2	225	1.05	Calcita	
21	P	2	242	0.88	Calcita	
22	P	2	247	0.88	Calcita	
23	P	2	250	0.88	Calcita	
24	P	2		1.22	Calcita	Decrepitan
25	P	2	250	0.88	Calcita	
26	P	2	242	0.88	Calcita	
27	P	2	244	1.22	Calcita	
28	P	2	244	1.22	Calcita	
29	P	2	227	2.07	Calcita	
30	P	2	234	1.57	Calcita	
31	P	2	288	1.22	Calcita	