



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

# CARACTERIZACIÓN DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN EL FIORDO PUYUHUAPI MEDIANTE ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

PAULA JOSEFA PAVEZ MORDEL

PROFESOR GUÍA:  
DIEGO MORATA CÉSPEDES

PROFESOR CO-GUÍA:  
SANTIAGO NICOLÁS MAZA

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:  
NICOLÁS PÉREZ ESTAY

SANTIAGO DE CHILE  
2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE:** Geóloga  
**POR:** Paula Josefa Pavez Mordel  
**FECHA:** 2022  
**PROFESOR GUÍA:** Diego Morata Céspedes

## **CARACTERIZACIÓN DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL FIORDO PUYUHUAPI MEDIANTE ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X.**

El Fiordo Puyuhuapi en la Región de Aysén, se ubica sobre la traza principal del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), colindante con un volcanismo reciente datado al Holoceno y rodeado de fuentes termales que afloran en los bordes de sus laderas. Diversos estudios describen características estructurales, volcanológicas e hidrogeológicas que pueden ser relacionadas con un sistema geotermal activo en la zona.

Este estudio se enfocó en describir cualitativamente las alteraciones hidrotermales del área de estudio por medio de difracción de rayos X a partir de un total de 75 muestras de rocas recopiladas en una campaña de terreno realizada por investigadores del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) en febrero del 2021. Este análisis de difracción se realizó mediante 2 metodologías, una de muestras de roca total, y otra de fracción de arcilla con experimentos de etilenglicol y calentado. Esto entregó un total de 143 difractogramas.

Se identificaron minerales como clorita, epidota, zeolitas, caolinita, carbonatos, entre otros; y fases arcillosas tales como illita, clorita, caolinita, y capas interestratificadas de illita-esmectita y clorita-esmectita. Una vez reconocida la mineralogía, se identificaron asociaciones minerales, para posteriormente, identificar las alteraciones hidrotermales presentes en el Fiordo Puyuhuapi. Posteriormente se determinó mediante bibliografía, termocronología y observaciones de terreno; la temperatura, el pH, la edad relativa de cada alteración.

Se determinó en toda el área de estudio una alteración sub-propilítica con edades posterior a 3.8 Ma con un origen hidrotermal. En el Batolito Norpatagónico, una alteración propilítica con edades de entre 13.3 Ma a 1.6 Ma asociada a deformación frágil, y alteraciones fílica y argílica coetáneas a la propilítica, pero distribuidas de forma más localizada. En las lavas del Grupo Volcánico Puyuhuapi, una alteración argílica y otra de sub-propilítica de zeolitas, ambas coetáneas con su emplazamiento. En adición, se identificó en estas mismas lavas una alteración sub-propilítica posterior a su emplazamiento a los 10.000 años. Esta alteración podría estar evidenciando un sistema hidrotermal activo mediante vetas de clorita. Se propone un futuro estudio de geotermometría de clorita a estas vetas para determinar su temperatura y las características de un posible sistema hidrotermal activo en el Fiordo Puyuhuapi.

*A mi madre y a mi padre  
que me han dado la vida y mucho más...*

# Tabla de contenido

Tabla de contenido.....	iv
Agradecimientos.....	vi
1. Introducción.....	1
1.1. Estado del arte .....	2
1.2. Objetivos .....	3
1.3. Hipótesis .....	3
2. Marco geológico.....	3
2.1. Contexto regional .....	3
2.1. Geología estructural.....	5
2.2. Unidades geológicas.....	7
2.2.1. [JCb] Batolito Norpatagónico (Jurásico Tardío-Cenozoico Tardío [Pleistoceno]) .....	7
2.2.2. [OMt] Formación Traiguén (Eoceno- Mioceno Temprano) .....	8
2.2.3. [Hvp] Grupo volcánico de Puyuhuapi (Holoceno).....	9
2.2.4. [PIHs] Depósitos sedimentarios (Pleistoceno-Holoceno- actualidad) .....	10
2.3. Geoquímica de aguas termales .....	10
3. Marco teórico .....	10
3.1. Alteración hidrotermal .....	11
3.2. Zeolitas.....	14
3.3. Arcillas.....	15
4. Metodología .....	17
4.1. Orden cronológico de la metodología.....	17
4.2. Preparación de muestras en laboratorio .....	18
4.2.1. Roca total en DRX.....	18
4.2.2. Fracción de arcillas en DRX .....	20
4.3. Análisis de difracción de rayos x.....	20
4.3.1. Análisis de gráficos DRX de roca total.....	21
4.3.2. Análisis de gráficos DRX de arcilla. (AD- EG-HT) .....	22
4.4. Agrupación de resultados.....	25

5.	Resultados .....	26
5.1.1.	Batolito Norpatagónico .....	28
5.1.2.	Formación Traiguén.....	41
5.1.3.	Grupo Volcánico Puyuhuapi .....	44
6.	Discusión.....	48
6.1.	Certeza de la metodología y resultados .....	48
6.2.	Alteraciones del área de estudio .....	48
6.3.	Edad relativa de las alteraciones .....	53
6.4.	Procesos formadores de alteraciones .....	56
6.5.	Propuesto.....	58
7.	Conclusión .....	59
	Bibliografía .....	61
	Anexos .....	66
	Anexo A.1 Clasificación estructural de las arcillas.....	66
	Minerales 7Å (T-O).....	67
	Minerales 10Å (T-O-T) .....	67
	Minerales 14Å (T-O-T + T).....	68
	Anexo B.1 Metodología de laboratorio roca total en DRX .....	69
	Anexo B.2 Metodología de laboratorio fracción de arcillas en DRX.....	70
	Anexo C Resultados .....	76
	Batolito Nor- Patagónico .....	76
	Formación Traiguén .....	86
	Grupo Volcánico Puyuhuapi.....	88
	Anexo C.1 Tablas .....	89

# Agradecimientos

Al profesor Diego Morata, al profesor Santiago Maza y a Nicolas Pérez; por su compañía, apoyo, paciencia y enseñanzas a lo largo de este trabajo. A Nico, Pablo y Bruno por su compañerismo en terreno. Al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA, ANID-Fondap 15200001 y ACE210005) y Al Proyecto FIC 2018-2021 “Factibilidad de cogeneración geotérmica en Puyuhuapi” BIP-BIP4001031 financiado por el Gobierno Regional de Aysén.

A todos y todas a quienes conocí durante mi tiempo en la Universidad de Chile. Gracias por las nuevas perspectivas, los tiempos de ocio, de compañerismo, de conversación y reflexión, de fiesta y también, y porque no, de estudio. Gracias a mis amigos y amigas. La amistad es fundamental para una vida feliz.

Gracias a mi familia. A mi hermana y a Juan por su apoyo, cariño y presencia en mi vida. A mi papá y a mi mamá que son y siempre serán mis pilares y base, gracias por darme todo lo necesario, un lugar seguro, la educación y las buenas condiciones y también la vida, cuidado y amor.

Finalmente, gracias a mí misma, por esforzarme, por mantener límites y cuidar mi integridad física y mental durante todos estos años. Por cada hora trabajada, por cada frustración superada, por cada impulso de acción y por lograrlo.

Con persistencia se logra la recompensa, y con paciencia y siendo fieles a nuestros ritmos y formas, la vida se vive siempre mejor.

# 1. Introducción

La geotermia es una energía renovable que se obtiene a partir del calor interno de la Tierra, el cual se transmite generalmente por medio de fluidos y gases de forma convectiva por medio de la porosidad de las rocas o las estructuras disponibles en la corteza. Con el paso de estos fluidos calientes y su interacción con la roca, la mineralogía primaria se vuelve inestable en las nuevas condiciones geológicas, por lo que químicamente el sistema busca el equilibrio y forma mineralogías secundarias estables en estas nuevas condiciones como reflejo de la alteración hidrotermal.

Estas mineralogías secundarias pueden entregar información importante en el tipo de alteraciones hidrotermales que interactúan dentro de un sistema geotermal, como es el caso del sistema geotermal ubicado en el Fiordo de Puyuhuapi en la Región de Aysén, Chile.

La zona del Fiordo Puyuhuapi en la Región de Aysén, es de interés para el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, que actualmente cuenta con el proyecto FIC BIP-BIP 40010311 financiado por el gobierno regional de Aysén, que busca implementar una hoja de ruta del sector de Puyuhuapi. Se han generado diferentes estudios relacionados con el sistema geotérmico en la zona de estudio, siendo este trabajo de investigación parte de ellos.

En este estudio se propone caracterizar la alteración hidrotermal, sus mineralogías secundarias y distribución con el fin de poder aportar al entendimiento del sistema geotermal ubicado en la zona del Fiordo Puyuhuapi. Esto por medio de análisis de difracción de rayos X (DRX) de las muestras obtenidas en una campaña de terreno realizada por el equipo CEGA en febrero del 2021.

Se reconocerán mediante DRX especies de minerales de la arcilla como la illita, esmectita, clorita; y capas interestratificadas de clorita-esmectita e illita-esmectita; y minerales de alteración como zeolitas entre otros. Con esta información, se identificarán asociaciones minerales presentes en cada litología del área de estudio, y se asociarán a alteraciones hidrotermales y rangos de temperatura de formación.

Finalmente, una vez definidas las alteraciones presentes en el área de estudio, mediante el uso de datos de termocronología disponibles, se interpretarán edades relativas de las alteraciones.

## 1.1. Estado del arte

El estudio de difracción de rayos X ya se ha realizado previamente en sistemas geotermales en Chile . Tal es el caso del sistema geotermal de Cerro Pabellón que fue estudiado por Maza et al., (2018), en donde se caracterizó los minerales de alteración y los minerales de la arcilla, sus asociaciones y cambios a través de su ubicación en profundidad. De igual forma, a como pretende este estudio, se definieron con estos datos las principales alteraciones del sistema geotermal.

En el área de estudio se han realizado diferentes estudios geológicos e hidrológicos que forman una base de conocimiento con respecto a el contexto hidrotermal del Fiordo de Puyuhuapi. En estos estudios se destaca que este fiordo presenta una influencia tectónica activa y dominante del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) el cual recorre la zona de estudio por sobre el canal Puyuhuapi (Arancibia et al., 1999) La presencia de volcanismo reciente datado al Holoceno (Lahsen et al.,1994), y la existencia actual de diferentes fuentes termales aflorando en las laderas del canal, las cuales llegan hasta temperaturas de 170°C en profundidad (Negri et al.,2017).

A pesar de que si se han realizado análisis de difracción de rayos X en la zona de estudio como lo es el trabajo de Aguirre et al., (1998) entre otros. Solo se han realizado de forma puntual sobre ciertas unidades geológicas o alteraciones específicas, no se ha realizado un análisis general de la mineralogía del Fiordo Puyuhuapi por medio de esta herramienta.



## 1.2. Objetivos

Objetivo principal:

- Caracterizar cualitativamente las alteraciones hidrotermales presentes en el Fiordo Puyuhuapi.

Objetivos secundarios:

- Determinar las principales asociaciones minerales presentes en las unidades litológicas del área de estudio.
- Identificar las alteraciones hidrotermales existentes a partir de las asociaciones minerales identificadas
- Definir una temporalidad relativa de las alteraciones hidrotermales en el área de estudio.

## 1.3. Hipótesis

Se espera encontrar diferentes alteraciones hidrotermales, que reflejen una distribución espacial no uniforme dentro del área de estudio. Que presenten diferencias en su temperatura y tiempo de formación. Dando cuenta así de un sistema hidrotermal extinto y otro activo.

## 2. Marco geológico

Esta sección describe los aspectos geológicos más relevantes, a efectos de esta investigación, de la zona de estudio ubicada geográficamente a lo largo del Fiordo Puyuhuapi entre los 44°12'S- 44°36'S a los 72°48'O, en la Región de Aysén, Chile.

### 2.1. Contexto regional

La zona de estudio se encuentra al norte del punto triple de las placas Nazca-Antártica-Sudamericana. Esta ha sido dominada por la subducción oblicua de la Placa Nazca

bajo la Placa Sudamericana durante el Cenozoico desde los 48 Ma, a excepción de un periodo de convergencia ortogonal entre los 26 a 20 Ma (Cembrano et al., 2002). Consecuencia de esta subducción oblicua se tiene la Zona Volcánica Sur (ZVS), y el Sistema de Falla Liquiñe Ofqui (SFLO) (Fig. 1)

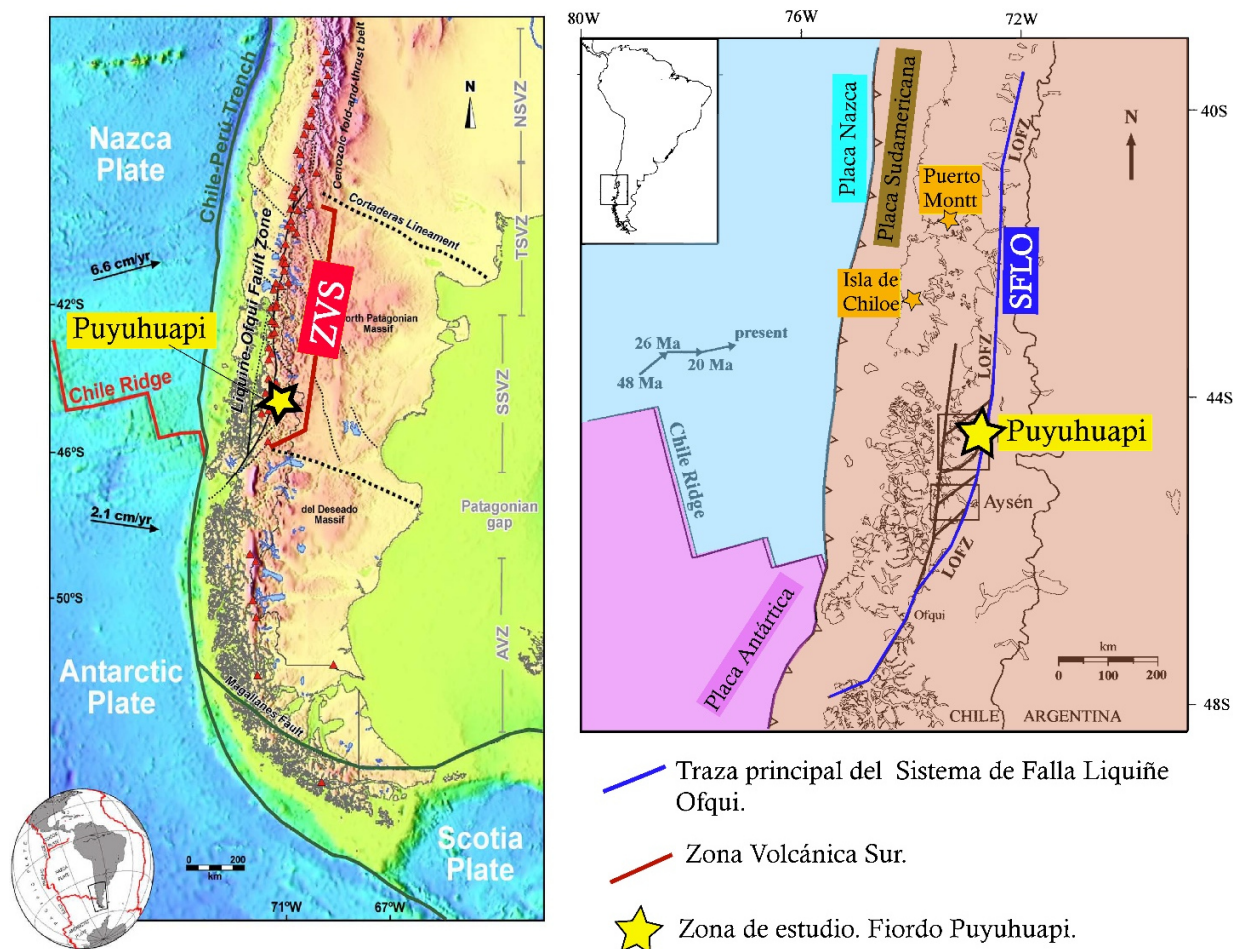


Figura 1. De izquierda a derecha: Distribución de la Zona Volcánica Sur (SVZ) paralela al Sistema de Falla Liquiñe Ofqui (SFLO) extraída de (Cembrano & Lara, 2009). Mapa regional extraído de Cembrano et al., (2002).

El área de estudio es parte de la fracción más austral de la Zona Volcánica Sur (ZVS) la cual abarca desde los 33 a los 46°S (Cembrano & Lara, 2009). Además, a través de ella atraviesa el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), que recorre más de 1200 km de manera paralela al a la ZVS. Este sistema está compuesto de fallas principales de rumbo ~NS con cinemática dextral a dextral-inversa, junto con fallas secundarias de rumbo NE a ENE con cinemática dextral a normal; formando estructuras de dúplex y de cizalle tanto al este del lineamiento principal, como al oeste (Arancibia et al. 1999; Cembrano & Lara 2009; Cembrano et al., 2002; Pérez-Flores et al., 2016; Pérez-Estay et al., 2020).

## 2.1. Geología estructural

La principal estructura del área de estudio es parte de la traza principal del parte del SFLO y está alineada con el mismo Canal de Puyuhuapi. Corresponde a un lineamiento de por lo menos 50 Km de extensión, de azimuth nor-noreste con cinemática dextral transpresional (Fig. 2). Es interceptada por lo menos a dos fallas secundarias. La primera de rumbo  $N43^{\circ}E$ , que sube por el Río Ventisquero; y otra de rumbo  $\sim N50^{\circ}W$  que atraviesa el Seno Queulat. (Arancibia et al., 1999). (Fig. 4) Considerando que la deformación frágil ocurre bajo la temperatura de cierre del sistema radiométrico  $40Ar/39Ar$  en biotita, Arancibia et al., (1999) estimó que la falla colindante con el Río Ventisquero era posterior a 1,6 Ma. Edad datada en la zona de cizalle colindante al inicio de la falla.

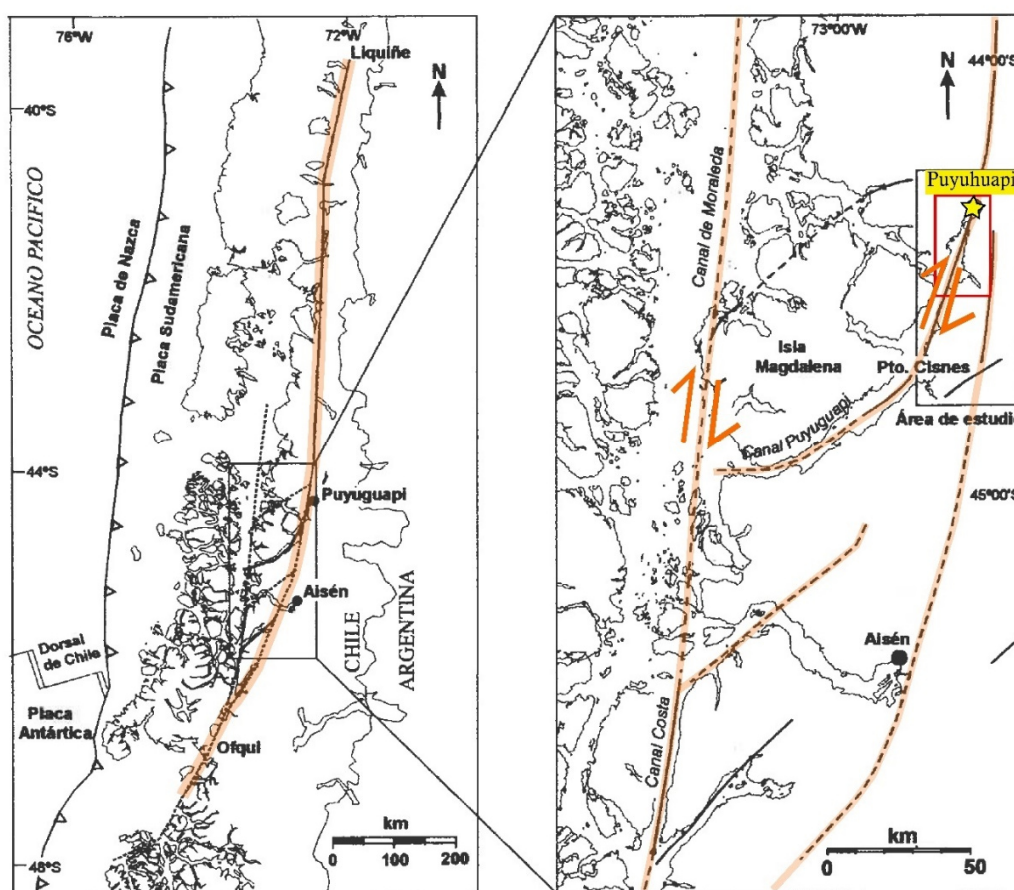


Figura 2. Extraído de Arancibia et al., 1999. Geología estructural regional del área de estudio.

Pérez-Estay et al., (2020) recopiló datos sísmicos durante aproximadamente 1 año (Fig.3). Los cuales dan cuenta que los epicentros de los sismos se concentran en la ladera oeste del Canal Puyuhuapi. Estos registros son asociados a fallas o estructuras dentro de la corteza.

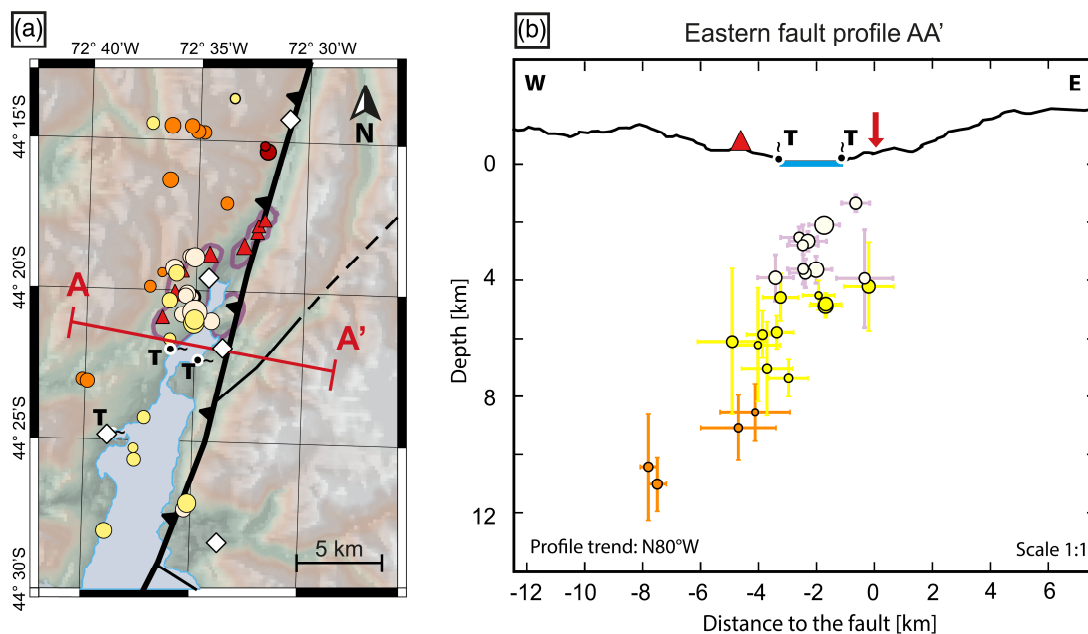


Figura 3. Registros sísmicos en el Fiordo Puyuhuapi. (Pérez-Estay et al., 2020).

## 2.2. Unidades geológicas

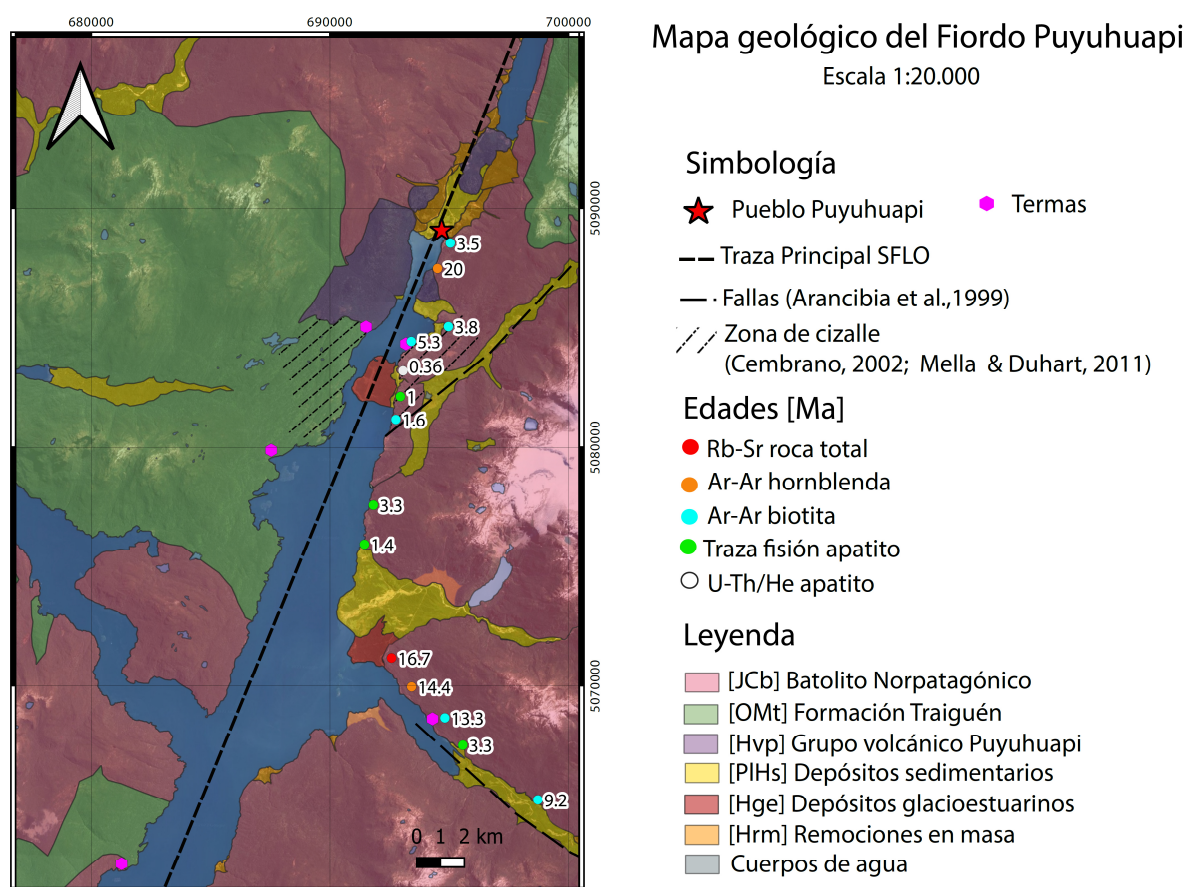


Figura 4 Mapa geológico del área de estudio con sus correspondientes unidades geológica, principales estructuras y edades datadas con diferentes sistemas radiométricos (Hervé et al. 1994; Arancibia et al., 1999; Mella & Duhart, 2011; CEGA, 2021). SCG: WGS 1984 18S. Escala 1:20.000.

### 2.2.1. [JCb] Batolito Norpatagónico (Jurásico Tardío-Cenozoico Tardío [Pleistoceno])

El Batolito Norpatagónico ubicado entre los 40° y 53° de latitud sur, es un complejo plutónico asociado a procesos de subducción, el cual se emplazó desde el Jurásico tardío hasta el Pleistoceno. Particularmente el área del Fiordo de Puyuhuapi, el Batolito Norpatagónico presenta edades de emplazamiento de 16.7 Ma datadas con mediciones de Rb/Sr en Roca Total. (Pankhurst et al., 1999).

Esta unidad está conformada por la Diorita Risopatrón y la Tonalita Puyuhuapi. Correspondiendo a dioritas mesocráticas a melanocráticas de grano fino a medio, y tonalita y granodioritas leucocráticas a mesocráticas equiangulares de grano grueso a medio respectivamente. (Mella & Duhart, 2011) Existen rocas del Cenozoico de

composición gabrónica que presentan foliación que están espacialmente relacionadas al Sistema de Falla Liquiñe Ofqui (Pankhurst et al., 1999).

En este mismo batolito se dataron diferentes edades de termocronología en sistemas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita y hornblenda, traza de fisión de apatito (TFA), y U-Th/He en apatito obtenidas por Thomson (2001), Thomson (2010), Parda et al., (2000) y Cembrano (2002) (Fig. 4)

Entre estas Cembrano et al., (2002) data en la ladera este del batolito mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  edades de enfriamiento en dioritas no deformadas a los 14.4 Ma en biotita y hornblenda. Además de edades de 13.3 Ma y 5.3 Ma en biotita pertenecientes a una granodiorita y una milonita de granodioritas respectivamente interpretadas como posterior deformación. (Fig. 4)

Asociada a el SFLO, al este del Fiordo Puyuhuapi, en el Batolito Norpatagónico se presenta una intensa deformación heterogénea frágil y dúctil ubicada en las zonas de cizalle (Fig.4) (Cembrano et al., 2002). La deformación dúctil (Mioceno Superior 11Ma-Plioceno 3.6 Ma) está documentada por zonas de milonita tabulares de ancho centimétrico a métrico, con foliación subvertical y lineación de estiramiento noreste, mientras que la deformación transtensional dextral se manifiesta a lo largo de zonas de cizalle este-oeste a noreste (Fig.4). La deformación frágil (post Mioceno Superior), representada por fallas decamétricas con estrías y buenos indicadores cinemáticos, tiene una distribución de área más amplia y se sobrepone a la fábrica dúctil (Arancibia et al., 1999). Desde Puyuhuapi hasta el Río Queulat, la esquistosidad es dada, principalmente por minerales micáceos con orientaciones norte-sur, nor-noreste, con ángulos alto de manteo hacia el este (Arancibia et al., 1999).

### 2.2.2. [OMt] Formación Traiguén (Eoceno- Mioceno Temprano)

Sucesión volcanosedimentaria marina Compuesta por rocas sedimentarias como areniscas y lutitas, y en menor medida brechas y conglomerados, interestratificados con rocas volcánicas subacuáticas, tales como pillow lavas y basaltos porfíricos. Posteriormente esta secuencia fue intruida por por enjambres de diques afaníticos composición básica y cuerpos plutónicos de composición gabrónica y granodiorítica. (Espinoza & Fuenzalida, 1971; Fuenzalida & Etchart, 1975; Hervé et al., 1994; Encinas et al., 2016). Eventos intrusivos que Hervé et al., (1994) relaciona con dos eventos de metamorfismo; el primero de facies esquistos verdes y uno en facies de anfibolita.

Los minerales que destacan dentro de esta alteración son pumpellyita prehnita, principalmente en amígdalas, donde coexisten también calcita, cuarzo y clorita. Las plagioclasas están parcialmente remplazadas por sericita, arcilla y en menor medida clorita. Los piroxenos están parcialmente reemplazados por clorita y cuarzo, mientras que los olivinos están completamente reemplazados por iddingsita (Encinas et al., 2016).

La Formación Traiguén presenta una deformación dúctil N50-60°E con manteo al oeste, asociada con pizarras y esquistos, en la parte oeste del Fiordo Puyuhuapi (Mella and Duhart, 2011). Además, se observan fallas normales asociadas a un episodio de extensión de escala regional. (Encinas et al., 2016).

### 2.2.3. [Hvp] Grupo volcánico de Puyuhuapi (Holoceno)

Lahsen et al., (1994) describe el grupo volcánico de Puyuhuapi como un set de 9 centros eruptivos menores ubicado al sur de la zona volcánica sur andina (ZVS) entre las coordenadas 44°16'- 44°22'S / 72°31'- 72°37'W, que está emplazado sobre el basamento de tonalitas, dioritas y gabros que forman parte del Batolito Norpatagónico.

Este grupo volcánico está compuesto mayormente por dos lineamientos, formados cada uno con 4 centros eruptivos de conos piroclásticos, guiados por la traza de la Falla Liquiñe-Ofqui con una orientación aproximada de N40°E; el primero al noroeste del Fiordo Puyuhuapi, el segundo entre el poblado de Puyuhuapi y el Lago Risopatrón. Por último, emanando desde una fractura con la misma orientación N40°E, al borde Este del Fiordo Puyuhuapi y 6 km al sur del poblado de Puyuhuapi se encuentra aislado un flujo de lava basáltica (Lahsen et al., 1994).

Lahsen et al., (1994) indica que la actividad que produjo este volcanismo fue en un inicio fisural generando un flujo de lava desde el oeste del Fiordo Puyuhuapi hacia el este y luego de esta etapa se convirtió en algo centralizado dando lugar a los conos piroclásticos. Además, se estima que estos centros eruptivos son post glaciales, pudiendo haberse formado en el Holoceno, esto debido a la buena conservación de los conos piroclásticos, a la dirección del flujo de lava, y al estar emplazados sobre el paisaje glaciar dominante en zona.

El material erupcionado corresponde esencialmente a basaltos olivínicos calco alcalinos altos en K, presentando textura porfídica con gran cantidad de vesículas vacías (Lahsen et al., 1994) y otras rellenas con zeolitas tales como phillipsita, analcima y otras zeolitas de composición Ca-Na-K, en conjunto con tobermorita del tipo 11Å, la cual está asociada a condiciones hidrotermales de 150°C (Aguirre et al., 1998)

#### 2.2.4. [PIHs] Depósitos sedimentarios (Pleistoceno-Holoceno-actualidad)

Los principales depósitos sedimentarios del área de estudio fueron extraídos de Mella & Duhart (2011) y corresponden a:

- [Hge] Depósitos Glacioestuarinos no consolidados (Pleistoceno -Holoceno)
- [PIHgf] Depósitos Glaciofluviales no consolidados (Pleistoceno-Holoceno)
- [PIHm] Depósitos morrénicos no consolidados (Pleistoceno-Holoceno)
- [Hf] Depósitos fluviales (Holoceno)
- [Hrm] Remociones en masa (Holoceno)
- [Hp] Depósitos de playa actuales (Holoceno)

### 2.3. Geoquímica de aguas termales

La principal masa de agua en la zona de estudio es el Canal de Puyuhuapi, el cual se ubica entre 44°15' y 45°S siguiendo el lineamiento principal del SFLO, en sus bordes se observan diferentes surgencias de agua termal. Las cuales, para propósitos de este estudio, son nombradas Ventisquero, Queulat, Puyuhuapi, Magdalena, Nahuelquín. En la tabla 1 se expone una recopilación de datos de estas surgencias termales, las cuales tienen como referencias principales Negri et al. (2017) y CEGA (2021).

Característica	TIPO A	TIPO B
Termas	VEN-QUEU	MAG-PUYU-NAHUE
Ladera del fiordo	Este	Oeste
Edad de tránsito [años]	13,000	200-600
Aportes de CO2	CO2 origen profundo	-
Temperaturas en profundidad (geotermómetros de sílice)	QUEU= 172°C	PUYU=111°C
	VEN=172°C	MAG=126°C
		NAHUE=158°C
Na/Cl	Origen continental (>1)	Origen marino (0.8)

Tabla 1. Características de las aguas termales Ventisquero, Queulat, Magdalena, Puyuhuapi, Nahuelquín, ubicadas dentro de la zona de estudio. (Negri, 2017; CEGA, 2021)

## 3. Marco teórico



### 3.1.Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal dentro de los sistemas geotermales se produce a partir de la interacción de la roca caja con fluidos de diversos orígenes tales como meteórico, magmático o metamórfico, que están a mayor temperatura que el gradiente geotermal regional, lo cual genera una respuesta química y una variación composicional tanto de la roca como del fluido circulante, generando una configuración más estable a las condiciones hidrotermales. Y con ello formación de minerales secundarios, en donde los filosilicatos suelen ser los minerales más comunes en este tipo de ambientes (Velde,1995; Utada, 1980)

Estas secuencias minerales se pueden dar espacialmente en forma zonada cuando el fluido circulante se va enfriando y moviendo a través de la roca caja gracias a la porosidad y permeabilidad de esta misma, y en forma de vetas cuando este mismo fluido aprovecha las fracturas dentro de la misma roca caja y los minerales secundarios se depositan (Velde,1995).

Una veta se puede describir como una apertura entre dos paredes de la roca caja que es rellenada completamente por precipitación de minerales secundarios. Según (Velde,1995) hay diferentes tipos de vetas hidrotermales. La veta de inyección, tiene su fuente localizada en una zona de alta temperatura-presión, en donde los fluidos ascienden a la superficie atravesando la roca caja existente por medio de fracturas generando zonaciones de alteración alrededor de ellas por medio de difusión, lo cual está controlada por el gradiente termal. Las vetas de infiltración que su fuente está localizada en formaciones superiores, el fluido circula por gravedad y está controlado por la presión hidrostática. Finalmente, las vetas de drenaje que se generan en fracturas de tensión donde debido a la baja de presión los fluidos atrapados en las roca caja son liberados y cristalizan dentro de estas.

Corbett & Leach, (1998) generaron una clasificación para las principales alteraciones hidrotermales observadas, las cuales, a pesar de no ser exclusivas de los sistemas geotermales, si son representativas de ciertas asociaciones que se presentan en estos.

- Alteración argílica avanzada: incluye minerales que son formados en rangos de pH < 4, es decir, condiciones ácidas y un rango de temperaturas amplio con temperaturas que rondan los 180°C hasta temperaturas que superan los 500°C. En particular, son recurrentes las asociaciones de minerales de los grupos de la alunita y la kaolinita, así como también cuarzo residual.
- Alteración argílica (intermedia): incluye minerales formados en el rango de pH 4 a 5, medianamente ácido y temperaturas relativamente bajas orbitando los 200 a

250°C. Esto incluye algunos minerales del tipo caolinita, esmectita, e illita, con la posibilidad de encontrar también algo de clorita, pero en menor medida.

- Alteración propilítica: incluye fases minerales formadas en condiciones de pH neutro a alcalino y temperaturas relativamente bajas que pueden ser menores a 200°C y en determinados casos alcanzar hasta los 280°C a 300°C. Se caracteriza por la asociación mineral clorita y/o epidota, con posible presencia de albita, actinolita, calcita, zeolita y otros minerales accesorios.
- Alteración filica: incluye fases minerales formadas en condiciones de pH similares a la alteración Argílica, es decir, medianamente ácidas, pero con temperaturas más altas entre 300°C-400°C. Los grupos minerales característicos de esta alteración son principalmente los de la sericita y/o micas blancas/moscovita.
- Alteración potásica: incluye fases minerales formadas en condiciones de pH neutro a alcalino y temperaturas de rango amplio que van de los 300°C a los 800°C aproximadamente. Los minerales característicos son biotita y feldespato potásico, donde la forma en la que se presenta la alteración dicta el rango de temperatura (selectiva y penetrativa para temperaturas más altas o vetillas para las intermedias).

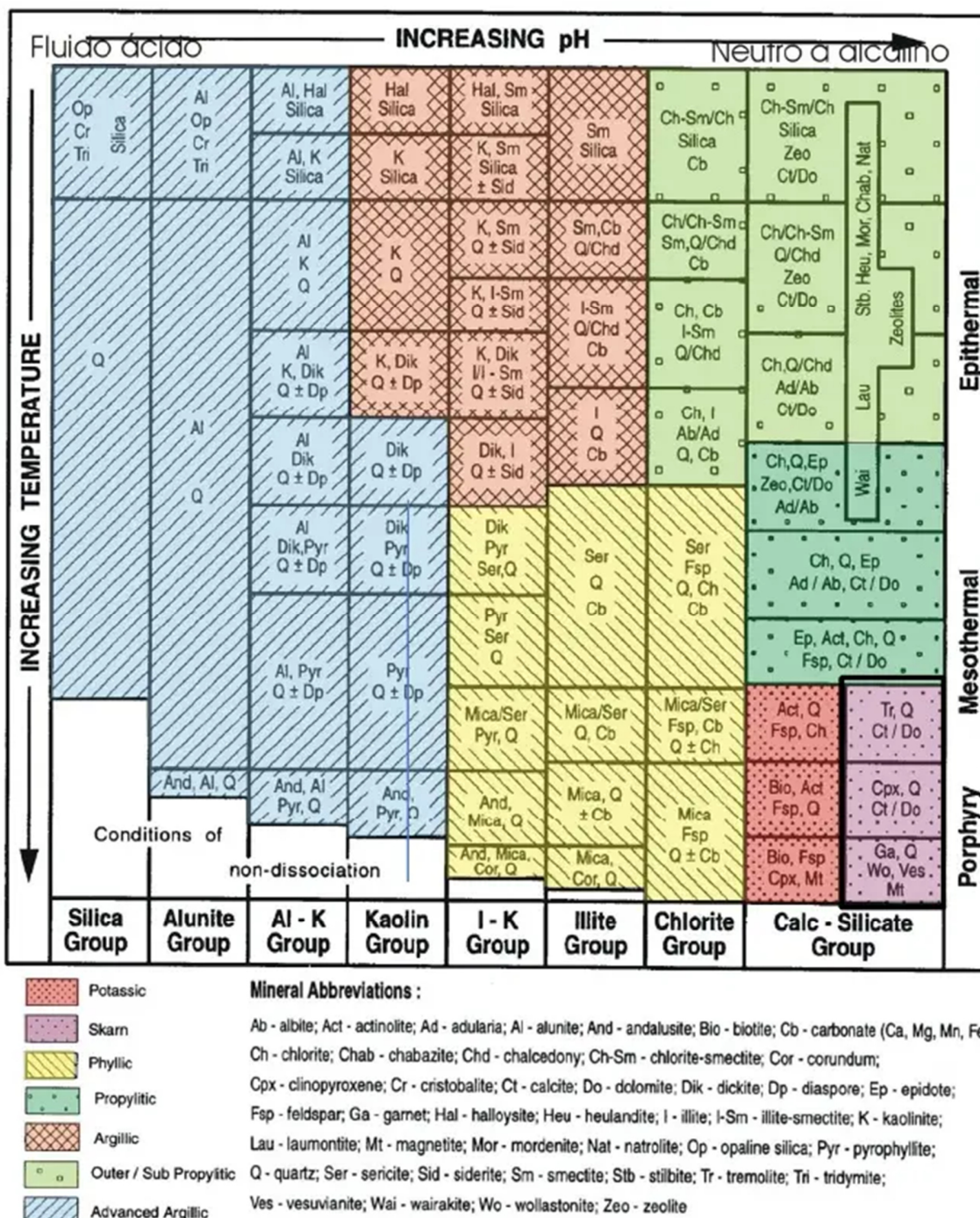


Figura 5. Clasificación de alteraciones hidrotermales por Corbett & Leach, (1998).

## 3.2. Zeolitas

Las zeolitas, son aluminosilicatos hidratados de estructura tetraédrica. Estas son intercambiadoras de cationes por medio de la sustitución de Al por Si, y pueden ser divididas en alcalinas, tales como la mordenita-Na y analcima; y cálcicas tales como estilbita, mordenita, chabazita, heulandita, que ocurren a bajas temperaturas, laumontita, epistilbita, scolecita, yugawaralite en temperaturas medias, y finalmente la wairakita que es de alta temperatura. Cuando aumenta aún más la temperatura las zeolitas son remplazadas por feldespatos o por micas equivalentes (Velde, 1995). Esta diferencia de temperatura de formación de las diferentes zeolitas hace que estas sean utilizadas en este estudio para determinar la temperatura de formación de las diferentes alteraciones.

Suelen estar presentes en rocas de origen volcánico insertas en cavidades tales como amígdalas y vetas en ambientes hidrotermales. Tal es el caso de las zeolitas estilbita, analcima, heulandita y laumontita, la cual, esta última, ocurre como alteración de vidrio volcánico y plagioclasas, o como remplazo de zeolitas cálcicas previamente formadas. (Velde, 1995).

Liou (1991) estudió el sistema de intercambio catiónico entre  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$  a diferentes presiones, en donde determinó los campos de estabilidad de zeolitas como analcima, estilbita, heulandita, yugawaralita, laumontita y wairakita; esto basándose en las soluciones sólidas de wairakita-analcima y heulandita-clinoptilolita, y la sustitución parcial de Na que ocurre en las zeolitas laumontita, estilbita y yugawaralita.

En el diagrama de Liou et al. (1991) (Fig. 6) se presentan rangos de estabilidad para las diferentes zeolitas. En este diagrama se puede extraer de manera aproximada y conservadora, asumiendo presiones menores a 1000 Bars (profundidades menores a 3-4 km a presión litostática), rangos como: Estilbita/Chabazita 50°C-130°C; laumontita 130°C-250°C; wairakita 250°C-350°C.

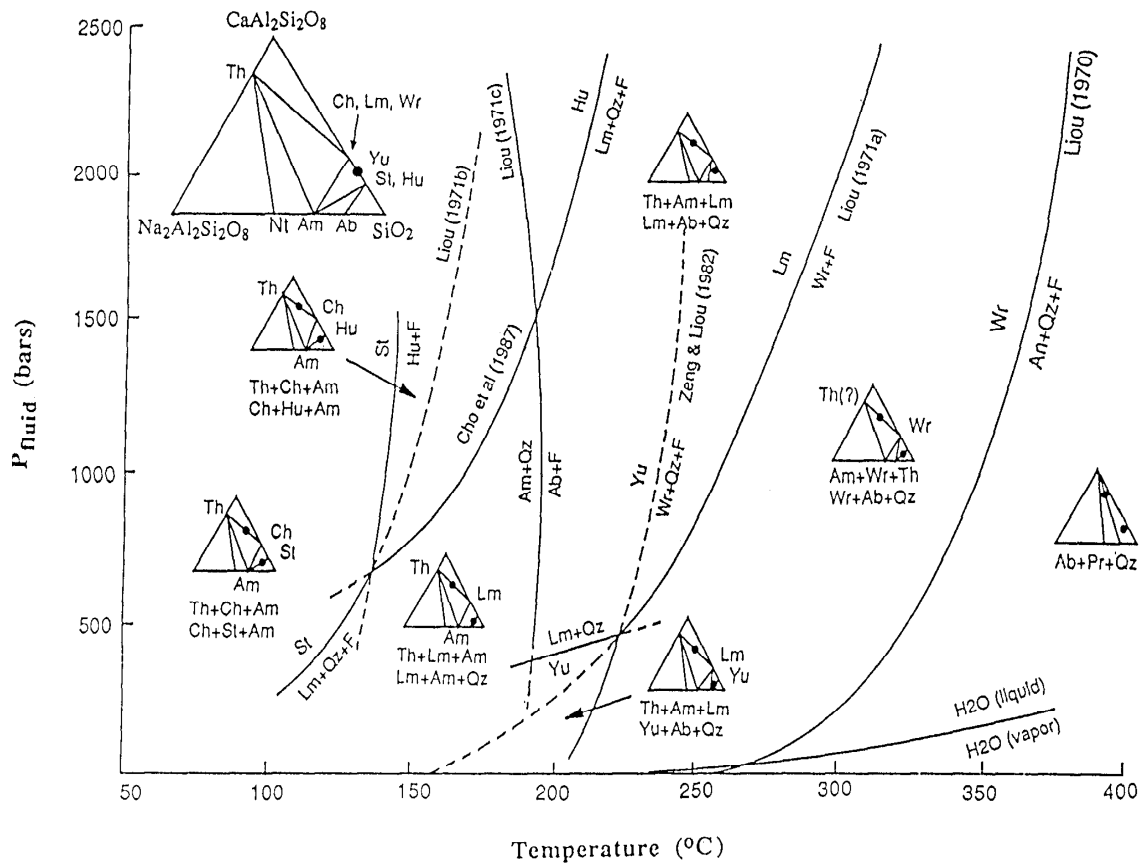


Figura 6 Rangos de estabilidad de zeolitas en diferentes condiciones de presión y temperatura. Extraído de Liou et al., 1991.

### 3.3. Arcillas

Las arcillas están presentes en diferentes contextos geológicos, la mayoría se encuentra en zonas de interacción de la roca con la atmosfera producto de la meteorización, otras se forman por la alteración hidrotermal generada por la interacción de agua roca en ambientes hipógenos de diferentes profundidades. Este último caso no es el más predominante en la tierra, pero es de relevancia para los sistemas geotermales y este estudio, ya que en estos se presentan arcillas de origen hidrotermal. Las arcillas de origen hidrotermales están asociadas a eventos rápidos, de alta tasa de variación térmica, y química en donde se crean ensamblajes de minerales inestables altamente localizados en la corteza terrestre (Velde, 1995).

Con respecto a los minerales de la arcilla encontrados en las vetas, estos pueden provenir de la transformación de silicatos de alta temperaturas, de la transformación de arcillas previas, o por precipitación directa. Independiente del camino, la composición química dependerá de la temperatura, la presión, la proporción agua/roca, tiempo de

interacción, acidez del fluido, y la composición del fluido y de la roca que interactúa (Velde, 1995).

Por lo anterior estas especies arcillosas pueden ser indicadoras de condiciones de formación de diferentes alteraciones, lo cual será utilizado en este estudio para determinar rangos de temperaturas de formación de las alteraciones detectadas. Su identificación se realizará con metodología de rayos X, por lo que es necesario conocer la estructura de estas para poder identificarlas y diferenciarlas entre sí. A continuación, se exponen las principales clasificaciones estructurales de las especies arcillosas según Velde (1995)

Las arcillas son clasificadas estructuralmente como filosilicatos, con una estructura química formada en base a tetraedros y octaedros de silicatos que se disponen en forma de hojas paralelas. Estos tetraedros están compuestos por cuatro aniones de oxígeno y un catión de silicio, o en algunos casos de aluminio. ( $\text{Si}^{+4}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ) unidos a su vez por enlaces covalentes. Estos tetraedros se unen y forman capas tetraédricas denominadas capas T. (Anexo A.1)

Hay ocasiones en donde diferentes especies de minerales de la arcilla crecen de forma interestratificada generando estructuras laminares mixtas, tales son los casos como el de la caolinita-esmectita, clorita-esmectita, o illita-esmectita. Estas especies minerales interestratificadas son fases intermedias de los minerales que las conforman. Suelen formarse en ambientes hidrotermales o en los momentos finales de los procesos de diagénesis, y están asociadas a un cambio de estabilidad mineral, por lo que también evidencian un cambio en las condiciones de formación, tales como la temperatura de equilibrio. Es así, como gracias a algunas de estas asociaciones, puede ser interpretada una temperatura de formación.

La serie illita-esmectita y su intercambio iónico está categorizado por los rangos composicionales [0-50%], [50-70%], y [70-100%]; siendo 0% la totalidad de esmectita y 100% la totalidad de illita. Cada rango composicional se asocia a un rango de temperatura. En términos generales la illita presenta mayor temperatura, que la esmectita y la capa interestratificada entre ambas arcillas tiene temperaturas que rondan entre sus extremos.

Velde (1995) relaciona las categorías R0, R1, R3 con rangos de temperatura de 80-100°C, 160°C, >200°C. Por otra parte, en otros sistemas geotermales se han registrado temperaturas asociadas a presencia de esmectita, illita-esmectita, e illita a ~75–220°C, ~130–220°C y ~130–300+°C respectivamente (Wohletz & Heiken, 1992; Day-Stirrat et al., 2010; Vázquez et al., 2014; Maza et al., 2018).

Con los valores mencionados se decidió caracterizar la temperatura de este estudio en dos secciones generales: presencia exclusiva de illita con una temperatura T1 entre 200°C-300°C, y presencia de capas interestratificadas I-S con una temperatura T2 entre 130°C-220°C.

## 4. Metodología

### 4.1. Orden cronológico de la metodología

El orden cronológico del desarrollo de esta metodología es el siguiente.:

1. Descripción de mano de muestras
2. Preparación de laboratorio para análisis de roca total
3. Análisis general de difractogramas de roca total
4. Selección de muestras para estudio de fracción de arcillas
5. Preparación de laboratorio fracción arcillas
6. Análisis de difractogramas de fracción de arcilla

Para presentar el detalle de la metodología se estructuró de forma temática en secciones de laboratorio, análisis de difracción de rayos X.

## 4.2. Preparación de muestras en laboratorio

En el siguiente apartado se describe la metodología utilizada para la preparación de muestras en laboratorio, tanto de la primera etapa de preparación de roca total, como la posterior de fracción de arcilla. Los análisis de los difractogramas obtenidos en la primera etapa de roca total, fueron utilizados para decidir cuáles muestras pasarían a la segunda etapa de fracción arcilla. Esta metodología de laboratorio se basó en lo expuesto en Bish and Post (1989) y Moore and Reynolds (1997).

### 4.2.1. Roca total en DRX

En primera instancia se realizó un análisis de diagnóstico a las 75 muestras recolectadas en el terreno realizado por el equipo del CEGA en el mes de febrero del año 2021, las cuales fueron divididas en 9 cuadrantes a lo largo de la traza N-S de la falla Liquiñe-Ofqui (Fig. 7). En este análisis de mano se identificó, y se detalló por medio de un documento escrito y fotográfico, la mineralogía primarios y de alteración observables de cada muestra, describiendo en este último grupo mineralógico su forma de distribución, sus propiedades diagnósticas y su intensidad. Esto con el objetivo de definir previamente cuáles serían los preparados para el análisis de DRX de roca total.



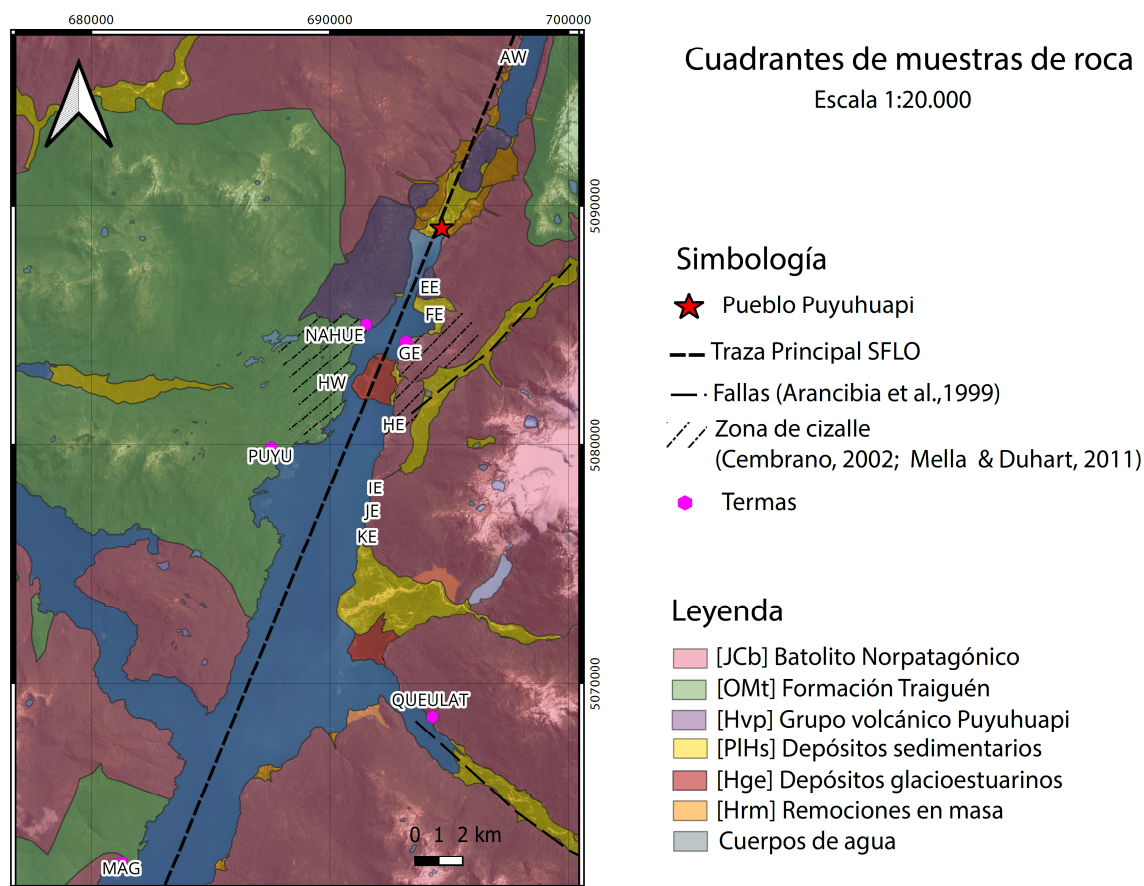


Figura 7. Mapa de la zona de estudio con las muestras recolectadas por investigadores CEGA, y analizadas en este estudio. SCG: WGS 1984 18S. Escala 1:20.000.

Con este acercamiento descriptivo de cada muestra y sus diferentes mineralogías; se determinó sacar al menos un DRX de la roca caja por cada cuadrante, y un DRX por cada alteración presente en cada muestra. Con este sistema de selección se generó un total de 101 muestras para análisis de roca total.

La primera etapa de preparación consistió en llevar la muestra, ya sea con ayuda previa de un martillo geológico, a un tamaño entre 1-3 cm al mortero de ágata, en donde se trituró el material hasta llevarlo a fragmentos <0.053mm. Este material posteriormente se colocó en los portamuestras y se insertó en el difractor D2 Brucker perteneciente al CEGA. Los implementos utilizados para la realización de muestras de roca total fueron antiparras, martillo geológico, mortero de ágata, bolsas Ziploc, etanol, espátulas, pocillo, recipientes de muestra, etiquetas, y marcador permanente

Los registros fotográficos de esta metodología se encuentran en el Anexo B.1.

#### 4.2.2. Fracción de arcillas en DRX

Una vez realizada la preparación de muestras de roca total para DRX y su análisis de difractograma mediante el programa EVA, se seleccionó a partir del total de resultados las muestras con presencia de arcillas tales como esmectita e illita para un posterior estudio de detalle, esta vez enfocado en la fracción arcilla. Las muestras fueron seleccionadas con la intención de cubrir la totalidad del área de estudio a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui para poder trazar una variación de temperatura en la zona por medio de las asociaciones minerales.

La preparación de muestras de la fracción arcillas tiene el principal objetivo de separar y orientar los filosilicatos de la arcilla, esto porque los peaks correspondientes a reflexiones hkl, los cuales son observados en la difracción desordenada de roca total, no son lo suficientemente diagnósticas, debido a que muchos minerales de arcilla tienen reflexiones similares en las planos a e b. Es así, como el patrón atómico del eje c, el plano basal (001), es el más distintivo entre las arcillas (Moore & Reynolds, 1989). Esto se genera porque es en el eje Z donde se intercepta la intercapa, lugar donde se introducen los iones, los cuales son responsables de generar un cambio en el espesor medido por los rayos X (Velde, 1995). El espesor servirá para identificar las especies arcillosas.

Debido a la extensión de este procedimiento, se procede a adjuntar su descripción y material fotográfico en el Anexo B.2.

### 4.3. Análisis de difracción de rayos x

La difracción de rayos X es una técnica utilizada para el análisis cuantitativo y cualitativo de fases cristalinas. En donde este último tiene como objetivo establecer la presencia de algún compuesto o fase mineral, su nombre, fórmula química, sistema cristalino; y, el primero busca establecer la cantidad de ese mismo. Esto es posible por el funcionamiento de la difracción; ya que cuando los rayos X viajan a través de una estructura cristalina, son difractados por las diversas capas atómicas o moleculares que hay dentro de esta, sufriendo así interferencias constructivas cuando se suman dos ondas en fase, o destructivas cuando se restan. Se dice que estas interferencias cumplen la ley de Bragg que se calcula como:

$$n \lambda = 2 d \sin \theta$$

En donde  $\theta$  es el ángulo de incidencia de los rayos X en una estructura cristalina que tiene una distancia entre planos de  $d$ ,  $n$  como número entero orden de la difracción, y  $\lambda$  la longitud de onda de los rayos X difractados.

La DRX nos permite identificar fases cristalinas por el fenómeno descrito por la ley de Bragg, debido a que los sólidos cristalinos tienen su difractograma característico. La lógica tras esta suposición es que el espacio interatómico de cada mineral es único, tal como se describió en la metodología y fue utilizado para su clasificación en grupos de espacio interatómico 7Å, 10Å, 14Å. Estas diferencias estructurales son las que generan set de peaks característicos para cada mineral.

De la misma forma que se analizan estas diferencias cualitativas y cuantitativas entre las distintas fases minerales existentes; dentro de una misma fase mineral cuando esta cambia su estructura o composición química, esta variación se ve reflejada en el difractograma. Este fenómeno sirve para poder identificar variaciones en la estabilidad térmica de la fase y poder analizar la evolución térmica y cristalina de la muestra entre otros procesos, lo cual se utilizará en este estudio para la identificación de fases de arcilla, particularmente en la variación de las esmectitas.

Para este estudio, tanto para muestras de roca total como para de fracción arcilla, se utilizó una máquina de difracción de rayos x de la marca BRUKER 2D PHASER, se ajustaron la rejilla a 0.6 mm y la cuchilla a 1 mm

El análisis de los difractogramas obtenidos mediante difracción de rayos X, se analizaron utilizando la base de datos Crystallography Open Database así como los datos de espaciamiento y ángulos  $2\theta$  característicos en Moore & Reynolds (1997), se consideró el eje X como el ángulo  $2\theta$ , el eje Y como la intensidad y el número asociado a cada peak corresponde al espaciamiento ( peak 1, peak 2, peak 3 ).

#### 4.3.1. Análisis de gráficos DRX de roca total

El análisis de gráficos de rayos X de roca total consistió en reconocer peaks en los difractogramas y su mineralogía mediante la base de datos Crystallography Open Database disponible en el programa de análisis DIFFRAC.EVA, y de manera complementaria, los datos de espaciamiento dÅ y ángulos  $2\theta$  característicos en Moore & Reynolds (1997). Este enfoque prioritario en la base de datos disponible en difracc.EVA por sobre Moore & Reynolds (1997), se debe a que se supone más actualizada, ya que considera diferentes tipos de variaciones para cada mineral basado en varias recopilaciones de estudios existentes hasta la actualidad.

La metodología utilizada al momento de seleccionar un patrón, fue la de confirmar la existencia de los primeros 3 peaks de mayor intensidad de cada especie mineral descrita por la base de datos, y luego confirmar, de forma precavida, la existencia de los siguientes peaks considerando errores mínimos a partir del 5 peak de intensidad en

adelante. Esto ya que los patrones de la base de datos se suponen ideales, lo cual no siempre es el caso en la realidad.

Cabe destacar que se identificaron más de 60 minerales en un comienzo. Debido a la cantidad de difractogramas (101) y a la dispersión de los datos, encontrando en ciertos casos un mineral solo en una muestra. Se decidió simplificar el reconocimiento mineral a los minerales que se repetían dentro de la base de datos, lo cual correspondía a estar presente en por lo menos 5 muestras. Además, en un primer análisis se realizó una identificación de la mineralogía primaria, la cual no variaba en general dentro de cada unidad litológica, por lo que en un segundo proceso de selección para simplificar la base de datos se obvió también la mineralogía primaria. Es por esto que, aunque el cuarzo ocurra como alteración, al estar presente en casi el 90% de las muestras se obvió su existencia en la base de datos.

Fue así como se estimó de manera general la presencia de clorita, esmectita, illita, zeolitas, calcita, epidota, piritita y caolinita, en las 101 muestras de roca total realizadas. Identificar en esta etapa los minerales de arcilla fue fundamental para determinar cuáles muestras continuarían para la siguiente fase del estudio de arcillas; además, fue de relevancia identificar cuáles presentaban materia carbonatada u orgánica para poder removerla antes de la preparación de muestras de fracción de arcilla.

#### 4.3.2. Análisis de gráficos DRX de arcilla. (AD- EG-HT)

Para esta sección de análisis hay que tener en cuenta que, al separar y orientar las arcillas, lo que se obtuvo en los difractogramas fueron solo las señales de arcilla correspondientes a las caras basales del eje z (001), (002), ..., (00n), entregando con ello difractogramas más simples con menos peaks. A partir de esta consideración, lo que se identificó en esta sección fueron las caras basales de los minerales de arcilla, tales como illita, esmectitas, capas interestratificadas de illita-esmectita, clorita, capas interestratificadas de clorita-esmectita y caolinita; y sus variaciones estructurales por medio se fueron realizando los diferentes experimentos.

La posición del peak está determinada por la ley de Bragg, que para el caso de las arcillas orientadas  $n=1$ , la fórmula queda como  $1/2\lambda = d \sin \theta$ . Donde  $d$  será la distancia en el eje z entre las capas, y cuando  $\theta$  es suficientemente pequeño como es en el caso de las arcillas que alcanza solo tamaños de hasta  $2^\circ$  se puede remplazar por una cantidad lineal  $l_x$  (Moore & Reynolds, 1989). Esta cantidad lineal genera que en la fracción arcilla en el difractograma se observe los planos basales del eje Z (001-002-003-004), siendo así más fácil el reconocimiento de la especie mineral.

Para el análisis de los 42 difractogramas resultantes de la fracción arcilla se utilizó únicamente los datos de espaciamento  $d\text{\AA}$  y ángulos  $2\theta$  característicos en Moore & Reynolds (1997), de donde se extraen la tabla 2 y tabla 3 En donde se resumen los principales peaks de cada especie mineral a través de los experimentos. No todos los experimentos y tipos de arcillas tienen la misma cantidad de peak, por lo que las tablas que se presentan a continuación no tienen necesariamente todos sus espacios rellenos.

Mineral	AD	EG	HT
R0 I(0.5)/S	14.1	16.8	10-9.7
	5.01	9.1	
	3.59	5.44	
	3.09	3.36	
R1 I(0.7)/S	12	13	
	5.01	9.4	10-9.7
	3.5	5.28	
	3.17	3.35	
R3 I(0.9)/S	10.8	11.1	10-9.7
	5.01	9.9	
	3.38	5.11	
	3.28	3.33	
Chi/S (R0)	14.5	15	12.2-12.5
	7.2	7.3	
	4.8	4.74	
	3.58	3.51	

Tabla 2. Peaks representativos de las especies minerales de capas interestratificadas de illita-esmectita.

Mineral	AD	EG	HT
Clorita	14.2	14.2	14.2
	7.10	7.10	7.10
	4.74	4.74	4.74
	3.55	3.55	3.55
Caolinita	7.16/7.20	colapsa	colapsa
	3.58	colapsa	colapsa
Vermiculita (S)	14.4		10
	7.16		
	4.80 *		
	3.58		
Montmorillonita (S)	15	16.9	9.6
	5	8.46	
	3.75	5.64	
		4.23	
		3.38	
Nontronita (S)	16.9		10
	8.46		
	5.64		
	3.38		

Tabla 3. Peaks representativos de las especies arcillosas clorita, caolinita y esmectitas

La metodología utilizada fue la de identificar los peaks principales (001), y dependiendo de cuales especies minerales se identificaron a partir de estos, completar con los siguientes peaks basales representativos en caso de corresponder. Repitiendo este proceso hasta que los principales peaks estuvieran identificados.

La illita fue identificada por los peaks 10.1Å, 5Å y 3.33Å, tanto en AD, EG y HT, ya que estos peaks se mantienen sin colapsar a través de los experimentos. Así mismo la clorita mantiene sus peaks a través de los experimentos sin variar ni colapsar. Por el contrario, las esmectitas son expansibles por lo que cambian su espaciamiento en el experimento de etilenglicol pasando (001) de 15 a 17.7, y colapsando este mismo a 10 luego del calentado. De la misma forma, la caolinita también se ve afectada por el calentado, desapareciendo sus peaks debido a que la estructura pierde los OH-, se deshidroxila.

Por otra parte, las capas interestratificadas, ya sean de clorita-esmectita, o illita-esmectita, varían en su espaciamiento dependiendo de la composición porcentual que tenga de esmectita, lo que lleva a que a mayor presencia de esmectita se generen peaks más anchos y con mayor variación en su espaciamiento dÅ.

#### 4.4. Agrupación de resultados

Una vez obtenido todos los resultados tanto de difracción de roca total, como de fracción de arcilla, se procedió a organizar la base de datos para identificar asociaciones minerales .

La primera agrupación de los resultados fue con respecto a la litología primaria a la cual correspondía cada muestra, siendo divididas así en el Batolito Norpatagónico, Formación Traiguén y Grupo Volcánico Puyuhuapi. Luego se identificaron de estas litologías los primeros 3 minerales secundarios dominante y se formó una idea de las tendencias.

Finalmente, utilizando la clasificación de Corbett & Leach, (1998) como base y los minerales más abundantes como guía, se identificaron las alteraciones presentes en el área de estudio.

## 5. Resultados

En este apartado se expone los resultados del análisis de rayos X. Estos distribuidos en las principales unidades geológicas del área de estudio y las asociaciones minerales detectadas en cada una. No obstante, se indica en cada unidad los cuadrantes correspondientes a las muestras implicadas en cada caso (Fig. 7), ya que estas muestras y sus difractogramas fueron nombradas partir de estos.

Los 101 difractogramas de roca total se adjuntan en el Anexo C, en donde se detallan los resultados detallados en los cuadrantes pertenecientes a cada unidad geológica

En los difractogramas de roca total se marcaron las principales alteraciones de interés, siendo estas las arcillas illita, esmectita, clorita, caolinita; y minerales no de la arcilla como zeolitas, carbonatos, epidota, anfíboles, plagioclasas, cuarzo, entre otros. Se decide priorizar el reconocimiento de estos minerales por sobre otros debido a la cantidad de información y a la necesidad de acotar el estudio, por lo que se observa algunos peaks sin demarcar.

De manera general se observa que las plagioclasa se encuentran en su mayoría alteradas a albita, de todas maneras, en resultados se marca como plagioclasa (Plg). En ciertos difractogramas, perteneciente al Batolito Nor patagónico (BNP), se marca un peak muy alto que sale de la norma en  $10\text{\AA}$ , en todos esos casos, ese peak no corresponde a la alteración de micas o illita, sino que es representativo de las biotitas de una muestra de tonalita o diorita no alterada.

De forma continua se expone el análisis de rayos X de fracción arcilla en donde se describe con mayor precisión las fases arcillosas tales como illita, esmectitas, illita/esmectita, clorita, clorita/esmectita y caolinita.

Se complementa la información obtenida de rayos X con observaciones propias que se realizaron durante el terreno geofísico del CEGA del cuál se fue parte como ayudante en noviembre del 2021 y con registro fotográfico propio de las muestras analizadas.



Analizando de manera general los resultados de roca total, se puede observar que la alteración predominante en la zona corresponde a la clorita, la cual está presente de forma masiva y diseminada en 55 muestras a lo largo del fiordo, y en forma de veta en 13 muestras concentradas en el lado este del fiordo en la unidad del Batolito Norpatagónico. Le sigue en cantidad las 30 muestras de carbonatos, que se distribuyen principalmente de forma diseminada a lo largo de la zona de estudio, y concentrándose en las vetas de los cuadrantes HE,EE y AW pertenecientes al Batolito Norpatagónico y a las lavas del Grupo Volcánico de Puyuhuapi. De manera general, también se observó la amplia presencia de albita.

Las zeolitas son la siguiente alteración con mayor dominancia, las cuales están presentes en 29 muestras de forma diseminada, en vetillas a lo largo del fiordo en todas las unidades geológicas. A pesar de su amplia distribución, hay una mayor concentración de zeolitas relleno de las amígdalas de las lavas del Holoceno, esto debido probablemente a la composición basáltica calco-alcalina rica en K de la roca caja. La estilbita, está concentrada principalmente al oeste del fiordo (cuadrantes PUYU-MAG-AW) y en las lavas del Holoceno (cuadrante EE), aunque también se ve en menor cantidad en la ladera este del fiordo en el Batolito Norpatagónico. La laumontita se ubica principalmente en las lavas del Holoceno (cuadrante EE), y en el Batolito Norpatagónico (cuadrantes JE-HE). Finalmente, la wairakita que indica temperaturas entre 250°C-350°C, está presente únicamente en el Batolito Norpatagónico (cuadrante GE).

La epidota se encuentra concentrada en 15 muestras en la ladera este del fiordo en el Batolito Norpatagónico, en donde entre los cuadrantes IE-JE se presenta asociada a estrías de falla. Además se presenta de manera puntual en la Formación Traiguén (Cuadrante NAHUE)

La caolinita está presente en menor medida a lo largo de la zona de estudio. Se concentra en la ladera este del Fiordo Puyuhuapi, principalmente en las lavas del Holoceno, específicamente en el cemento de las brechas observadas en la zona sur de la unidad. También se presenta en menor medida en el Batolito Norpatagónico.

La pirita se encuentra diseminada en todas las unidades geológicas de la zona de estudio, concentrándose en el Batolito Norpatagónico (cuadrante HE).

Las micas y el cuarzo se distribuyen a lo largo del Fiordo Puyuhuapi en la Formación Traiguén y el Batolito Norpatagónico, concentrándose al noreste del fiordo (cuadrantes GE-HE)

Con respecto a la fracción arcilla se observó que la alteración dominante son los minerales de arcilla de capas interestratificadas de Illita-Esmectita los cuales

predominan en la mayoría en la ladera oeste del Fiordo Puyuhuapi (cuadrantes AW-NAHU-PUYU-MAG) y en las lavas del Holoceno.

Por otro lado, la illita se concentra en la ladera este del Fiordo Puyuhuapi en el Batolito Norpatagónico (cuadrantes GE,HE,IE,KE,QUEU). No se observó esmectita pura en los análisis de DRX en arcilla.

### 5.1.1. Batolito Norpatagónico

Asociación mineral 1: Micas blancas, cuarzo. En algunos casos junto con clorita, carbonatos, illita, pirita. Color anaranjada-blanquecino con micas blancas observables. Presente en zonas de diaclasamiento aleatorio y vetas. Se observa también en terreno como vetas rojas con micas transparentes, como la muestra HE-04 (Fig. 8)

La fracción arcilla de los tres cuadrantes implicados (Cuadrantes GE-HE-IE) tiene presencia de la arcilla illita, en conjunto con clorita.

Según la clasificación de Corbett & Leach, (1998) corresponde a alteración fílica.



Figura 8. Recopilación fotografica de muestras de mano y terreno de asociacion mineral de micas transparentes en el Batolito Norpatagonico.

## DRX roca total: fílica BNP

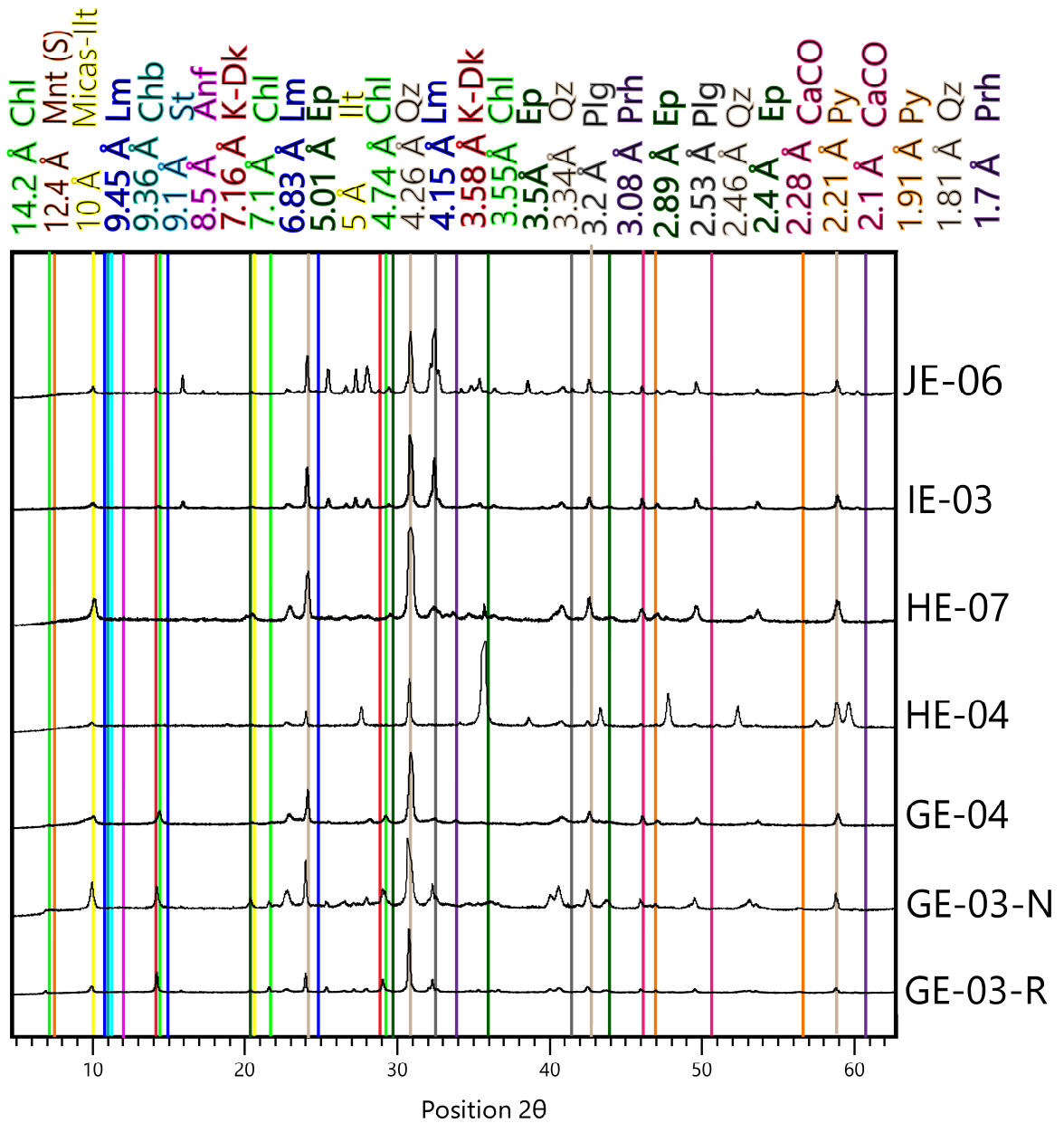


Figura 9. Difractogramas de roca total de alteracion fílica en el BNP.

Difractogramas fracción arcilla muestra GE-03

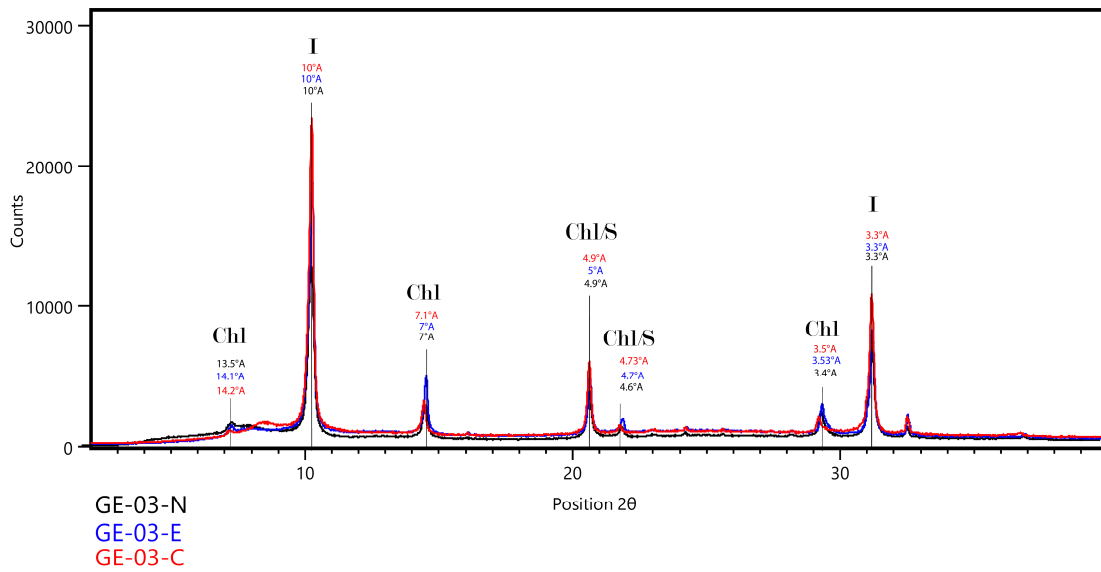


Figura 10. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra GE-03.

Difractogramas fracción arcilla muestra HE-07

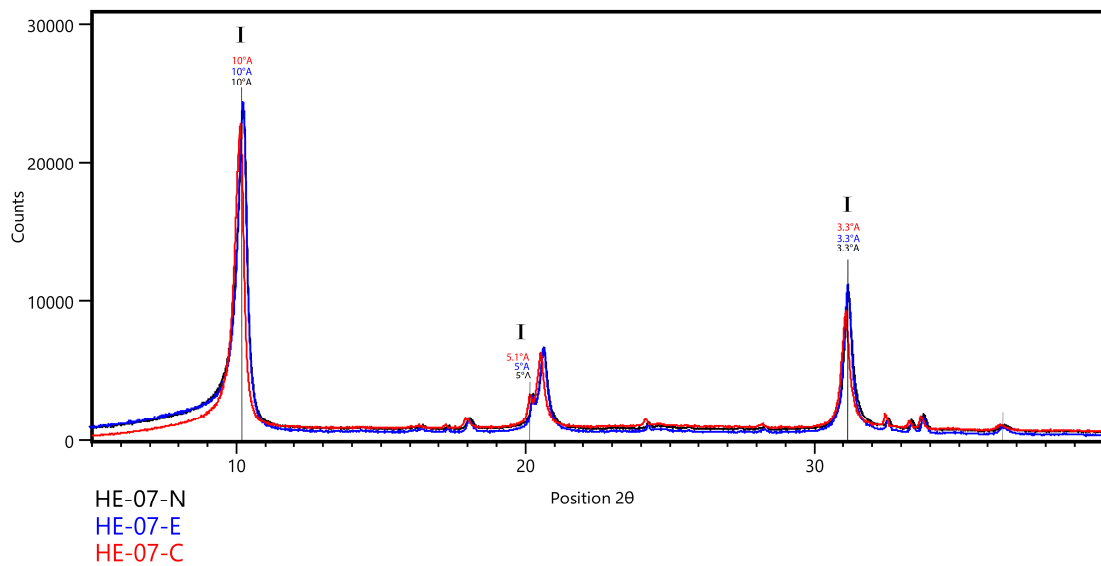


Figura 11. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra HE-07.

Asociación mineral 2: clorita, carbonatos, albita, epidota; y zeolitas como mordenita, chabasita, laumontita y estilbita. Se presenta distribuida en la totalidad de la unidad geológica en el área de estudio. Esta asociación cohabita con prehnita y estrías de falla en murallones verdosos de hasta 10 metros de altura con rumbos N-NE manteniendo hacia el oeste (cuadrantes IE-JE).

Según la clasificación de Corbett & Leach, (1998) se identifica una alteración propilítica asociada particularmente a la epidota y una sub-propilítica asociada a illita, a capas interestratificadas de Chl-S e I-S, estilbita, mordenita, chabasita y laumontita.



Figura 12. Recopilación fotográfica de muestras de mano alterción propilítica en el batolito Norpatagónico.

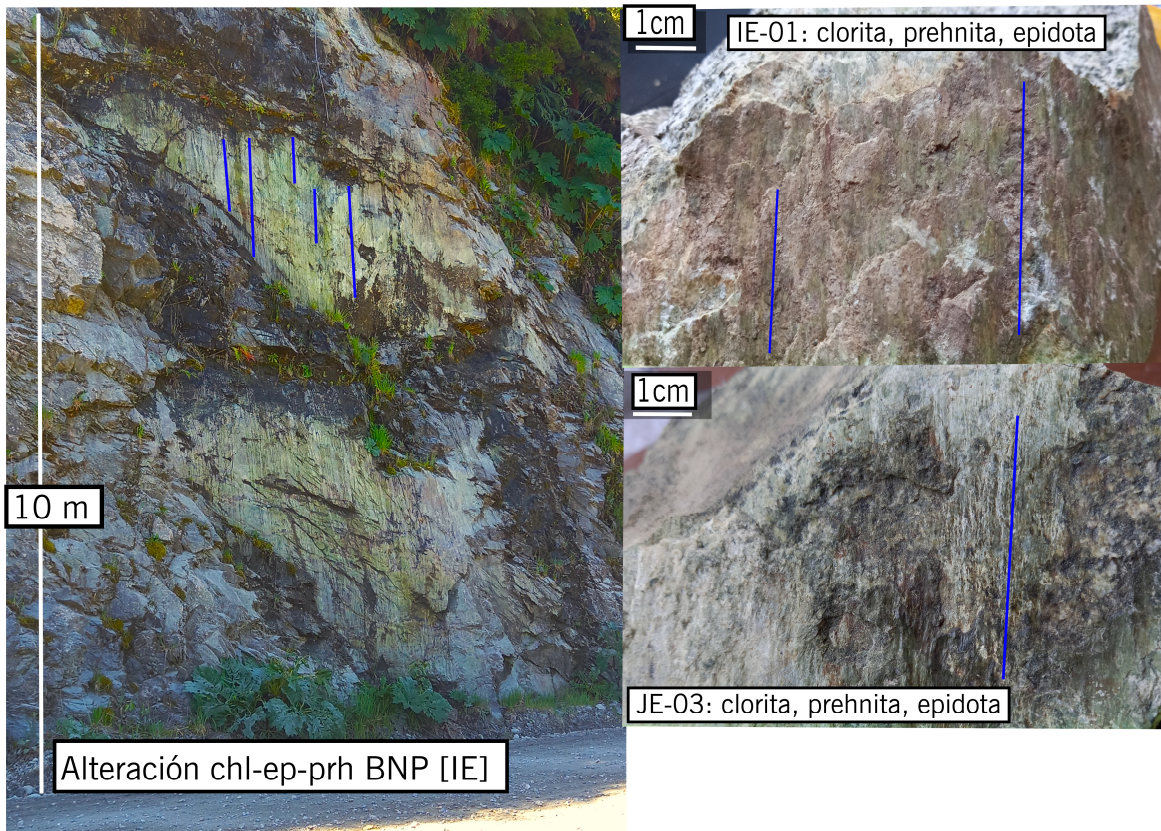


Figura 13. Recopilación fotográfica de muestras de mano y fotos de terreno de alteración propilitica junto con estrías de falla en el batolito Norpatagónico.



*Figura 14: muestra IE-04. Cataclasita en pared de falla dentro del Batolito Norpatagónico. Clorita, epidota, illita, carbonatos.*

## DRX roca total: propilítica/sub-propilítica BNP

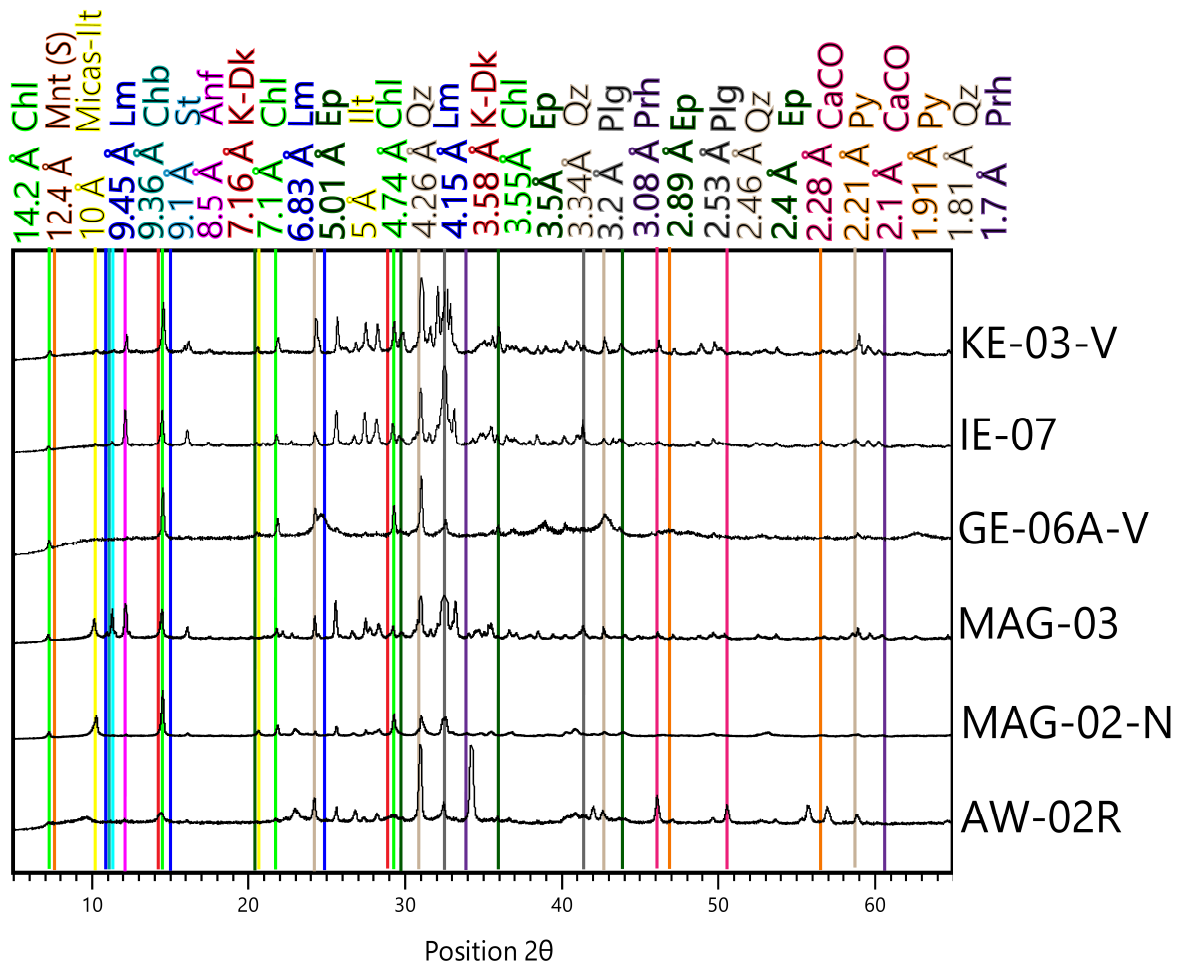


Figura 15. Difractogramas de roca total de alteración propilítica y subpropilítica en el BNP.



## DRX roca total: propilítica + estrías de falla BNP

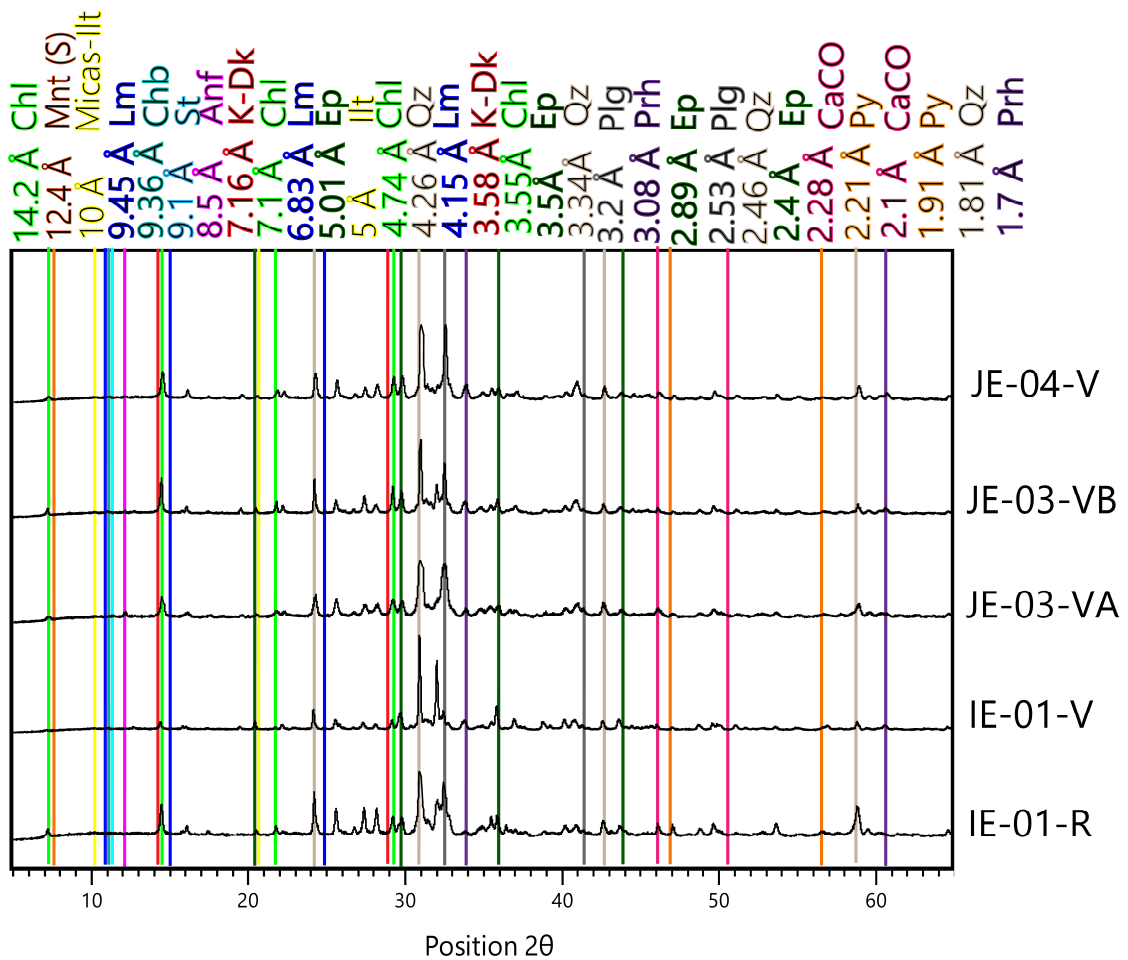


Figura 16. Difractogramas de roca total de alteración propilítica asociada a estrías de falla en el BNP.

## DRX roca total: propilitica cataclasita BNP

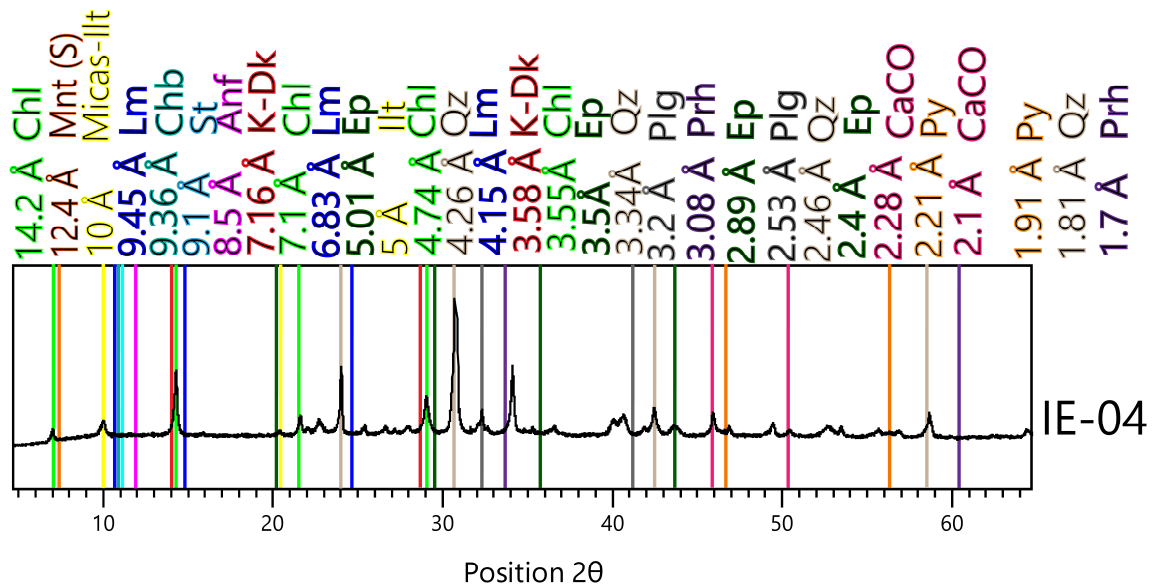


Figura 17. Difractograma de roca total de alteración propilitica asociada a una cataclasita en el BNP.

## Difractogramas fracción arcilla muestra AW-02

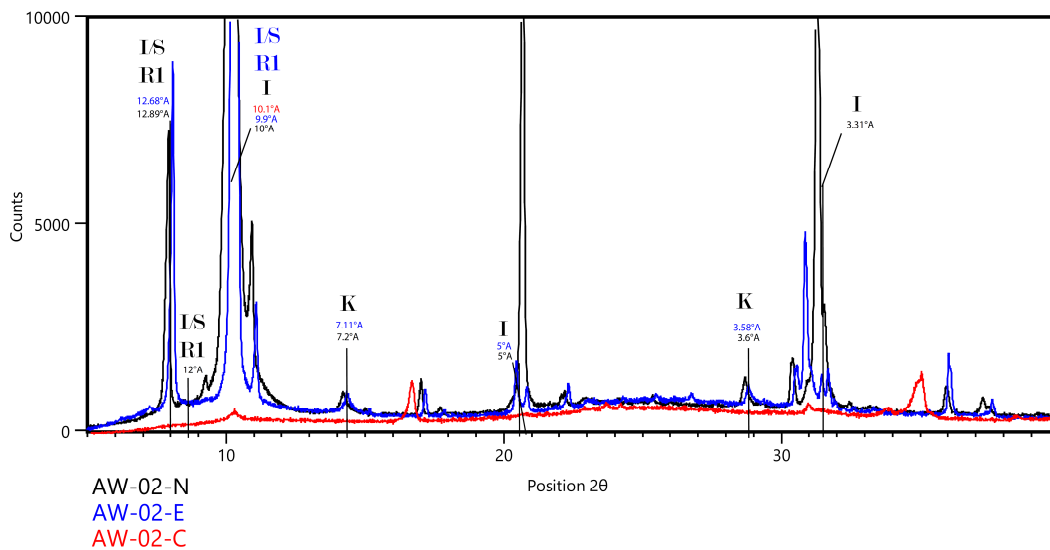


Figura 18. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N) en color negro, etilenglicol (E) en color azul, y calentado (C) en color rojo, de la muestra AW-02.

Difractogramas fracción arcilla muestra JE-06

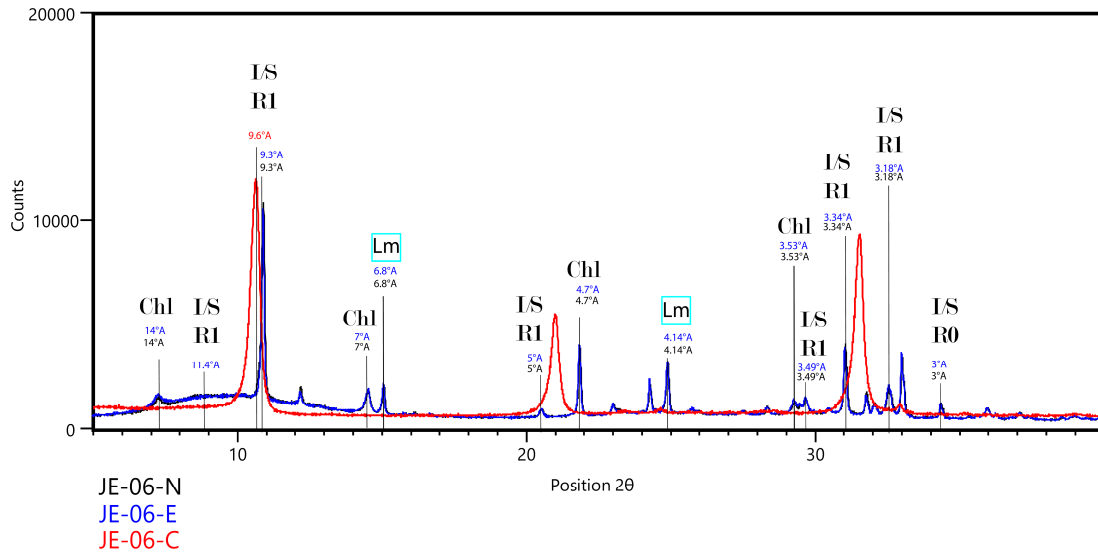


Figura 19. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra JE-06.

Difractogramas fracción arcilla muestra IE-04

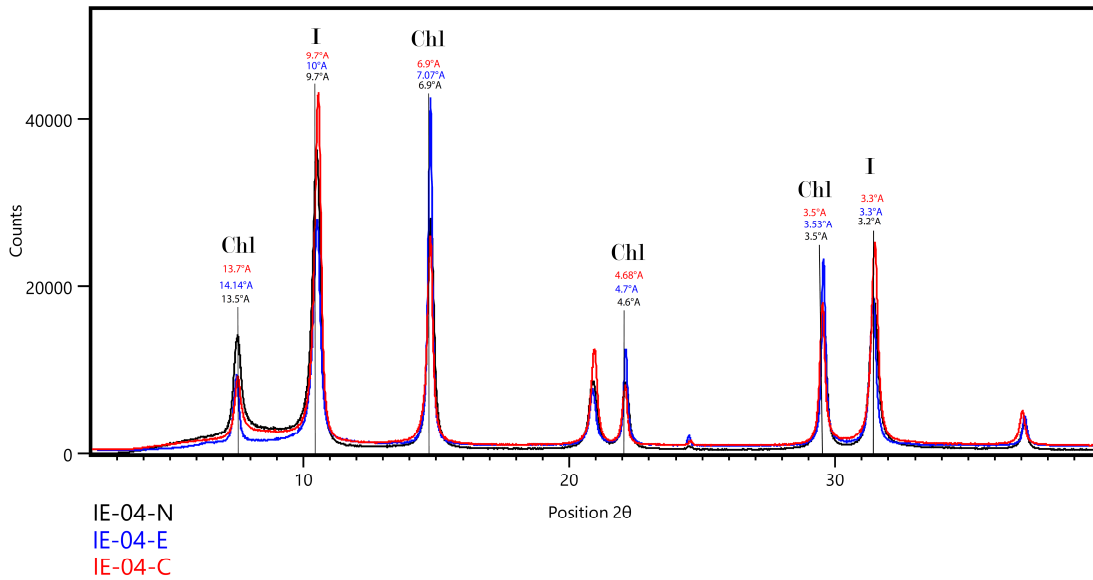


Figura 20. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra IE-04.

Difractogramas fracción arcilla muestra KE-03

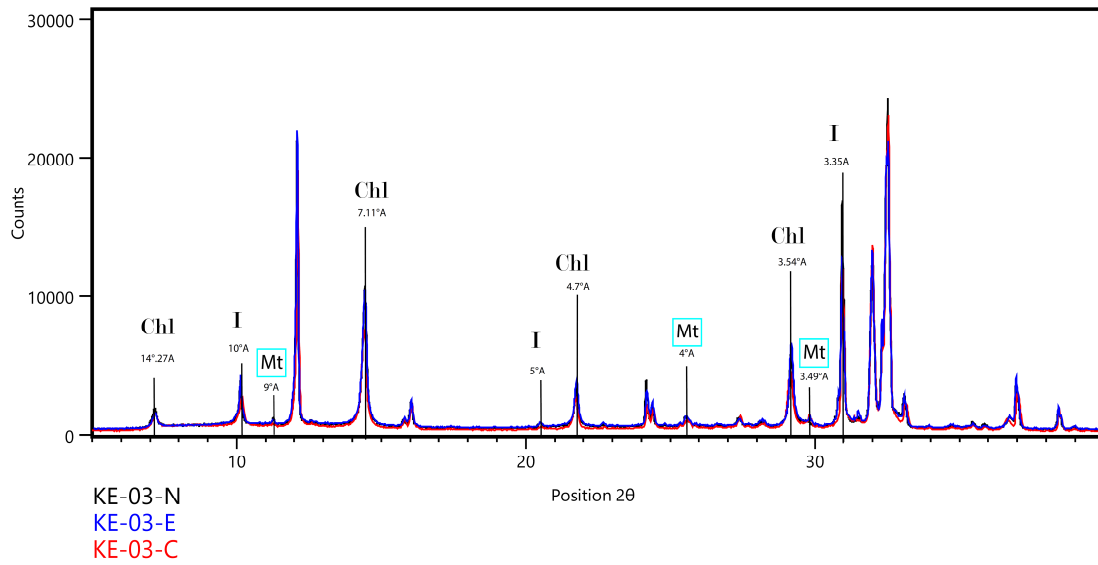


Figura 21. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado(C) de la muestra KE-03.

Difractogramas fracción arcilla muestra MAG-03

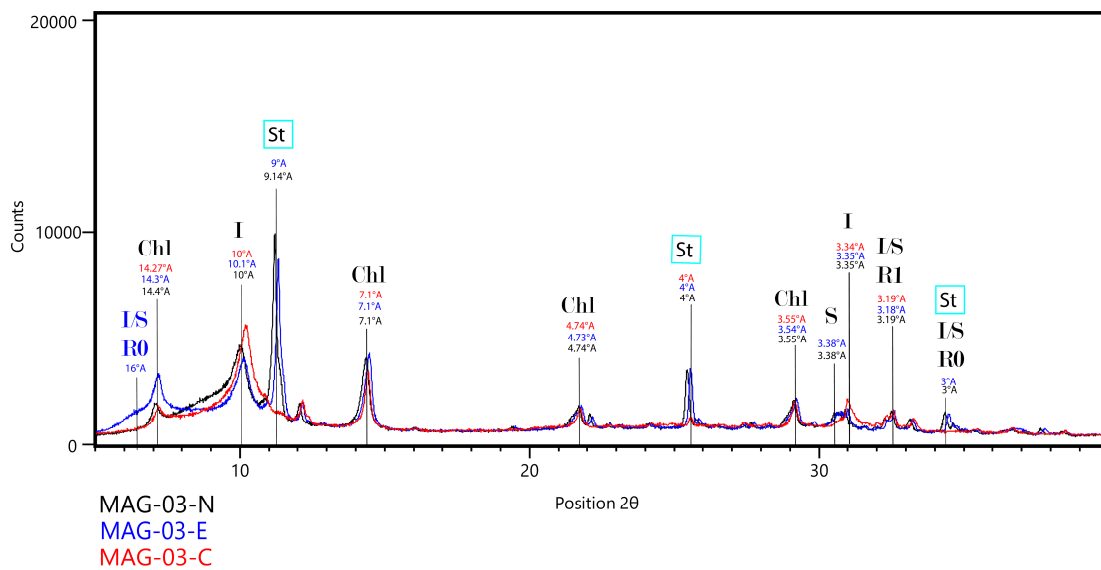


Figura 22. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal N/(AD), etilenglicol E/(EG), y calentado C/(HT) de la muestra MAG-03.

Asociación mineral 3: Principalmente illita y sílice en forma de cuarzo y ópalo. En menor medida, clorita, epidota, piritita, sulfatos, caolinita, sulfuros, carbonatos. Ubicada en el cuadrante QUEU, en la traza de la falla alineada con el Río Queulat. Según la clasificación de Corbett & Leach, (1998) correspondiente a alteración argílica a argílica avanzada. En la fracción arcilla se observa illita y ópalo. Concordando con lo observado en la difracción en roca total.

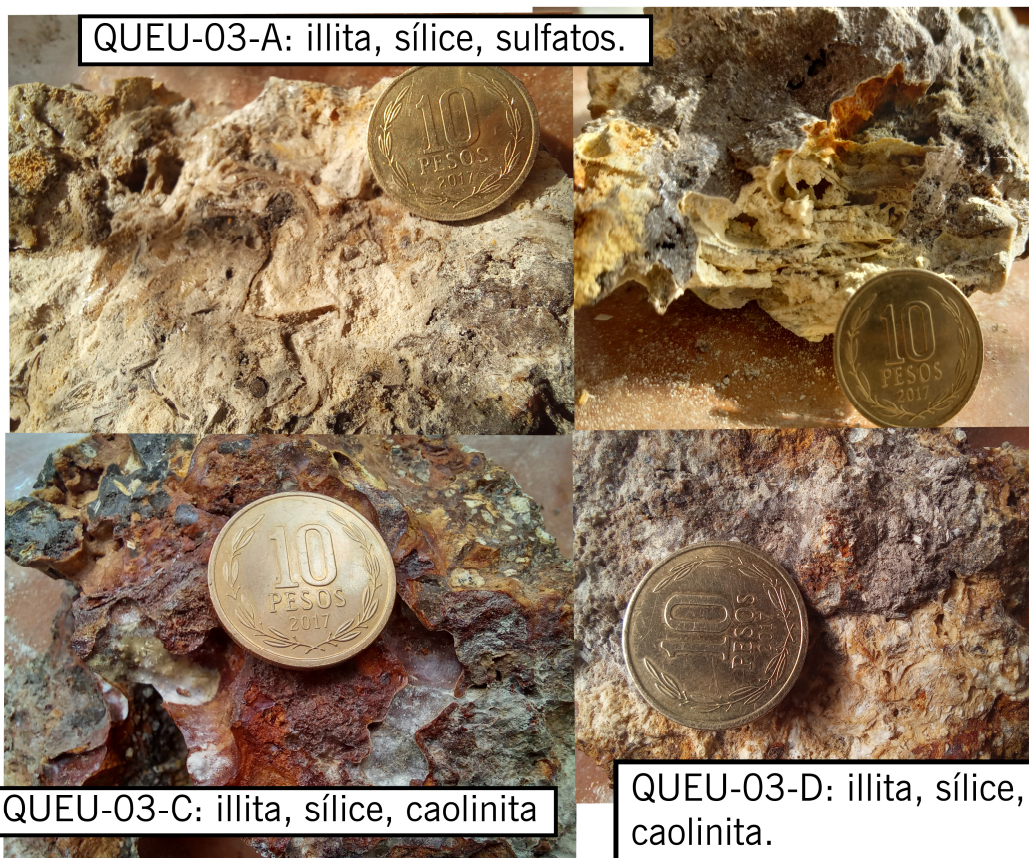


Figura 23. Recopilación fotográfica de las muestras de mano de alteración argílica en el BNP.

## DRX roca total: argílica BNP

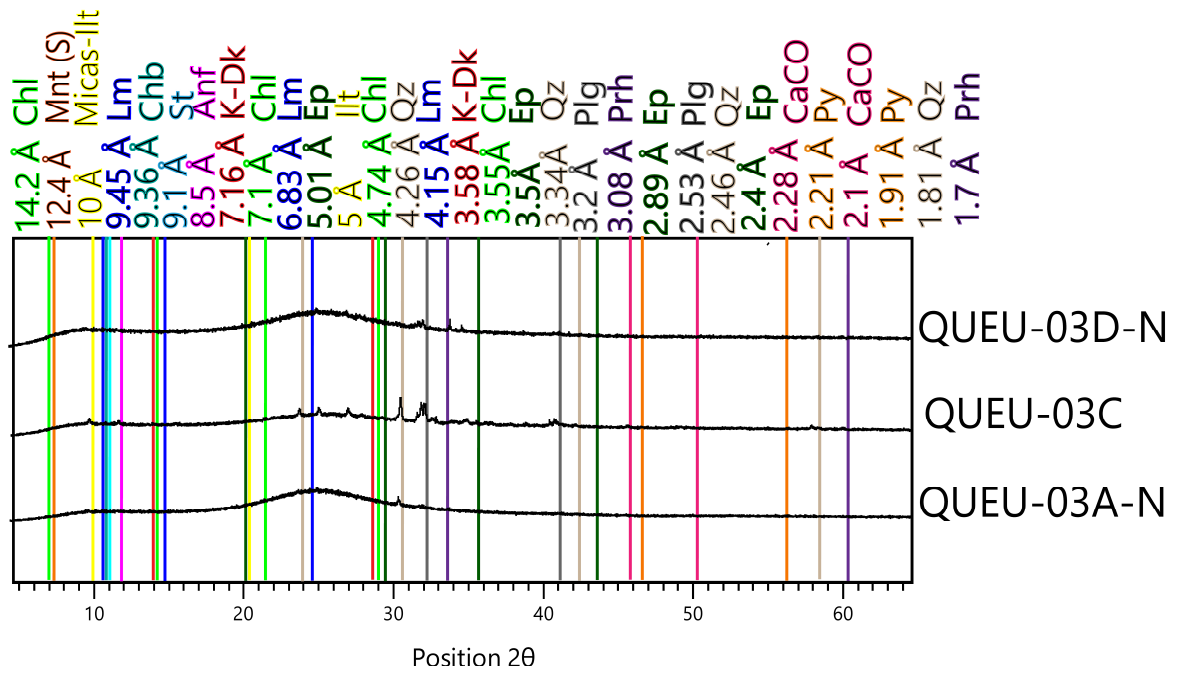


Figura 24. Difractogramas de roca total de alteración argílica en BNP.

## Difractogramas fracción arcilla muestra QUEU-03

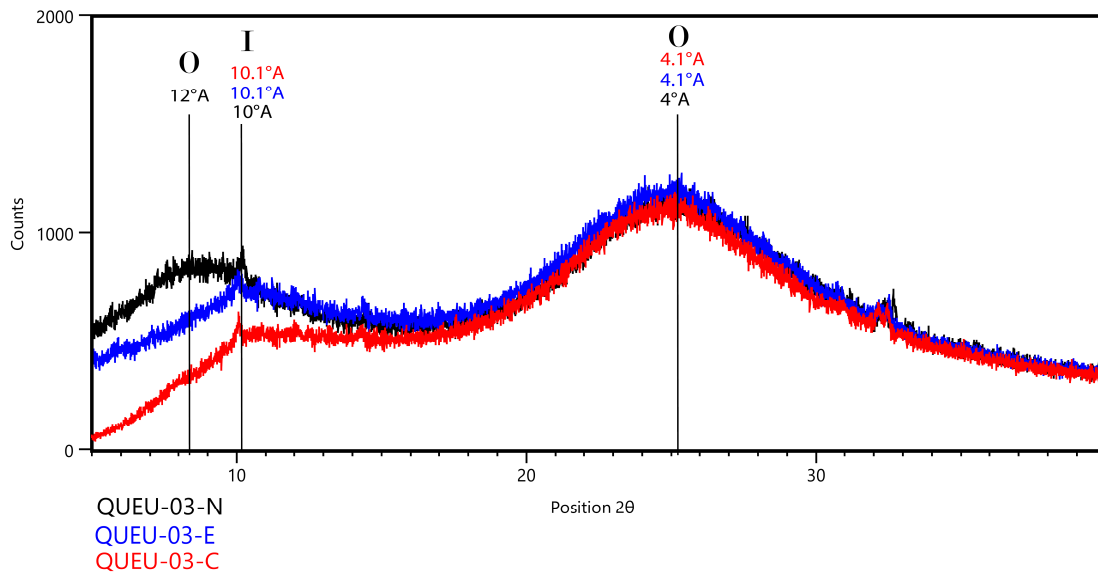


Figura 25. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra QUEU-03.

### 5.1.2. Formación Traiguén

Asociación mineral 1: clorita, epidota, carbonatos, illita-esmectita, estilbita. Según la clasificación de Corbett & Leach, (1998) se divide en dos principales alteraciones. Una propilítica y otra sub-propilítica.

Asociación mineral 2: micas, pirita, cuarzo. Clorita, epidota. Según la clasificación de Corbett & Leach, (1998) corresponde a un alteración filica.

Ambas asociaciones conviven en la formación de forma homogénea. No se distinguen zonas de distribución. En toda la formación la fracción arcilla muestra la presencia de minerales inestratificados de illita-esmectita.



Figura 26. Recopilación fotográfica de las muestras de mano de la Formación Traiguén.

## DRX roca total: porpilitica/fílica F. Traiguén

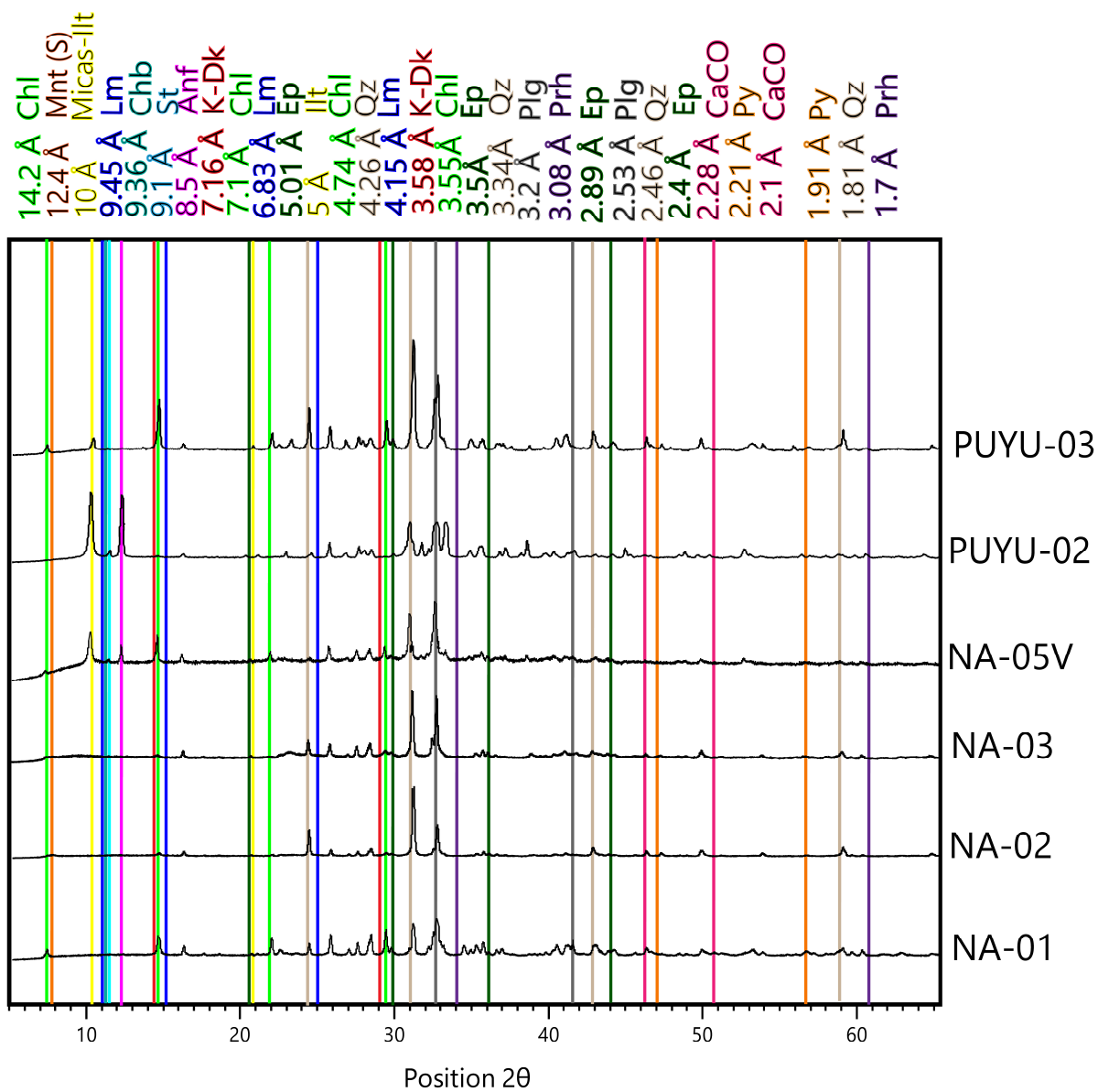


Figura 27. Difractogramas de roca total de alteracion propilitica y fílica de la Formacio Traiguén.



Difractogramas fracción arcilla muestra NA-03

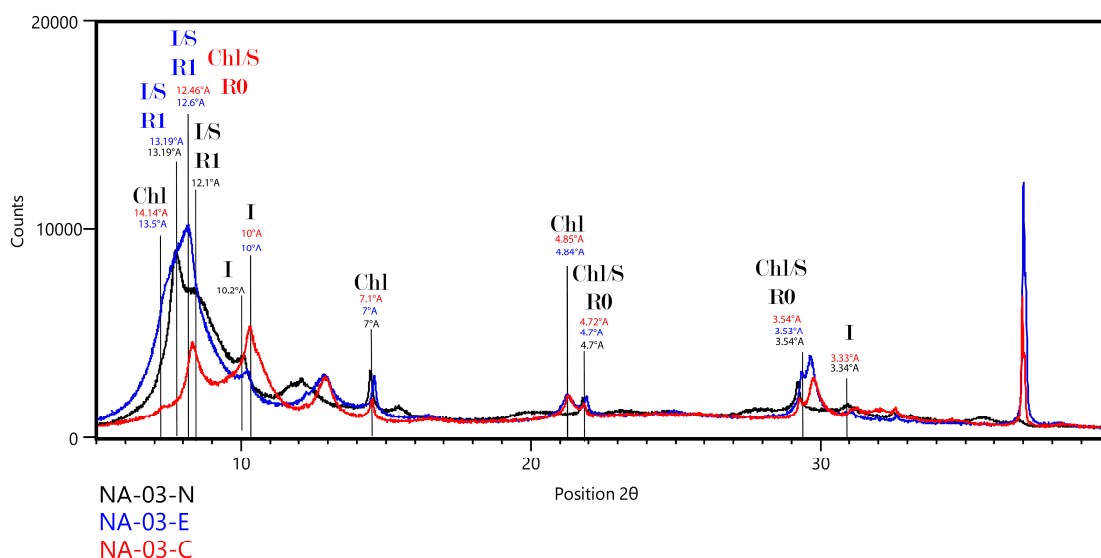


Figura 28. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal N/(AD), etilenglicol E/(EG), y calentado C/(HT) de la muestra NA-03.

Difractogramas fracción arcilla muestra PUYU-02

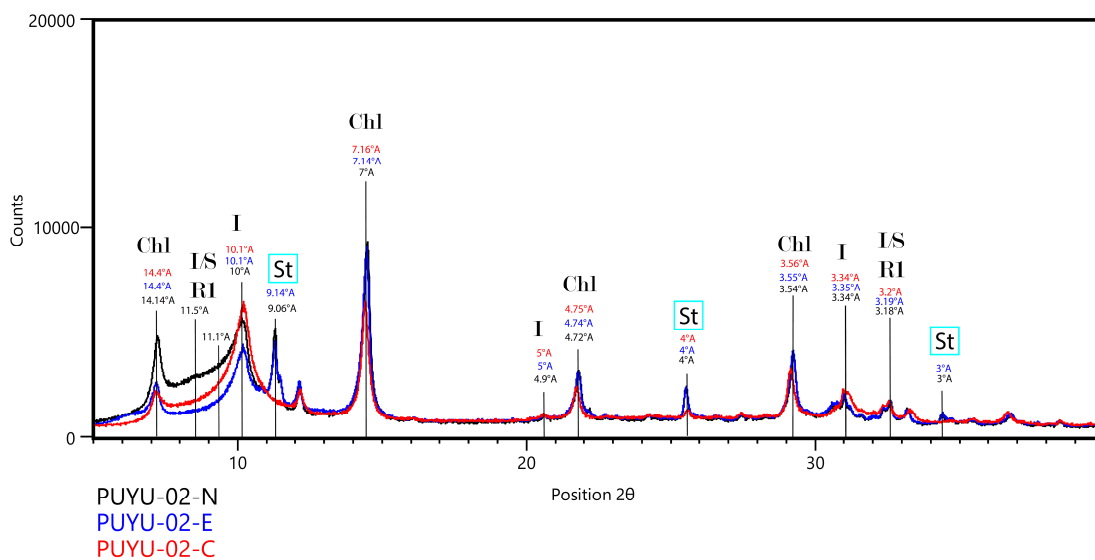


Figura 29. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra PUYU-02.

### 5.1.3. Grupo Volcánico Puyuhuapi

Asociación mineral 1: Zeolitas tales como estilbita, chabasita, laumontita se presentan principalmente relleno de amígdalas, aunque también se presentan de forma diseminada en las lavas. Además se presentan vetas con minerales de clorita, carbonatos, zeolitas y capas interestratificadas de illita-esmectita. Según la clasificación de Corbett & Leach, (1998) se clasifica como una alteración sub-propilítica.

Asociación mineral 2: caolinita, presente principalmente en el cemento de las brechas de las muestras EE-02 y E-05 (Fig. 30). Según la clasificación de Corbett & Leach, (1998) se clasifica como argílica.

Los difractogramas de arcilla muestran capas interestratificadas de illita-esmectita y clorita-esmectita.



Figura 30. Recopilación fotográfica de muestras de mano de las lavas del Grupo Volcánico Puyuhuapi.

## DRX roca total: sub-propilítica/argílica GVP

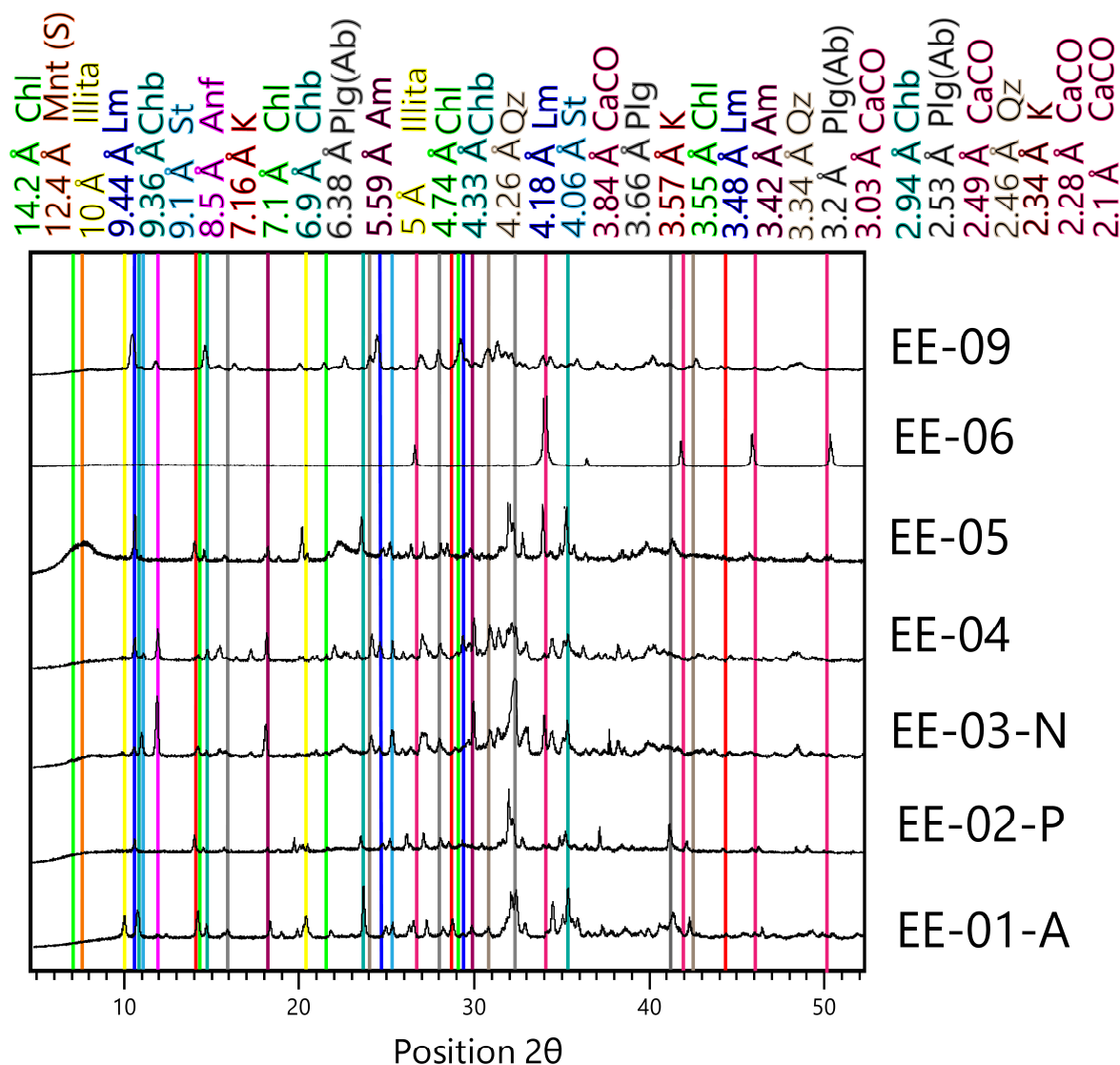


Figura 31. Difractogramas de roca total de alteracion sub-propilitica y argilica en el Grupo Volcánico Piuyuhuapi.

Difractogramas fracción arcilla muestra EE-01

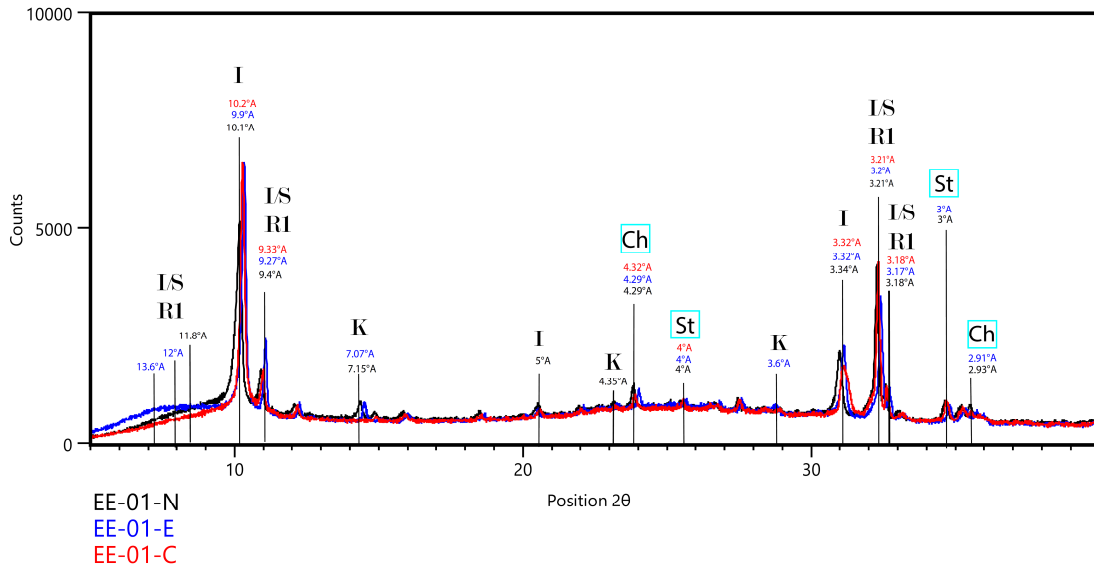


Figura 32. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra EE-01.

Difractogramas fracción arcilla muestra EE-03

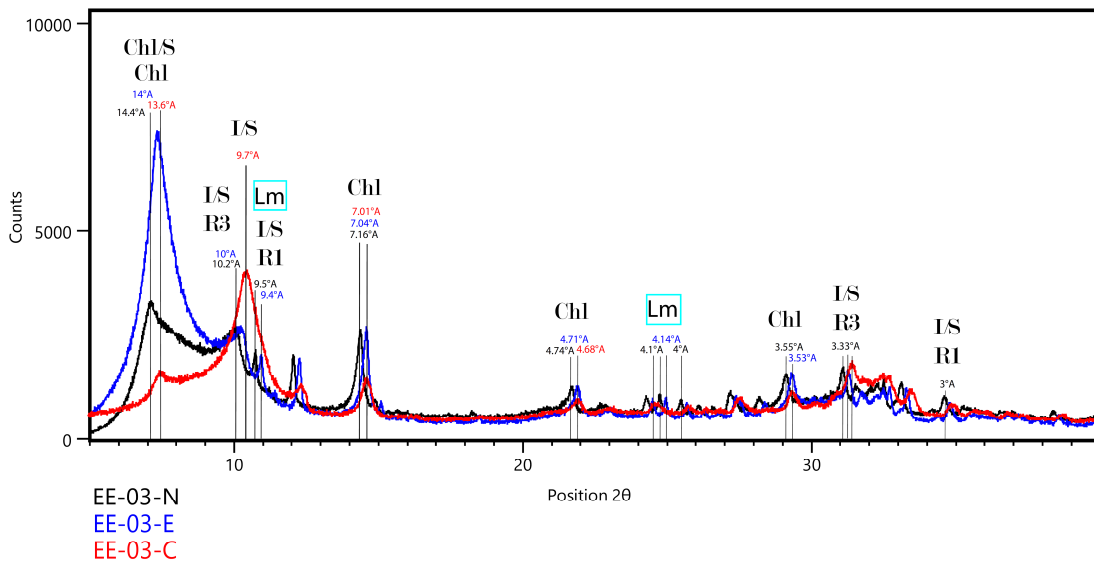


Figura 33. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra EE-03.

Difractogramas fracción arcilla muestra EE-04

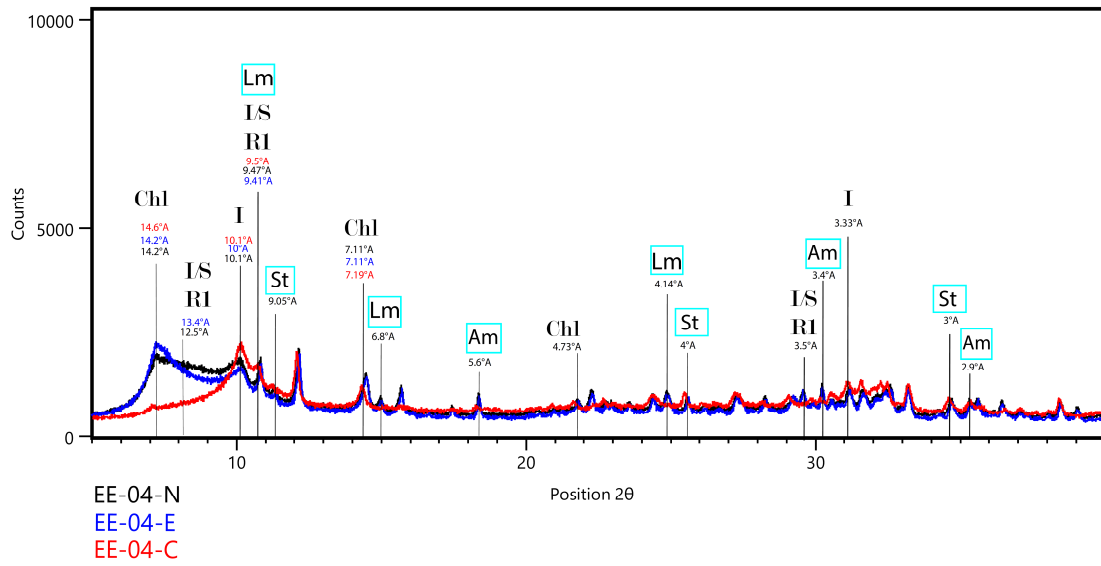


Figura 34. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C) de la muestra EE-04.

Difractogramas fracción arcilla muestra EE-09

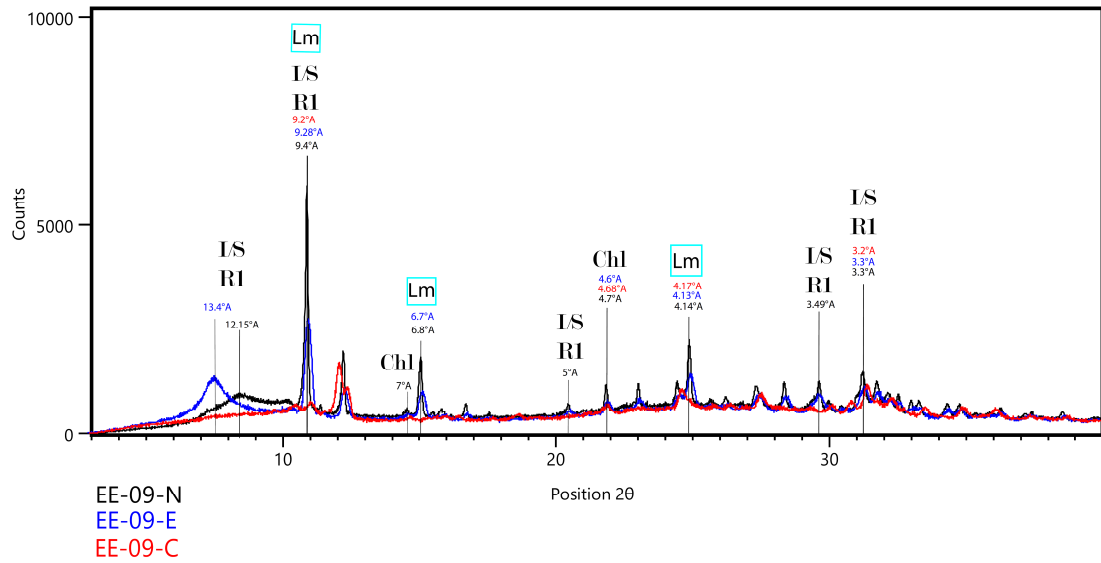


Figura 35. Difractogramas de fracción arcilla en experimentos normal (N), etilenglicol (E), y calentado (C).

## 6. Discusión

### 6.1. Certeza de la metodología y resultados

La obtención de resultados por medio difracción de rayos X en roca total es un método confiable pero que tiene cabida a error. Esto por la cantidad de peaks que se obtienen, pueden perderse ciertos datos e incluso pueden ser confundidos sus peaks con los de otras especies minerales con las cuales compartan similitudes en su estructura cristalina, como es el caso, por ejemplo, de la caolinita y la clorita en su peak 7Å. Además, la fuente de datos utilizada Crystallography Open Database tiene varias opciones para un solo mineral y los patrones disponibles no calzan siempre al 100% con el difractograma de la muestra. Finalmente, considerando el gran volumen de datos, que incluye de 101 difractogramas, es posible que se pasen por alto mineralogías que no son evidentes.

Por otro lado, los difractogramas asociados a la difracción de rayos X en fracción de arcillas poseen menos peaks, lo cual hace el análisis más sencillo y acotado disminuyendo así la posibilidad identificar una mineralogía incorrecta o pasar peaks por alto. Además, se reconocieron las especies minerales con una sola base de datos correspondiente a Moore & Reynolds (1989), lo cual descarta incongruencias en los resultados.

No obstante, la preparación de muestras fue desarrollada bajo altos estándares por lo que se descarta contaminación.

### 6.2. Alteraciones del área de estudio

Las alteraciones se determinaron a partir de las asociaciones minerales identificadas y su correspondencia mineral con la clasificación de Corbett & Leach, (1998). A continuación, se muestran mapas de las alteraciones identificadas y los minerales que conforman estas y su distribución en el área de estudio.

Alteración sub-propilítica: caracterizada en el área de estudio por clorita, carbonatos, illita-esmectita y zeolitas tales como estilbita, chabasita, laumontita, analcima, mordenita. Asociada con temperaturas de entre 50°C-220°C, pH neutro a alcalino. Presente en todas las unidades geológicas del área de estudio, y a lo largo de todo el Fiordo Puyuhuapi.(Fig. 37)

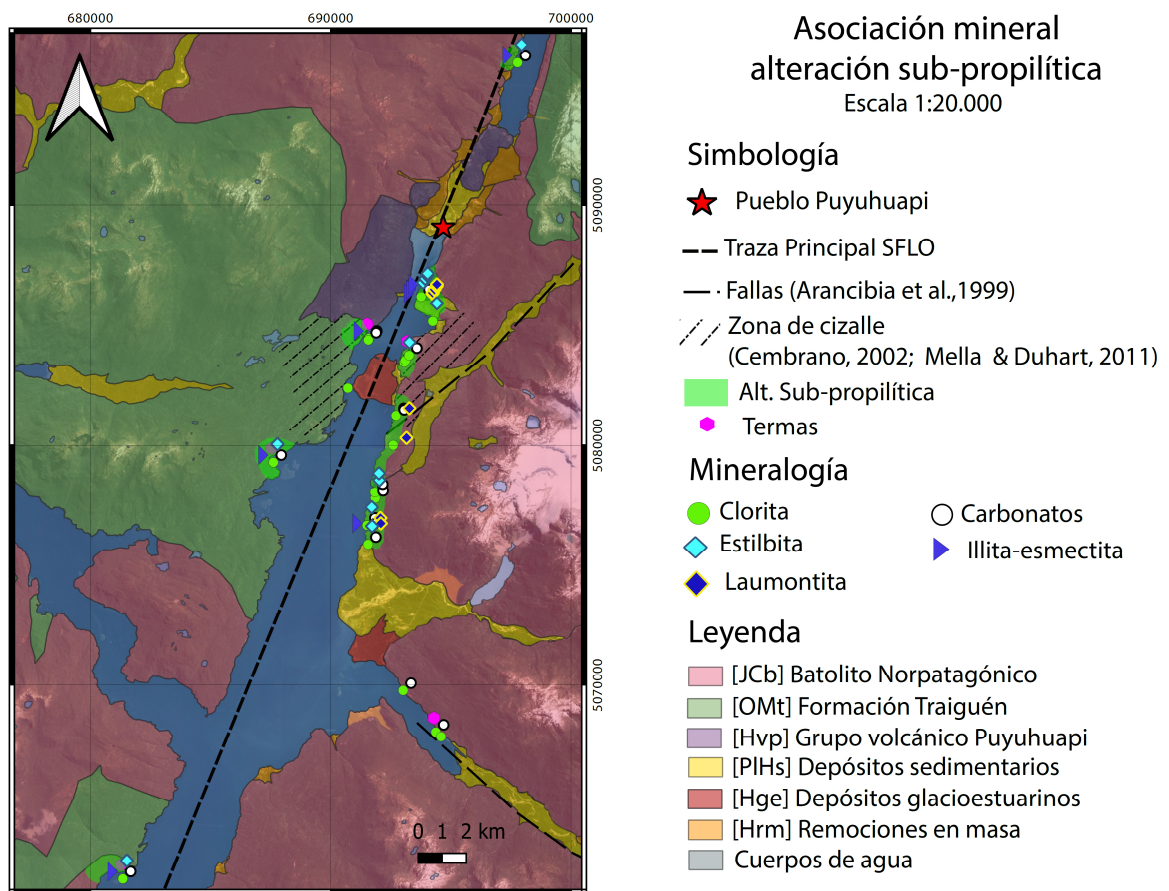


Figura 36. Alteración sub-propilítica dentro del área de estudio y su asociación mineral correspondiente. SCG: WGS 1984 18S. Escala 1:20.000.

Alteración Propilítica : caracterizada en el área de estudio por clorita, carbonatos, illita y epidota. Asociada con temperaturas de entre 200°C- 300°C, pH neutro a alcalino. Presente en el Batolito Norpatagónico y la Formación Traiguén. (Fig.38)

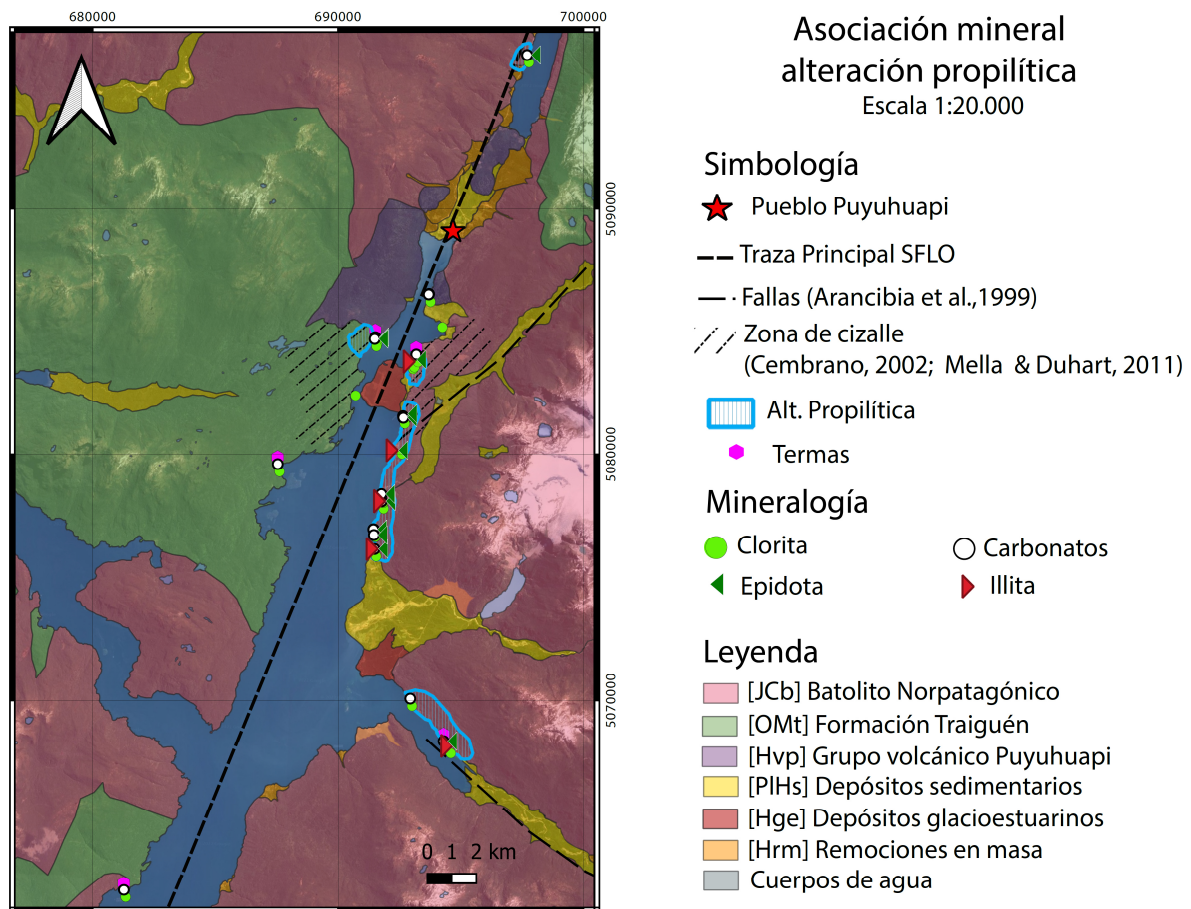


Figura 37. Alteración propilítica dentro del área de estudio y su asociación mineral correspondiente. SCG: WGS 1984 18S. Escala 1:20.000.

Alteración fílica: caracterizada en el área de estudio por micas blancas, cuarzo, pirita y clorita y carbonatos. Asociada con temperaturas de entre 200°C- 300°C, pH neutro. Presente en el Batolito Norpatagónico y la Formación Traiguén. (Fig. 39)



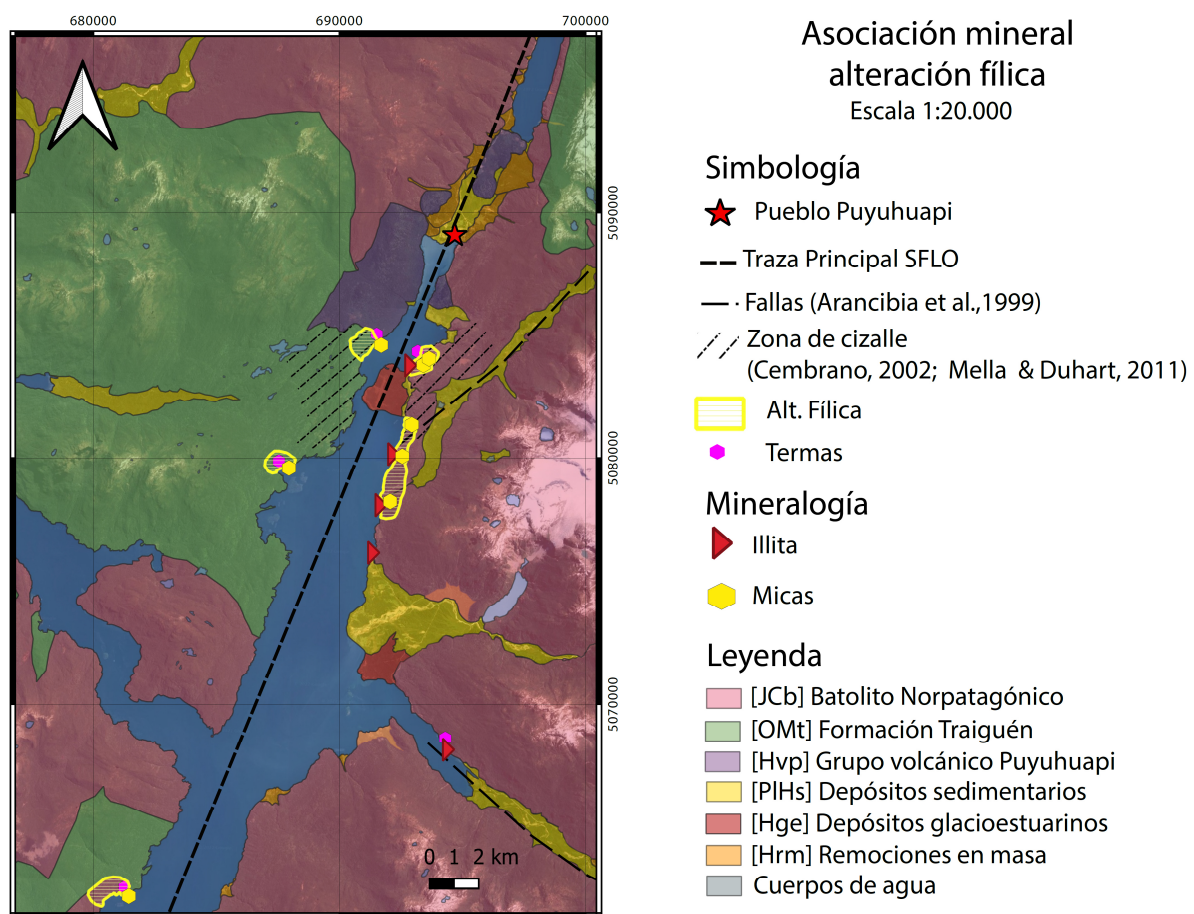


Figura 38. Alteración filica dentro del área de estudio y su asociación mineral correspondiente. SCG: WGS 1984 18S. Escala 1:20.000.

Alteración argílica: caracterizada en el área de estudio por caolinita y capas interestratificadas de illita-esmectita, carbonatos. para el caso de las lavas del Grupo Volcánico Puyuhuapi. Asociada con temperaturas de un rango amplio entre 50°C-250°C, pH ácido entre 4 y 5.

Argílica avanzada: para el Batolito Norpatagónico, en donde se presenta una alteración hidrolítica intensa, caracterizada por illita, sílice amorfa, cuarzo oqueroso, ópalo y en menor medida sulfuros. Asociada con la presencia de ópalo con una temperatura entre 30°C-100°C (Turiel et al., 2008) y pH menor a 4. La illita más el cuarzo oqueroso corresponderían a una transición a una alteración argílica. (Fig.40)

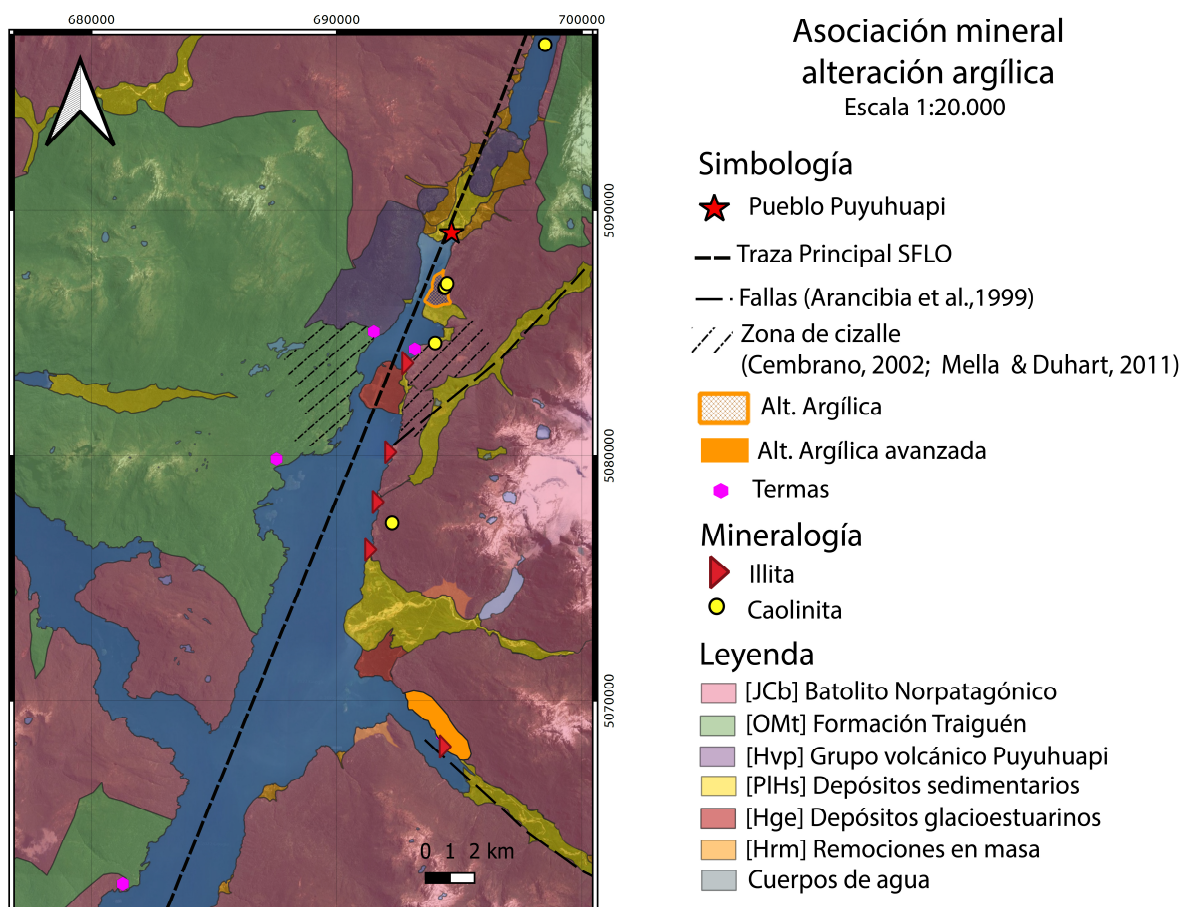


Figura 39. Alteración argílica dentro del área de estudio y su asociación mineral correspondiente. SCG: WGS 1984 18S. Escala 1:20.000.

### 6.3. Edad relativa de las alteraciones

Para determinar la temporalidad relativa de los eventos de alteración pertenecientes al Batolito se utilizaron las edades de termocronología en datación radiométrica indicadas en el marco geológico y los datos de temperatura de cierre de cada sistema, los cuales corresponden a; (U-Th)/He 75°C en apatito (Ehlers et al., 2002), traza de fisión de Apatito (TFA) 100°C (Ehlers et al., 2002; Makshev et al., 2003; Reiners et al., 2017.), 40Ar/39Ar para biotita 300°C, (Kurts et al., 1997; Hanes, 1991), (Hora et al. 2010), 40Ar/39Ar para hornblenda 500°C (Kurts et al., 1997; Hanes, 1991), traza fisión de zircón 240°C (Bernet et al., 2009).

La lógica tras estos sistemas de isótopos termocronológicos es que, una vez alcanzada la temperatura de cierre, el sistema no traspasa esa temperatura. Por lo que de existir en esa zona una temperatura mayor que la temperatura de cierre, esta será más antigua a la edad datada.

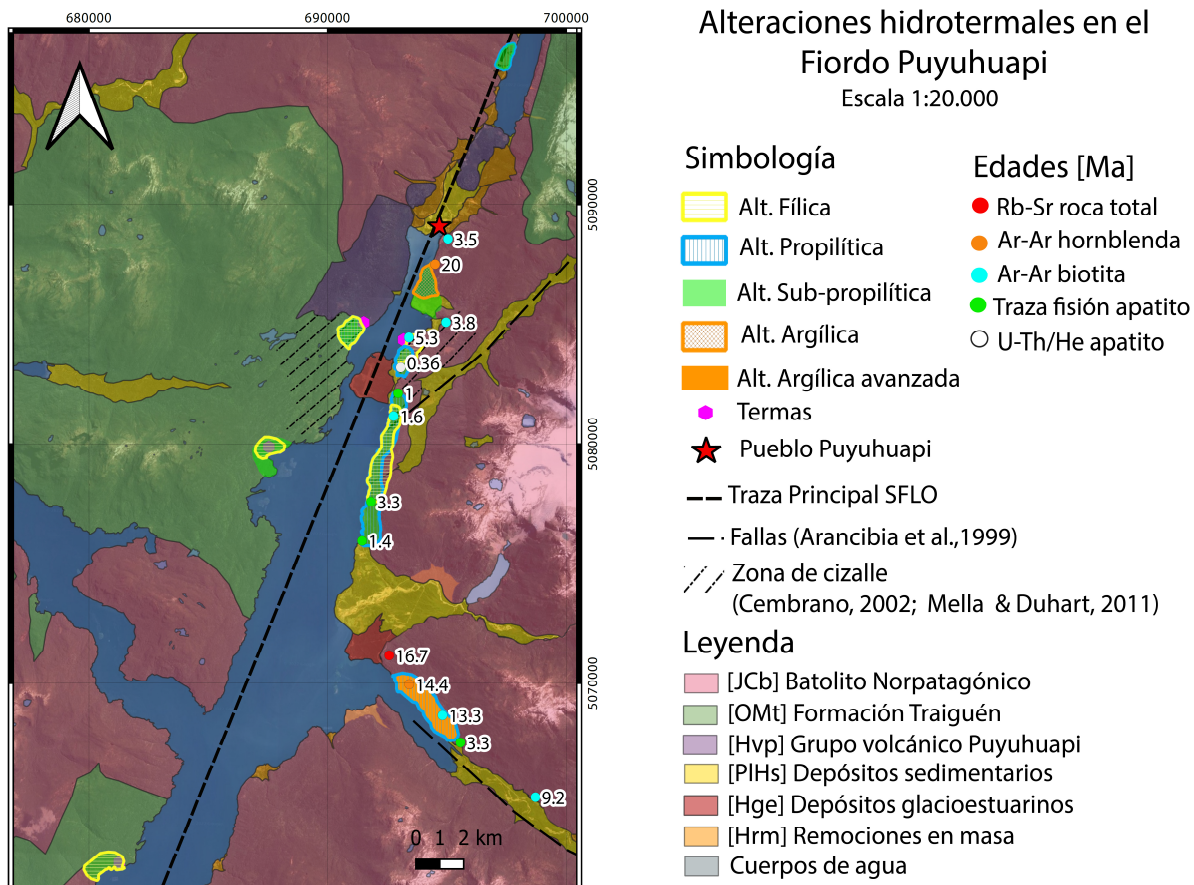


Figura 40 Alteraciones dentro del área de estudio edades termocronológicas. SCG: WGS 1984 18S. Escala 1:20.000.

DATACIÓN EN BNP	Edad [Ma]	Tc	Interpretación
Rb-Sr en roca total	16.7	>500°C	Emplazamiento del batolito
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar en hornblenda	20 - 14.4	500°C	Emplazamiento del batolito
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar en biotita	13.3 - 9.2	300°C	Deformación al sur del BNP, asociada a la Falla del Río Queulat
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar en biotita	5.3 - 3.8	300°C	Deformación al norte del BNP, asociada a la zona de cizalle dúctil
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar en biotita	1.6	300°C	Deformación colindante a la Falla Río Ventisquero. (Falla posterior a 1.6 Ma)
Traza Fisión Apatito	3.3	100°C	Deformación al sur del BNP
Traza Fisión Apatito	1	100°C	Deformación al norte del BNP
U-Th/He en apatito	0.36	75°C	Deformación al norte del BNP, sobrepuesta a zona de cizalle dúctil.

Tabla 4. Edades radiométricas en diferentes sistemas termocronológicos, sus temperaturas de cierre y su interpretación.

Tomando en consideración las dataciones radiométricas se puede inferir con respecto a las alteraciones hidrotermales detectadas en el Batolito Norpatagónico que:

- La alteración propilítica (200°C-300°C) se habría formado desde los 13.3 Ma hasta los 3.3 Ma en el sector sur del Fiordo Puyuhuapi.
- La alteración fílica y propilítica (200°C-300°C) en el sector norte del área del Fiordo Puyuhuapi se habría formado entre los 5.3 Ma y 3.8 Ma, e incluso pudiendo llegar a edades de formación de hace 1.6 Ma en el área colindante con la Falla del Río Ventisquero.
- La alteración sub-propilítica (50°C-200°C) se habría formado desde los 3.8 Ma en adelante en la zona norte del batolito y después de los 1.6 Ma cerca de la falla del Río Ventisquero. Es posible que en esta alteración la estilbita se haya depositado incluso hace 0.36 Ma.
- La alteración argílica (200°-300°C) del Batolito Norpatagónico caracterizada por la presencia de illita y cuarzo residual u oqueroso puede ser acotada a edades entre 9.2 Ma- 3.3 Ma
- La alteración argílica avanzada (30°C-100°C) del Batolito Norpatagónico caracterizada por ópalo puede ser acotada posterior a la edad de 3.3 Ma.

Considerando que las lavas del Grupo Volcánico Puyuhuapi son generadas por eventos de edades Holocenas post glaciares, sus alteraciones pueden ser acotadas a edades posteriores o coetáneas a su depositación a los 10.000 años

La Formación Traiguén no presenta edades datadas por sistemas de termocronología.

## 6.4. Procesos formadores de alteraciones

A continuación, se indican propuestos de los procesos que formaron las alteraciones hidrotermales en el área de estudio. Estas interpretaciones se sustentan por lo recopilado en el marco geológico, lo observado en terreno y las muestras de mano, y por último en las condiciones de formación geológicas indicadas por la clasificación de Corbett & Leach, (1998).

La alteración propilítica en la Formación Traiguén (200°C-300°C) podría estar asociada con los procesos de metamorfismo de facies esquistos verdes y anfibolita observados en la formación Traiguén generado por la intrusión de plutones miocénicos (24 Ma-5 Ma). (Encinas et al., 2016; Hervé, et al., 1994).

La alteración propilítica del Batolito Norpatagónico (13.3 Ma- 1.6Ma) (200°C-300°C) podría estar relacionada a una deformación frágil parte de la zona de cizalle descrita por Cembrano, (2002) y Arancibia et al., (1999), estando así representada por las vetas con estrías de falla [GE-06B, IE-01, JE-03, JE-04] en planos expuestos con un rumbo N-NE manteniendo hacia el oeste, similar al de la traza principal del SFLO. No obstante, luego en menor presión cohabitaría con una zona de falla representado por cataclasitas con esta misma alteración [IE-04]

La alteración fílica del Batolito Norpatagónico (5.3 Ma-3.8Ma) (200°C-300°C) se presenta en una menor área que la propilítica encontrándose asociada a diaclasas y fracturas. Se infiere que el origen de esta alteración es debido a flujos hidrotermales de menor pH que la alteración propilítica dominante en el área, los cuales fluyeron de igual manera por estructuras, pero en este caso de menor escala.

La alteración argílica avanzada del Batolito Norpatagónico (posterior a 3.3 Ma) (30°C-100°C) se interpreta como una alteración posterior a la propilítica, generada por un fluido más ácido, frío y localizado. Cabe destacar su asociación espacial con la falla del Río Queulat. No se presentan en esta tesis argumentos para relacionar este evento con la falla, pero se deja propuesto.

La alteración sub-propilítica (50°C-220°C) se presenta en todas las unidades geológicas del área de estudio, esta presenta una diferencia composicional con respecto a cada lado del Fiordo Puyuhuapi. La alteración en el lado este del fiordo, presentan en su alteración laumontita, alcanzando así temperaturas hasta los 220°C. Por el contrario, en el lado oeste solo se encontró estilbita, marcando con ello temperaturas hasta 130°C para esta alteración.

Esta diferencia de temperatura tiene características similares a lo observado en la química de aguas termales descrita en el marco geológico. Mostrando temperaturas

menores en la ladera oeste del fiordo (Puyuhuapi, Magdalena y Nahuelquín; 111°C-126°C y 150°C) y mayores en la ladera Ventisquero y Queulat; 172°C), este (según los geotermómetros de sílice Negri et al., 2018).

Tomando en cuenta esta similitud se infiere que los eventos sub-propilíticos mencionados podría tener relación con el sistema hidrotermal actual, y que concentraría las mayores temperaturas en la ladera Este del fiordo. Además, esta teoría, concordaría con la edad posterior de 3.3 Ma inferida anteriormente.

Se propone que esta diferencia de temperatura entre ambas laderas, tanto en el sistema hidrotermal como en su consecuente alteración sub-propilítica, puede ser debido a que en la ladera oeste hay una concentración mayor de eventos sísmicos asociados a generación de fracturas (Pérez-Estay et al., 2020). Y que estas fracturas podrían funcionar como canales que permitan el paso de fluidos, tanto hidrotermales, como de recarga.

Esto tendría sentido con el menor tiempo de residencia de los fluidos de 600 años en la ladera oeste en comparación con los 13.000 años de la ladera este y con la evidencia de proporciones de Na/Cl que indica un origen de componente marino en de las aguas termales de la ladera oeste. (CEGA,2021)

Por otro lado, la ladera Este tendría menor concentración de estructuras lo que permitiría que los fluidos tuvieran tiempo de residencia mayores (13.000 años), menos recarga superficial, y pudieran conservar más calor, lo cual concuerda con el aporte de CO<sub>2</sub> profundo datado (Negri, 2017) y con las temperaturas mayores para esta alteración marcadas por la laumontita.

Por todo lo expuesto anteriormente se propone que la variación de temperatura en el sistema hidrotermal y su alteración podría deberse a una diferencia en los procesos de recarga de los acuíferos del sistema.

Finalmente, correspondiente a la unidad del Grupo Volcánico Puyuhuapi. Se interpreta que la alteración sub-propilítica en forma de zeolitas presentes de manera masiva y rellenando vesículas dentro de las lavas y la alteración argílica presente en la matriz de las lavas brechadas corresponden a eventos relativamente coetáneos con el ascenso y emplazamiento de estas lavas, respectivamente.

Es probable que, al momento del ascenso del magma por la corteza, se formaran vesículas por la liberación de volátiles y que en este mismo proceso de ascenso fluidos calco-alcalinos las rellenaran.

Posteriormente cuando la lava ya estuvo en superficie, por diferencia de pendientes esta al emplazarse se autobrechó, dejando así espacios menos resistentes en donde fluidos ácidos ( $\text{pH} < 4$ ) se aprovecharon depositando caolinita.

Se infiere que la alteración argílica fue posterior a la alteración de zeolitas ya que las brechas con matriz de caolinita e illita-esmectita presentan clastos de lavas con amígdalas rellenas con zeolitas tales como estilbita y laumontita. Además, se descarta la posibilidad de una brecha de origen hidrotermal porque las lavas nunca han estado en profundidad desde su emplazamiento, por lo que la presión de fluido no alcanzaría a ser suficiente para generar esa textura brechosa. Además, no se observa la alteración argílica en ninguna veta de la unidad.

Posterior a estos eventos de alteración coetáneos con el emplazamiento se formarían las vetas observadas de clorita, calcita y zeolitas. Con respecto a estas alta información para definir un origen geológico por lo que se deja propuesto su estudio.

## 6.5. Propuesto

Dentro de la zona de estudio la unidad geológica más joven corresponde a las lavas del Grupo volcánico Puyuhuapi. Estas presentan alteraciones coetáneas a su emplazamiento, pero además vetas que son posteriores a este. Estas vetas corresponderían a la alteración más joven, de lo que se tiene seguridad en este estudio, del Fiordo Puyuhuapi.

Por otra parte, como se mencionó en el análisis de la alteración sub-propilítica, el lado este del Fiordo Puyuhuapi tiene mayor temperatura en la alteración misma y en las aguas termales, por lo que un lugar más apto para la exploración geotérmica sería este lado del fiordo. Esto, sumado a la evidencia de alteración sub-propilítica en vetas de clorita dentro de las lavas hace estas un punto de control óptimo para el estudio geotérmico de la zona de estudio.

Se propone un estudio con geotermometría de cloritas en las muestras EE-03, EE-04 y EE-07 para definir su temperatura de formación y entender con ello su contexto de formación y descubrir si se trata de un sistema hidrotermal activo que se expresa en vetas que intruyen esta unidad en superficie.



## 7. Conclusión

Después del estudio de difracción de rayos X de 101 muestras de roca total y las 42 de fracción arcilla, se puede concluir que la cantidad de muestras utilizadas en este estudio fue más de la necesaria para poder haber llegado a resultados concluyentes. Varios de los difractogramas resultaban repetitivos dentro de los cuadrantes. Debido a la extensa base de datos los minerales que fueron finalmente utilizados para definir las alteraciones correspondieron a los que se repetían con mayor frecuencia y podían constituir asociaciones minerales notorias dentro del área de estudio.

De manera general la alteración identificada más extendida en la zona de estudio corresponde a la alteración sub-propilítica que se distribuye en todas las unidades del área de estudio. Además de estar presentes las alteraciones propilítica, filica, argílica y argílica avanzada en distintos puntos del Fiordo Puyuhuapi.

La alteración sub-propilítica fue caracterizada mineralmente en este estudio por clorita, carbonatos, illita-esmectita y zeolitas tales como estilbita, chabasita, laumontita, analcima, mordenita. Asociada con temperaturas de entre 50°C-220°C y un pH neutro a alcalino. Se estimó a partir de termocronología de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita y Traza de Fisión en apatito que se habría formado desde los 3.8 Ma en adelante en la zona norte del Batolito Norpatagónico y después de los 1.6 Ma cerca de la falla del Río Ventisquero. Siendo posible que la estilbita se haya depositado incluso hace 0.36 Ma.

Esta alteración presenta una diferencia en su temperatura con respecto a cada lado del fiordo; mostrando temperaturas de hasta 220°C para el lado este, en comparación de la temperatura de 130°C del lado oeste. Esta variación presenta similitud con las temperaturas de las aguas termales del área de estudio que alcanzan, de igual forma, mayor temperatura en el lado este (Negri et al., 2018). Esta diferencia, tanto en la alteración como en las aguas termales, se interpreta como resultado de una mayor concentración de fracturas en el lado oeste del Fiordo Puyuhuapi (Pérez-Estay et al., 2020). Se propone que esta diferencia de concentración de fracturas tendría como consecuencia una mayor recarga en el acuífero del lado oeste, y por ende un menor mantenimiento de la temperatura en el sistema hidrotermal profundo. Esta teoría concuerda con los datos de mayor tiempos de residencia y aporte de  $\text{CO}_2$  profundo del lado este (Negri, 2017).

La alteración propilítica fue caracterizada por los minerales de clorita, carbonatos, illita y epidota. Asociada con temperaturas de entre 200°C- 300°C, pH neutro a alcalino. Presente en el Batolito Norpatagónico en murallones de hasta 10 metros y en la Formación Traiguén. Se estimó a partir de termocronología de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita edades de más antiguas hacia el sur del Fiordo Puyuhuapi alcanzando edades de alteración desde los 13.3 Ma y más jóvenes al norte con edades hasta 1.6 Ma. Se interpreta que está relacionada a una deformación frágil, estando representada por

vetas con estrías de falla y por cataclasitas. Por otro lado, en la Formación Traiguén se asocia con los eventos metamórficos del Mioceno descritos por Hervé et al., (1994).

La alteración filica es caracterizada por micas blancas, cuarzo, pirita y clorita y carbonatos. Asociada con temperaturas de entre 200°C- 300°C, pH neutro. Presente en el Batolito Norpatagónico y la Formación Traiguén. Se interpreta como coetánea con la alteración propilítica, pero generada a diferencia de esta, por fluidos de menor pH y más localizados. Esto inferido porque se presenta solo en pequeños sectores de diaclasas y fracturas, a diferencia de la propilítica que dominaba con mayor extensión y en murallas de hasta 10 metros dentro del Batolito Norpatagónico.

La alteración argílica avanzada es caracterizada por illita, sílice amorfa y ópalo. Asociada con temperaturas de entre 30°C-100°C y pH<4. Presente solo en el Batolito Norpatagónico. Se infiere a partir de termocronología de Traza Fisión Apatito que es posterior a 3.3 Ma y a la alteración propilítica. Es generada de manera localizada en el área de la Falla del Río Queulat.

Finalmente, dentro de las lavas holocenas del Grupo Volcánico Puyuhuapi, se identificó una alteración sub-propilítica (50°C-220°C) caracterizada por zeolitas en la masa fundamental y amígdalas. Y una alteración argílica (pH 4-5) presente en la matriz de brechas pertenecientes a esta unidad caracterizada por caolinita y capas interestratificadas de illita-esmectita y carbonatos. Se infiere que los eventos se generaron durante el ascenso de estas lavas por la corteza y su emplazamiento en la superficie, respectivamente. Posterior a estas alteraciones ocurren vetas de clorita, carbonatos y zeolitas, las cuales pueden ser indicadores de un sistema hidrotermal actual.

Considerando que estas vetas corresponden a una alteración sub-propilítica posterior a 10.000 años, y que el lado este del Fiordo Puyuhuapi concentra las mayores temperaturas de esta alteración y las surgencias termales. Se propone un futuro estudio de termometría de cloritas en las vetas de este mineral para determinar su temperatura de formación y si se trata de un sistema hidrotermal activo.

Se concluye después de describir cualitativamente las alteraciones hidrotermales presentes en el área de estudio, que la hipótesis inicial se cumple y que existe alteraciones hidrotermales de diferentes temperatura y edad de formación. Que además darían cuenta de un sistema hidrotermal extinto y de un posible sistema hidrotermal actual.

# Bibliografía

Aguirre, L., Dominguez-Bella, S., Morata, D., Wittke, O. (1998). An occurrence of tobermorite in tertiary basalts from Patagonia, Chile. *The Canadian Mineralogist*, 36(4), 1149-1156.

Allende, K. (2017). Procesos hidrogeoquímicos en aguas termales del fiordo Puyuhuapi, XI Región de Aysén. Universidad de Chile.

Arancibia, G., Cembrano, J., Lavenu, A. (1999). Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile*, 26(1), 3–22. <https://doi.org/10.4067/S0716-02081999000100001>.

Bernet, M. (2009). A field-based estimate of the zircon fission-track closure temperature. *Chemical Geology*, 259(3-4), 181–189. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.10.043  
10.1016/j.chemgeo.2008.10.043.

Bish and Post (1989). Metodología de preparación de muestras para DRX.

Cembrano, J., Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review *Tectonophysics*, 471(1–2), 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354(3-4), 289-314.

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

Day-Stirrat, R.J., Dutton, S.P., Milliken, K.L., Loucks, R.G., Aplin, A.C., Hillier, S., Van der Pluijm, B.A. (2010) Fabric anisotropy induced by primary depositional variations in the silt: clay ratio in two fine-grained slope fan complexes: Texas Gulf Coast and northern North Sea. *Sedimentary Geology*, 226, 42–53.

Ehlers, T. A., Farley, K. A. (2003). Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1-2), 1-14. doi:10.1016/s0012-821x(02)01069-5.

Encinas, A., Folguera, A., Oliveros, V., De Girolamo Del Mauro, L., Tapia, F., Rizzo, R., Hervé, F., Finger, K.L., Valencia, V.A., Gianni, G., Álvarez, O. (2016). Late Oligocene–Early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile: implications on the tectonic development of the North Patagonian Andes. *Geological Society of America Bulletin* 128 (5/6), 807–823

Espinoza, W., Fuenzalida, R., (1971). *Geología de las Hojas Isla Riveros, Puerto Aisén y Balmaceda, entre los paralelos 45 y 46° Lat- Sur* (Inédito), Instituto de Investigaciones Geológicas-Corporación de Fomento de la Producción, 54p. Santiago.

Fournier, R.O., (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics* 5, 41–50.

Fournier, R.O., Potter, R.W., (1982). Revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Bull., Geotherm. Resour. Counc. (Davis, Calif.); (United States)* 11.

Fuenzalida, R., Etchart, H. (1975). *Geología del territorio de Aysén comprendido entre los 43°45' y los 45 latitud Sur*. Inst. Invest. Geol., Santiago, Chile, 99.

Hanes, J.A. (1991). K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology; methods and application. In *Applications of radiogenic isotope systems to problems in geology* (Heaman, L.; Ludden, J.N.; editor). *Short Course Handbodtc.*, Vol. 19, p. 27-57.

Hervé, F. (1994). The southern Andes between 39 and 44 S latitude: The geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 243-248). Springer, Berlin, Heidelberg. doi:10.1007/978-3-642-77353-2\_17.

Hervé, F. (1988). Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes Journal of International Geoscience*, 11(3), 183-188. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1988/v11i3/005>.

Herve, F., Pankhurst, R., Drake, R., Beck, M. E. (1994). Pillow metabasalts in a mid-Tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe-Ofqui fault zone: the Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences - J S AMER EARTH SCI*, 8, 33–46. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)00039-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)00039-5)

Hora, J.M., Singer, B.S., Jicha, B.R., Beard, B.L., Johnson, C.M., de Silva, S., Salisbury, M. (2010). Volcanic biotite-sanidine  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age discordances reflect Ar partitioning and pre-eruption closure in biotite. *Geology* 38, 923–926. <https://doi.org/10.1130/G31064.1>.

Liou, J. G., 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*, 34:3, 293-301, DOI:10.1080/00288306.1991.9514467.

Kurtz, A.; Kay, S.; Charrier, R.; Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente región, Central Chile (34-35°S). *Revista Geológica de Chile* 24 (1): 75-90. doi:http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV24n1-a05

Lahsen, A., López-Escobar, L., Vergara, M. (1994). The Puyuhuapi volcanic group, Southern Andes (44° 20'S): geological and geochemical antecedents. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 1076-1079).

López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P. D., Tagiri, M. (1993). Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41° 30' and 46° 00'S, Chile. *Andean Geology*, 20(1), 33-55

Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F., Charrier, R. (2003). Denudación/alzamiento del Mioceno superior-Plioceno inferior de la Cordillera de Chile central (33°-35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 10).

Maza, S. N., Collo, G., Morata, D., Lizana, C., Camus, E., Taussi, M., Rivera, G. (2018). Clay mineral associations in the clay cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system, Andean Cordillera, Northern Chile. *Clay Minerals*, 53(2), 117-141

Mella, M., Páez, D. (2011). Mapa Geología base área Puerto Raúl Marín Balmaceda, Región de Aysén. Servicio Nacional de Geología y Minería, Escala 1:50.000

Mitsuda, T., Taylor, H. F. W. (1978). Normal and anomalous tobermorites. *Mineralogical Magazine*, 42(322), 229-235.

Moeck, I. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867–882.  
<https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>

Moore, D.M., Reynolds Jr. (1997). X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, 2nd ed. Oxford University Press, New York.

Negri, A. (2017). Origen de los fluidos termales e implicancias para los sistemas geotermales de Aysén: Una Aproximación desde la hidrogeoquímica. Universidad de Chile.

Negri, Angello, Daniele, L., Aravena, D., Muñoz, M., Delgado Huertas, A., Morata, D. (2018). Decoding fjord water contribution and geochemical processes in the Aysen thermal springs (Southern Patagonia, Chile). *Journal of Geochemical Exploration*, 185, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.10.026>

Pankhurst, R., Weaver, S. D., Hervé, F., Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic Evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, Southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4), 673–694.

Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous times. *Tectonics* 6, 233–248.

Pérez-Estay, N., Aravena, D., Viguier, B., Muñoz, M., Valdenegro, P., García, K., Morata, D., Daniele, L. (2018) Modelo conceptual del sistema geotermal en Puyuhuapi y áreas de interés para futura exploración. Informe n°2 geociencias. Proyecto FIC “Factibilidad de cogeneración geotérmica en Puyuhuapi” BIP-BIP40010311

Pérez-Estay, N., Yáñez, G., Crempien, J., Roquer, T., Cembrano, J., Valdenegro, P., Morata, D. (2020). Seismicity in a transpressional volcanic arc: The Liquiñe-Ofqui fault system in the Puyuhuapi area, Southern Andes, Chile (44° S). *Tectonics*, 39(11), e2020TC006391.

Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez, P., Veloso, E., Arancibia, G., Roquer, T. (2016). Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe–Ofqui fault system, Chile. *Tectonophysics*, 680, 192–210. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.016>

Radic, J. (2010). Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillan y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36–39°S). *Andean Geology*, 37(1), 220–246. <https://doi.org/10.4067/S0718-71062010000100009>

Reyes A. 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *J. Volcanol and Geotherm. Res.*, 43, 279-309

Thomson, S. N. (2002). Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *GSA Bulletin*, 114(9), 1159–1173.

Thomson, S. N., Brandon, M. T., Tomkin, J. H., Reiners, P. W., Vásquez, C., Wilson, N. J. (2010). Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467(7313), 313– 317. <https://doi.org/10.1038/nature09365>

Turiel, J. L. F., Vallès, M. G., Torrente, D. G., Alonso, J. S., Manent, S. M. (2008). Los depósitos silíceos del campo geotérmico de El Tatio, Chile. *Geotemas* (Madrid), (10), 973-976.

UTADA, M. (1980). Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations in Japan. *Mining Geol., Spec. Issue*, 8, 67-83

Vázquez, M., Nieto, F., Morata, D., Droguett, B., Carrillo-Rosua, F. J., & Morales, S. (2014). Evolution of clay mineral assemblages in the Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera of central Chile: an DRX and HRTEM-AEM study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 43-59. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.05

Velde, B. (1995). *Origin and Mineralogy of Clays*. doi:10.1007/978-3-662-12648-6

Wohletz K., Heiken G. (1992) *Volcanology and Geothermal Energy*. University of California Press, Berkeley, California, USA, 432 pp.

# Anexos

## Anexo A.1 Clasificación estructural de las arcillas

Las capas T se unen e intercalan, a través del oxígeno apical de la estructura tetraédrica, con capas octaédricas (capas O); las cuales se diferencian de las capas T por contener 6 oxígenos en vez de 4 en su estructura, esto debido a la coordinación de valencias o tamaño de ion de elementos como el aluminio, magnesio, o el hierro.

A diferencia del tetraedro, en los octaedros puede variar la cantidad de cationes presentes, pudiendo tener por ejemplo  $2Al^{3+}$ , o  $3Mg^{2+}/Fe^{2+}$ , sumando en su totalidad +6. En las estructuras trioctaédricas cada ion  $O^{2-}$  u  $OH^-$  está rodeado por tres cationes divalentes,  $3Mg^{+2}/Fe^{+2}$ , y en las estructuras dioctaédricas cada ion  $O^{2-}$  u  $OH^{2-}$  está rodeado por dos cationes trivalentes, generalmente  $2Al^{+3}$ . Estos dos tipos octaédricos resumen los tipos de arcillas que hay.

Las mayoría de las estructuras de arcilla están formadas por uniones de capas tetraédrica-octaédrica-tetraédrica (T-O-T), esta intercalación de capas se une mediante oxígenos apicales compartidos en el eje z de la estructura, los aniones no son exclusivamente oxígenos, sino que también pueden ser grupos de hidróxidos ( $OH^-$ )

Estas capas tetraédricas y octaédricas tienen cada una un espesor asociado, siendo la tetraédrica un espesor aproximado de 3.4Å (Angstrom) y la octaédrica de menor espesor. Cuando estas capas interactúan entre sí, generan espesores característicos de la unidad generada, los cuales pueden ser útiles para la identificación de diferentes especies de minerales de la arcilla como se mencionará más adelante en la sección de metodología de difracción de rayos X. Por esta misma razón, la clasificación de arcillas de este estudio se enfocará únicamente en la clasificación estructural expuesta en Velde (1995).

Según Velde (1995) cuando se clasifican las arcillas por su unidad estructural, los factores a considerar corresponden a las capas estructurales que están presentes y la forma en la que estas interactúan, siendo las principales uniones (T-O), (T-O-T), (T-O-T)+T; con sus respectivos espesores de 7Å, 10Å, 14Å. Además, dentro de esta clasificación las arcillas de 10Å se pueden subdividir en arcillas neutras, de baja y alta carga, y a su vez las de baja carga subdividirse en las categorías de expansibles y no expansibles.



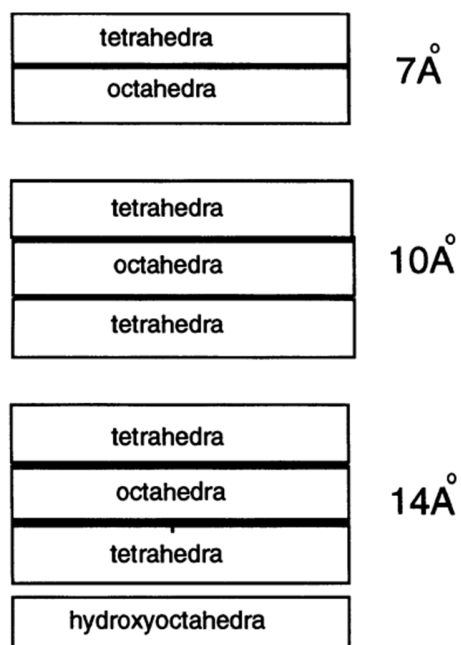


Figura 41. Representación gráfica de las diferentes estructuras de minerales de la arcilla según su combinación de capas estructurales; T-O ( $7\text{Å}$ ), T-OT ( $10\text{Å}$ ), T-O-T+T ( $14\text{Å}$ ). Extraída de Velde, (1995).

### Minerales $7\text{Å}$ (T-O)

Estos minerales corresponden a la unión estructural entre una capa tetraédrica y una octaédrica, se diferencian entre sí por el catión presente en su capa octaédrica. (Velde, 1995). Dentro de este grupo se encuentra la caolinita como mineral dioctaédrico con 2 iones de  $\text{Al}^{3+}$  y muy poco de  $\text{Fe}^{3+}$ , y la dickita siendo un politipo de mayor temperatura de esta misma.

### Minerales $10\text{Å}$ (T-O-T)

Estos minerales están estructurados con una capa tetraédrica+ capa octaédrica+ capa tetraédrica, y se dividen con respecto a la carga de su capa octaédrica formando grupos neutros, de alta carga y baja carga. Este grupo mineral tiene particular relevancia dentro de este estudio, ya que tanto la illita como el grupo de las esmectitas serán utilizadas para estimaciones generales de temperatura, tanto de manera individual como en capas interestratificadas I-S.

Carga neutral (0): pirofilita; que tiene Al en el sitio octaédrico y Si en el tetraédrico y un espesor de su estructura T-O-T es de  $9.6\text{Å}$ .

Alta carga (+1): se encuentra la illita; mineral de aluminio con sustituciones de  $\text{Fe}^{3+}$ , Mg, and  $\text{Fe}^{2+}$  en el sitio octaédrico y Al en el sitio tetraédrico, lo que le quita el balance de carga. Su espesor estructural es de  $10\text{\AA}$ .

Baja carga (0.2-0.7): estructuras  $10\text{\AA}$ , o grupo de las esmectitas, son estructuras que permiten la hidratación de los iones, o la inclusión de iones polares entre capas, esto genera que puedan absorber agua dentro de su estructura de forma reversible y que se genere un cambio de distancia entre sus capas estructurales, lo cual se conoce como expansión. Estructuralmente la hidratación ocurre porque los oxígenos apicales no están unidos a otra capa tetraédrica, por lo que quedan libres y se unen a iones de hidrogeno, formando así un complejo hidróxido OH, dando resultado en una unidad octaédrica hidratada.

Generalmente cuando estas se encuentran hidratadas, su espesor estructural suele ser mayor a  $10\text{\AA}$ . Su volumen puede cambiar en un 95%. Este fenómeno expansivo puede ser identificado por medio de experimentos con etilenglicol y su posterior análisis de peaks en la difracción de rayos X.

La variación de peaks correspondientes a el fenómeno de hidratación se describe con mayor profundidad en la sección de metodología identificación de arcillas en DRX.

Hay que considerar que las esmectitas como grupo son parte de una solución sólida, variando así su composición química mientras se mantiene la estructura; este cambio composicional se genera a partir las sustituciones de Al por Si en sitios de catión tetraédrico y Al, Fe, Mg y Li en sitios de catión octaédrico, en donde la estabilidad de ciertos iones dentro de la estructura podrá estar condicionada por factores tales como presión y temperatura a la cual el mineral se formó o equilibró.

### Minerales $14\text{\AA}$ (T-O-T + T)

Estos minerales corresponden a las cloritas, grupo de silicatos hidratador de Mg, Fe y Al, que generalmente se forman por alteración de minerales ferromagnesianos en rocas ígneas tales como anfíboles, y micas como la biotita y fengita. La estructura básica de las cloritas es parecida a las micas en donde dos capas de tetraedros de silicato se unen por medio de una capa octaédrica, en donde ocurre una sustitución iónica en la intercapa, la cual suele ocurrir completamente entre  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , esta sustitución cambia bastante el tamaño de la unidad cristalina siendo el tamaño de  $\text{Fe}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ . Generalmente las cloritas relacionadas a mayores temperaturas, como las de ambientes hidrotermales, suelen tener más magnesio que otras relacionadas a ambientes superficiales.

## Anexo B.1 Metodología de laboratorio roca total en DRX

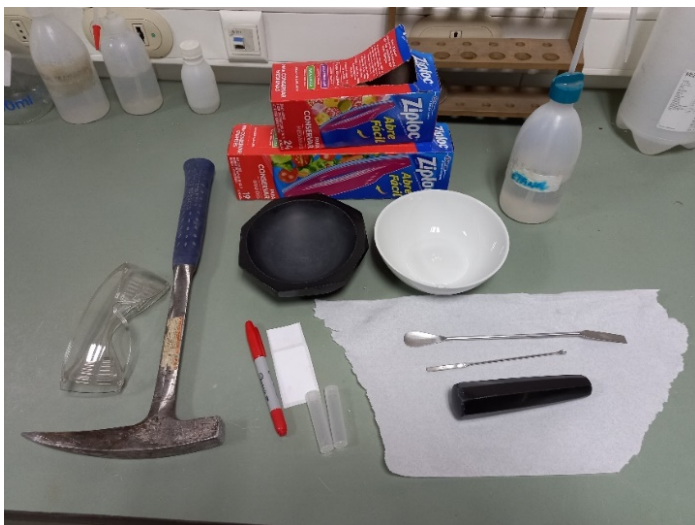


Figura 42. Implementos utilizados para la realización de muestras de roca total: lentes de protección, martillo geológico, lápiz marcador, etiqueta, recipientes de muestras, mortero de ágata, pocillo de cerámica, espátulas de manejo de muestra, bolsas plásticas, etanol.



Figura 43. Mortero de ágata utilizado para pulverizar la muestra a tamaño  $<0.053\text{mm}$  (malla 200).



Figura 44. Muestras de roca total colocados en los portamuestras para ser introducidos en el difractómetro de rayos X y sus respectivos recipientes.

## Anexo B.2 Metodología de laboratorio fracción de arcillas en DRX

Se realizaron 3 preparaciones de arcillas; la primera secado al aire, la segunda etilenglicol, y la tercera calentado. Esto ya que como se mencionó en el marco teórico ciertas arcillas como las esmectitas se expanden con la humedad y colapsan con ciertas temperaturas; y otras, al contrario, conservan su estructura a pesar de estos cambios como la clorita y la illita. Por lo que la variación de sus peaks en las diferentes fases fue utilizada para su diferenciación.



Figura 45. Implementos utilizados para la realización de la separación de la fracción arcilla.

Los materiales utilizados para este procedimiento (Fig. 45) fueron soportes de sílice para depositar la muestra, espátulas, pipeta, recipientes de plástico, matraces de vidrio, ácido clorhídrico, solución de Morgan, agua oxigenada, agua ultrapura y dispersante hexafosfato de inositol.

Lo primero en la preparación de muestras de arcilla fue triturar aproximadamente 30 gramos de la muestra con ayuda del mortero de ágata, con la intención de aumentar la superficie de los granos y que las arcillas tuvieran más área de la cual desprenderse. Una vez llevada la muestra a tamaños menores a 5 mm, e introducido en el matraz cilíndrico.

Se requirió identificar si las muestras presentaban carbonatos o materia orgánica, para lo cual se separó parte de la muestra y se probó si la muestra presentaba efervescencia con agua oxigenada  $H_2O_2$  en el caso de tener materia orgánica, o con HCl en el caso de tener carbonatos.



*Figura 46. . Muestra triturada para separar la fracción arcilla.*

En el caso de que la muestra presentara carbonatos o materia orgánica, se agregaron 200 ml de solución de Morgan o agua oxigenada al 30%, respectivamente y se dejó reaccionar durante 24 horas. En el caso de tener tanto carbonatos como materia orgánica se agregan 150 ml de solución de Morgan y 100ml de agua oxigenada. Esto para eliminar los carbonatos y materia orgánica y que no alteren los difractogramas y las arcillas puedan ser identificadas de buena manera.

Luego de este reposo se traspasó la muestra de 200ml de solución acuosa (solución de Morgan + carbonatos, o agua oxigenada + materia orgánica para cada caso) desde el matraz a 4 tubos de 45 ml, y se introdujeron dentro de la centrifuga por 10 minutos, después de lo cual se descartó la fase acuosa contaminada y se procedió a seguir con el lavado con agua ultrapura.

Una vez eliminada la solución con carbonatos/materia orgánica se procedió a comenzar el lavado con centrifuga para descartar restos de contaminación dentro de la muestra; este se realizó en distintos ciclos uno de 3 minutos 2000 rpm, 5 minutos 2000 rpm, 10 minutos 2000rpm y finalmente unos 20 minutos a 2000 rpm. Al comenzar cada ciclo se rellenó el tubo, que ya contenía previamente en su fondo el material sólido de la muestra, con agua ultrapura hasta los 45ml, y al terminarlo se descartó en cada ocasión la fase líquida restante. Una vez terminado el lavado, se obtuvo la muestra de arcilla limpia, la cual se colocó nuevamente en el matraz junto con 250ml de agua ultrapura quedando lista para seguir con el procedimiento regular.

Una vez descartado la presencia de contaminantes en los 30 g de muestra, se agregó al matraz cilíndrico 250 ml de agua ultrapura más 25 mg de dispersante hexafosfato de inositol con el objetivo de sellar los bordes de la estructura química de las arcillas y evitar su aglutinamiento.

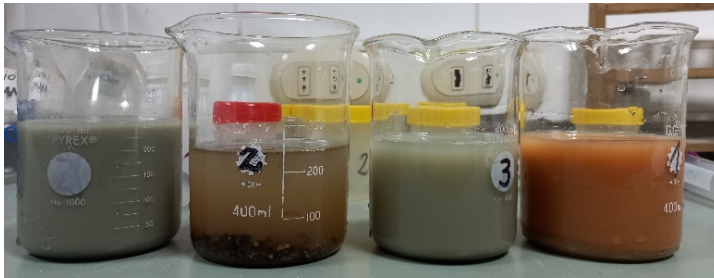


Figura 47. Matrices de las muestras de arcilla con agua ultrapura más la solución de arcilla sobrenadante.

Luego se llevó el preparado a los platos magnéticos (Fig. 48) en donde, junto con los imanes, las muestras se revolvieron durante 10 minutos a aproximadamente a 1000 rpm, aunque este valor varió entre 800-1200 rpm dependiendo de la densidad de la muestra.



Figura 48. Máquina de discos magnéticos

Una vez revueltas las muestras se colocaron en el ultrasonido (Fig. 49) durante 10 minutos configurado a 21°C. Finalmente se extrajeron 45 ml de muestra dentro de tubos receptores los cuales se introdujeron posteriormente a la centrífuga durante 26 segundos a 1500 rpm en el programa #5. Cabe notar que para el cuidado de la máquina centrífuga fue necesario pesar, cada vez que fue utilizada, los tubos receptores para que pesaran lo mismo aceptando diferencias del orden 0.01-0.09 mg, y en el caso de que no calzara el peso se rellenaba el tubo con agua ultrapura.



Figura 49. Máquina ultrasonido.

Una vez centrifugados los tubos se eliminó dos tercios de la fase líquida, se agitó el tubo y se introdujo la solución obtenida en los receptores de plástico. En el caso de que

las muestras no quedarán suficientemente densas, se dejaron mayor tiempo en la centrifuga, aproximadamente 1 hora y luego se descartó la mitad de la fase acuosa, en vez de un tercio.

A partir de este producto final, con ayuda de la pipeta, se depositó gota a gota 1 ml de la solución concentrada en arcillas sobre los discos de sílice hasta cubrir la superficie completa. Una vez realizado esto se dejaron secar las muestras durante 24 horas para luego realizar el primer análisis DRX de la muestra en secado normal y el segundo experimento del glicolado.

Cabe destacar que en cada tanda se realizaron duplicados de cada muestra en caso de que hubiera accidentes o errores en alguno de los experimentos o mediciones.



Figura 50. Máquina centrífuga.

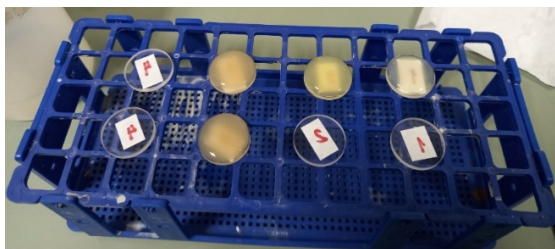


Figura 51. Muestras de arcilla aún húmedas sobre discos de sílice.

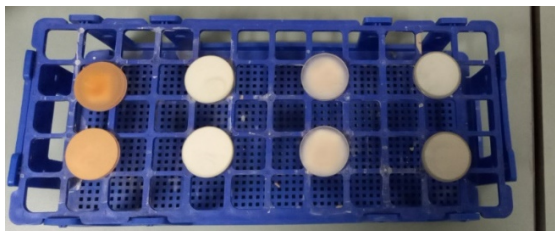


Figura 52. Muestras de arcilla secas sobre discos de sílice.

Una vez obtenidas las muestras sobre los discos de sílice se procedió a tomar el primer análisis de DRX de la muestra en secado natural; para ello se seleccionó en la máquina de rayos X el experimento “arc entre 2,5 y 40 con 0.006seg” y configuración del equipo de rejilla 0.06 mm y 1 cm de cuchilla, durante 1 hora y media aproximadamente; misma configuración que se utilizó en los experimentos posteriores.

La segunda preparación consistió en el tratamiento del etilenglicol, en donde se expuso la muestra previamente preparada sobre el disco de sílice durante 6-12 horas a los vapores de este químico a una temperatura de 50°C en la estufa. Una vez pasado este tiempo se realizó un segundo análisis DRX con la misma configuración anterior.



Figura 53. Recipiente de vapores de etilenglicol.



Figura 54. Estufa donde se realizó el calentado de vapores en el proceso del etilenglicol.

El tercer y último preparado fue el calentado, en donde las muestras se insertaron en la mufla a 500°C durante hora y media, y se dejaron reposar durante 12 horas, una vez realizado esto se analizó con el difractómetro.





*Figura 55. Muestras de arcilla al interior de la mufla.*

Así, finalmente se obtuvieron 3 difractogramas por cada muestra, un total de 42 difractogramas, uno de cada fase experimental, en los cuales se pudo observar la variación de peaks de las diferentes arcillas, y con ello lograr una interpretación sobre las fases minerales presentes.

# Anexo C Resultados

## Batolito Nor- Patagónico

### Difractogramas roca total cuadrante AW

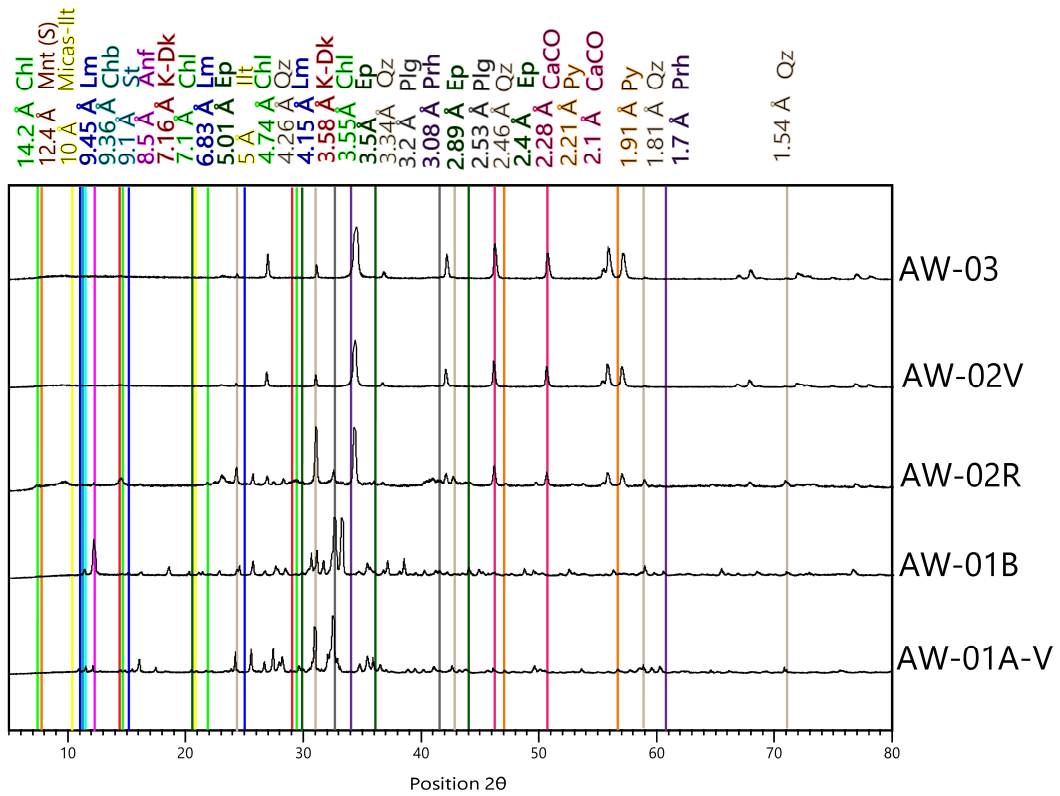


Figura 56. Difractogramas de roca total cuadrante AW: epidota, clorita, calcita, caolinita, estilbita y chabasita.

## Difractogramas roca total cuadrante FE

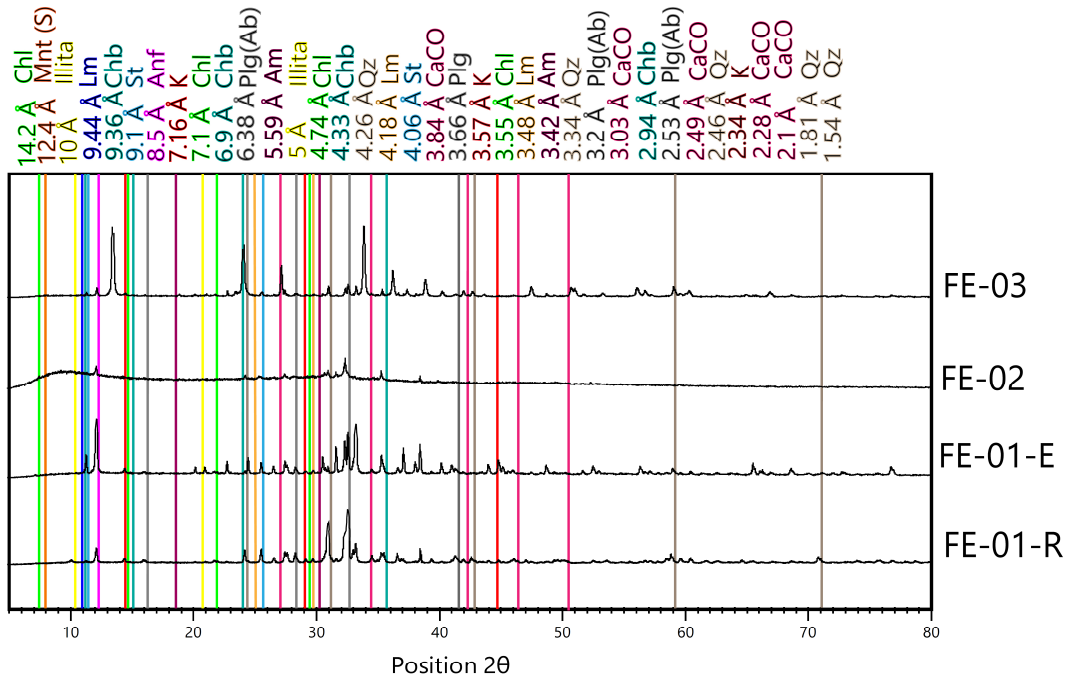


Figura 57. Difractogramas de roca total cuadrante EF: yeso, esmectitas, estilbita, actinolita, albita.

## Difractogramas roca total cuadrante GE

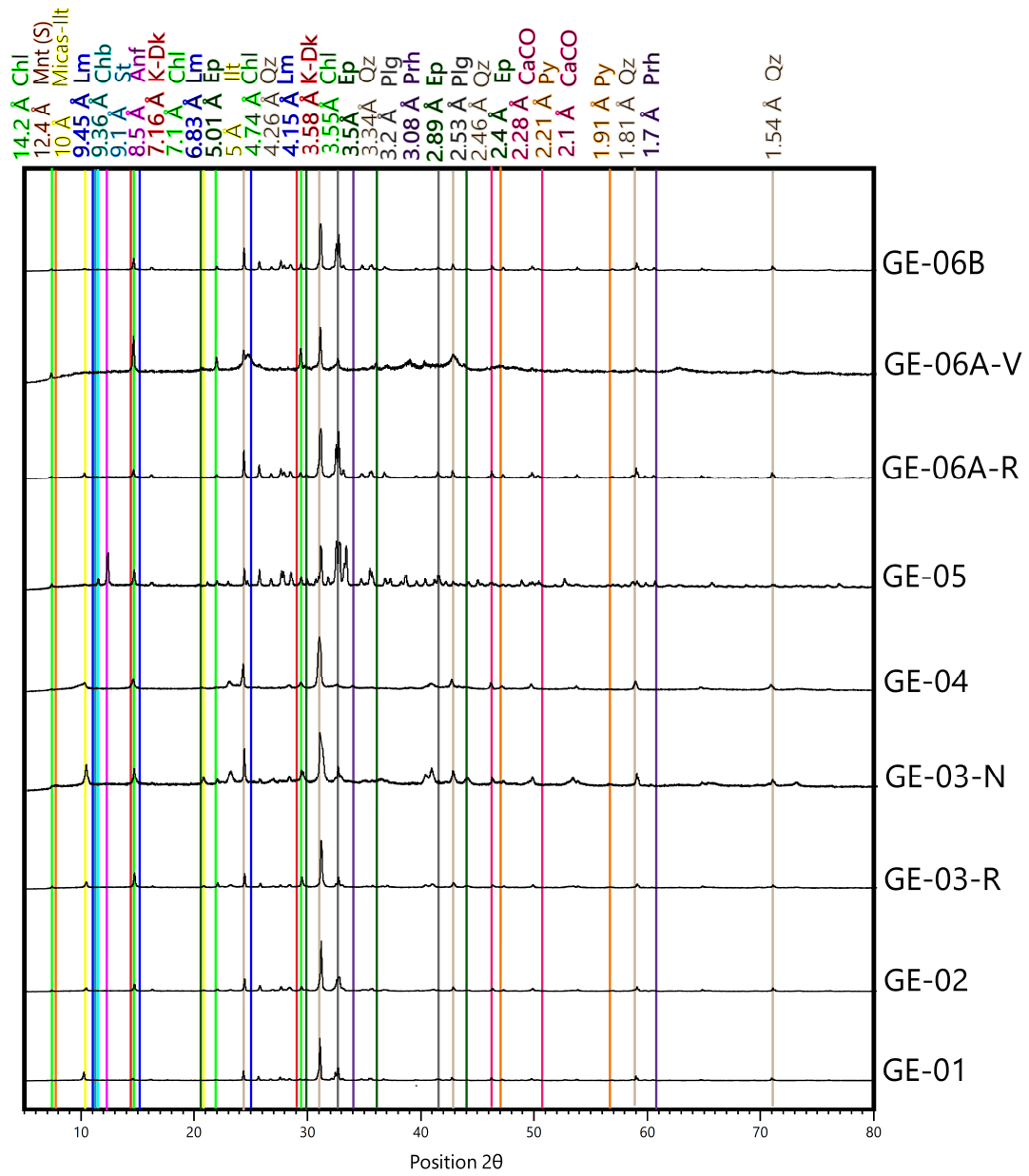


Figura 58. Difractogramas de roca total cuadrante GE: clorita, illita, micas, caolinita, pirlita.

## Difractogramas roca total cuadrante VEN

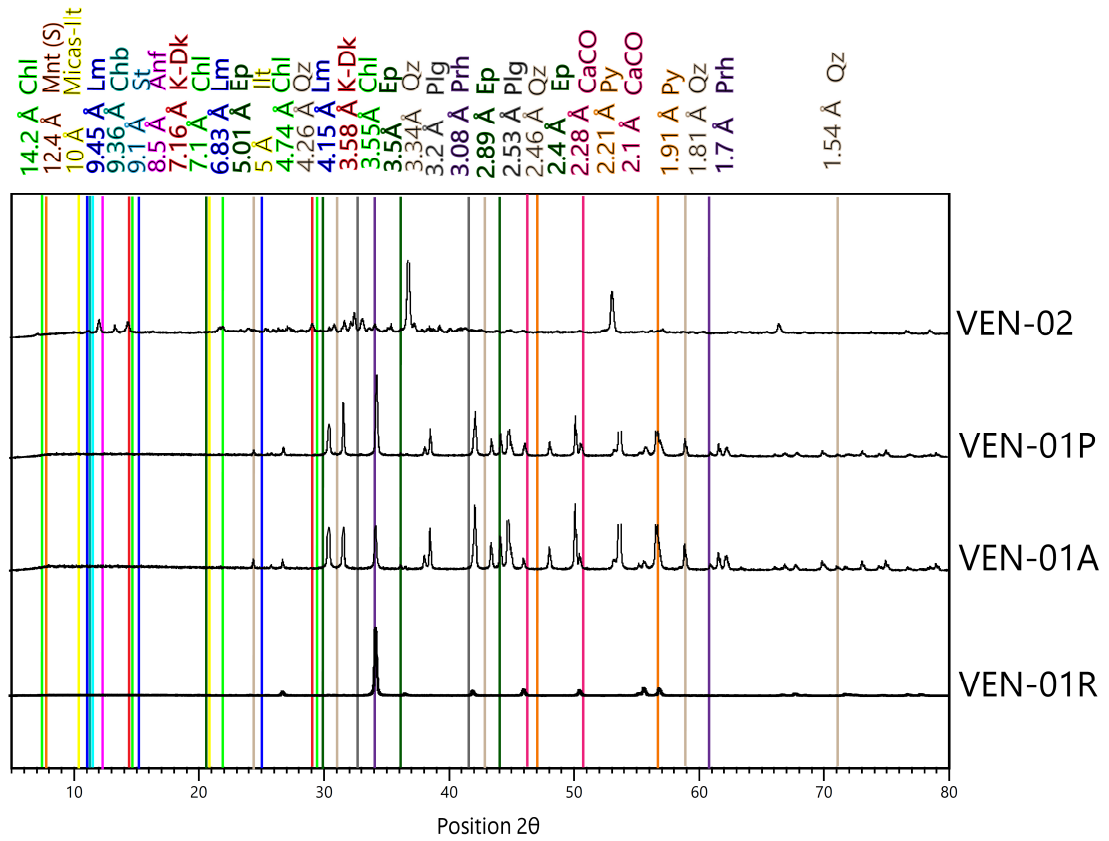


Figura 59. Difractogramas de roca total cuadrante VEN: carbonatos, halita, clorita. Precipitados de aguas cálidas emergentes de las Termas Ventisquero.

## Difractogramas roca total cuadrante HE

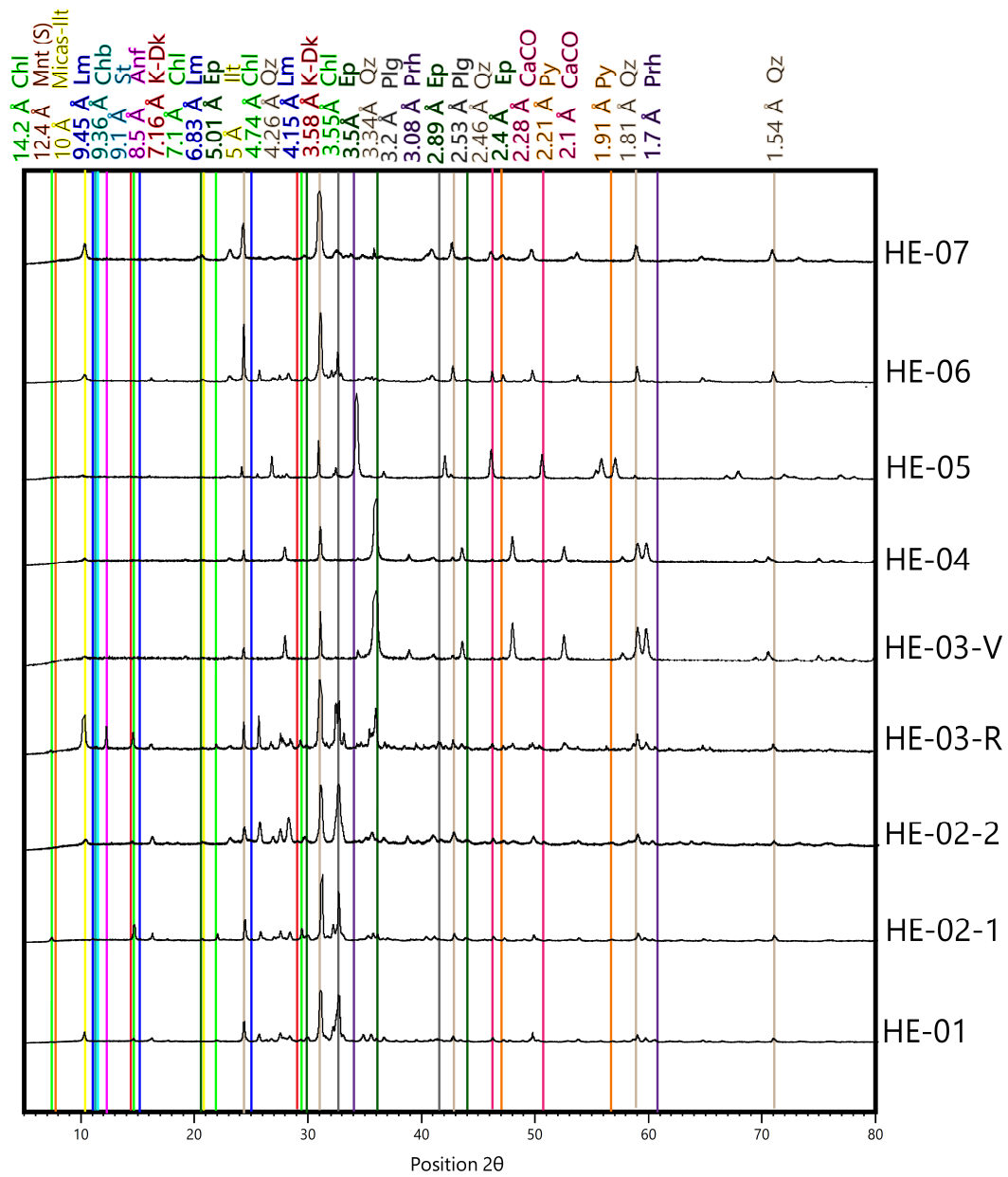


Figura 60. Difractogramas de roca total cuadrante HE: micas, pirita, cuarzo, cuarzo, carbonatos, epidota.

## Difractogramas roca total cuadrante IE

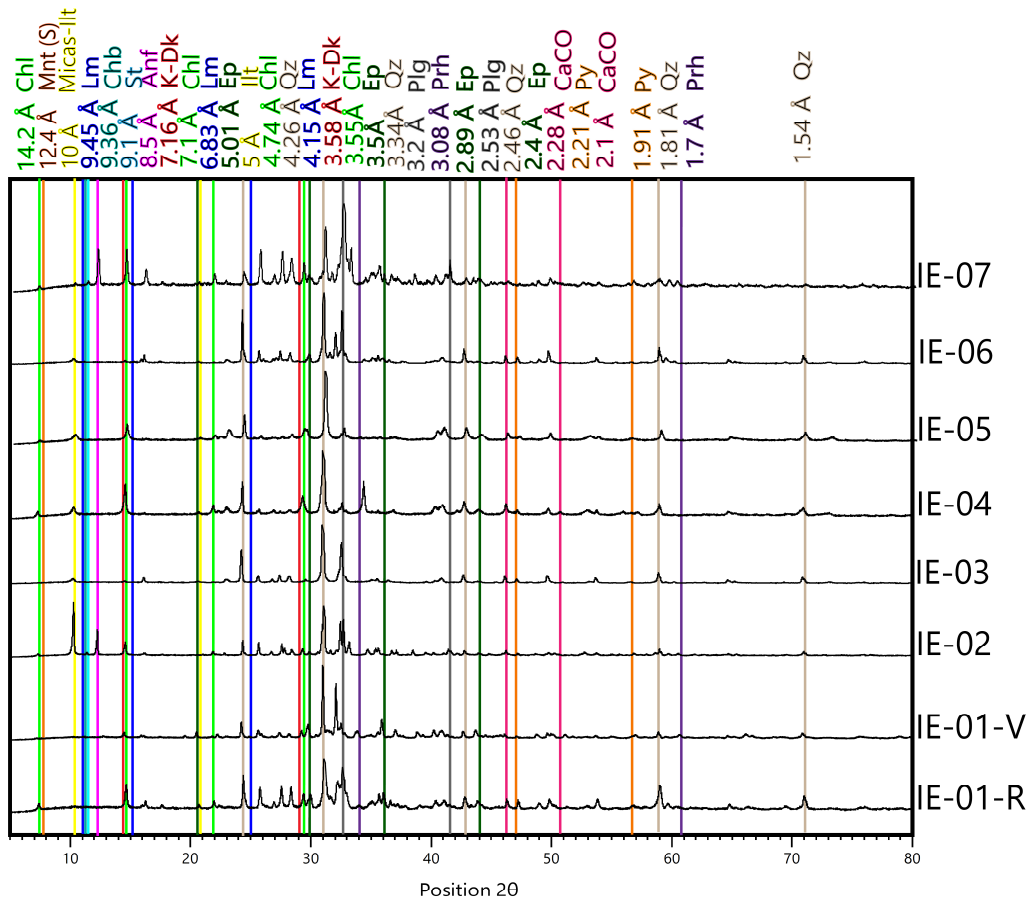


Figura 61. Difractogramas de roca total cuadrante IE: clorita, epidota, prehnita, pirita, micas.

## Difractogramas roca total cuadrante JE

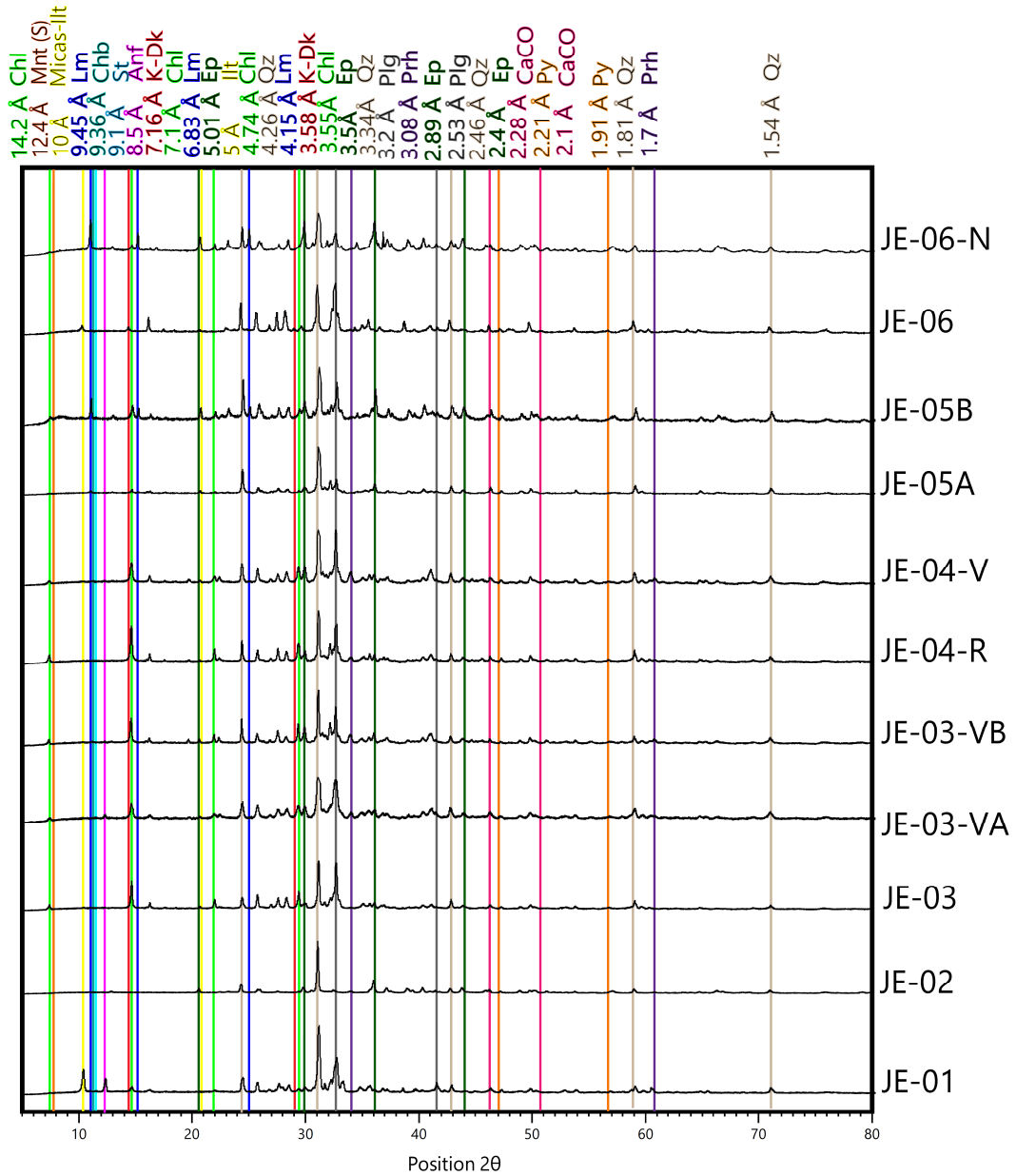


Figura 62. Difractogramas de roca total cuadrante JE: clorita, epidota, prehnita, micas, laumontita, cuarzo.



## Difractogramas roca total cuadrante KE

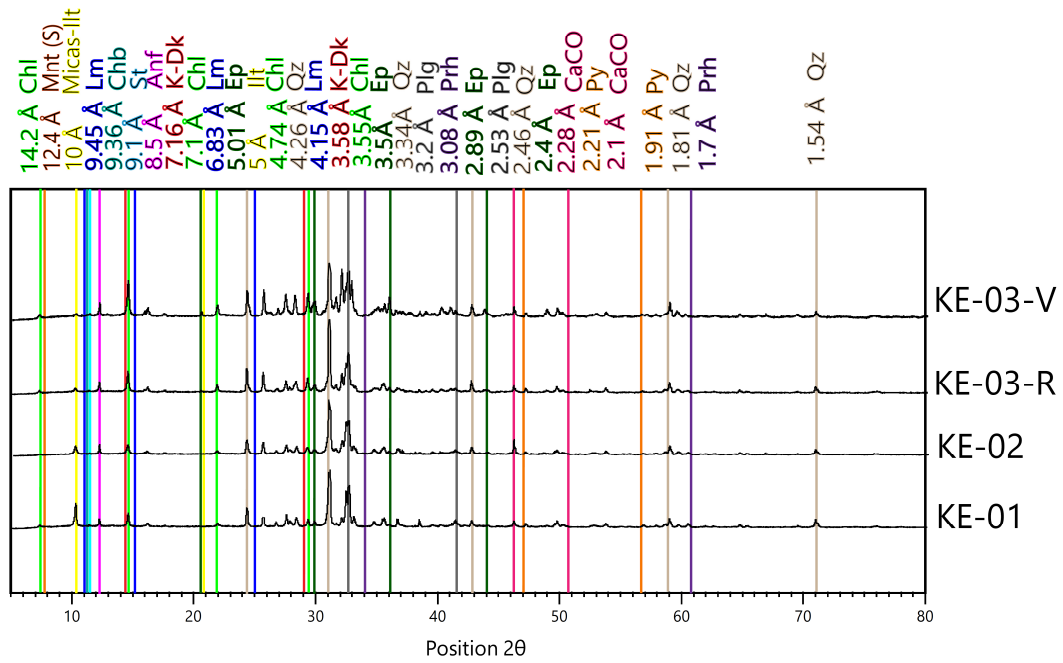


Figura 63. Difractogramas de roca total cuadrante KE: clorita, epidota, prehnita, micas, laumontita, cuarzo, pirita.

## Difractogramas roca total cuadrante QUEU

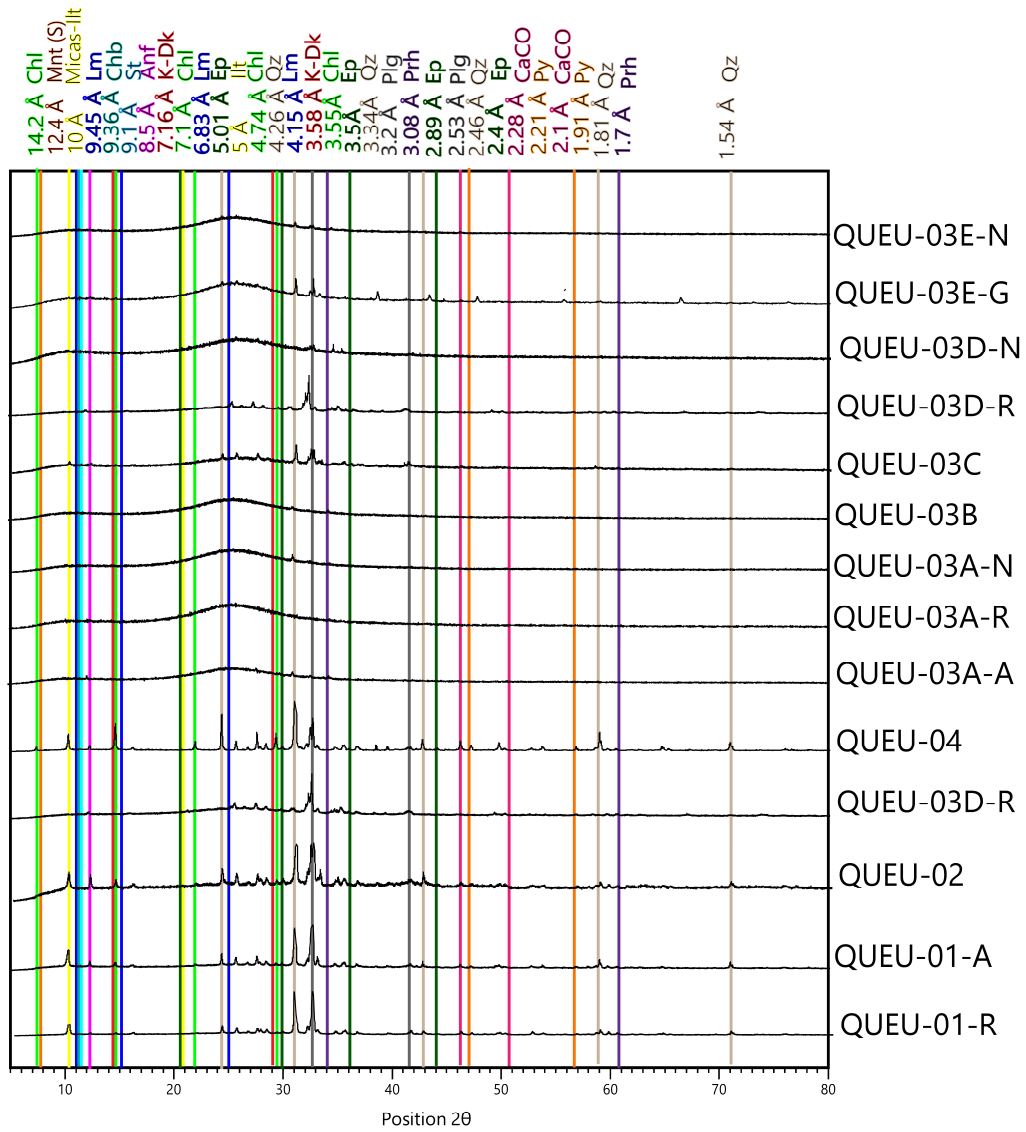


Figura 64. Difractogramas de roca total cuadrante QUEU: plagioclasa, anfíbol, cuarzo, biotitas, micas, sulfuros, illita, sílice esmectita, epidota, sulfuro, sulfato, caolinita con peaks no reconocibles visualmente.

## Difractogramas roca total cuadrante MAG

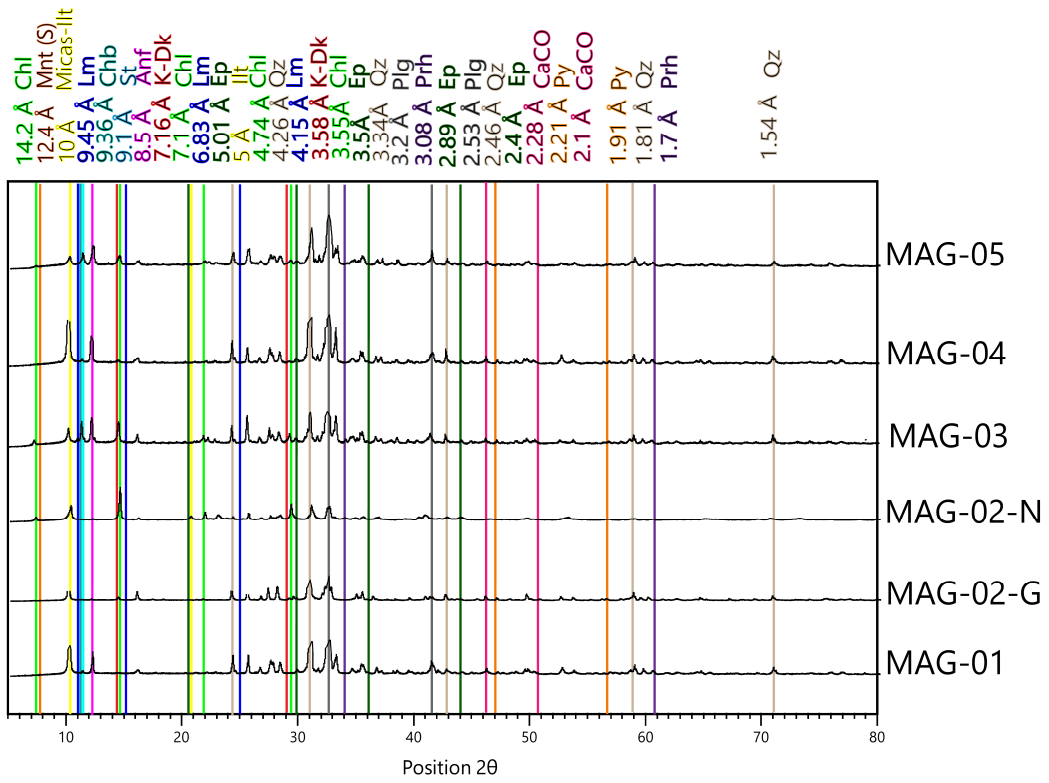


Figura 65. Difractogramas de roca total cuadrante MAG: plagioclasa, anfíbol, cuarzo, biotitas, micas, sulfuros, illita, cloritas, esmectita.

# Formación Traiguén

## Difractogramas roca total cuadrante NA

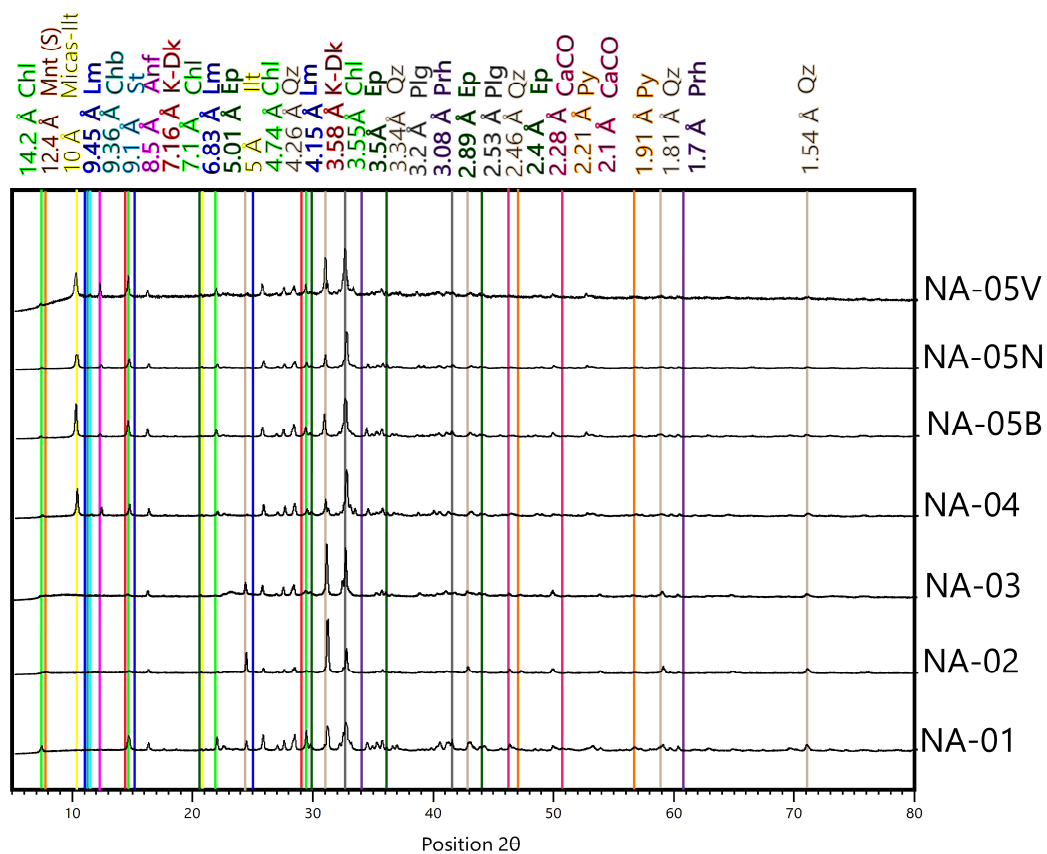


Figura 66. Difractogramas de roca total cuadrante NA: epidota, pirita, clorita, carbonatos y esmectita.

## Difractogramas roca total cuadrante PUYU

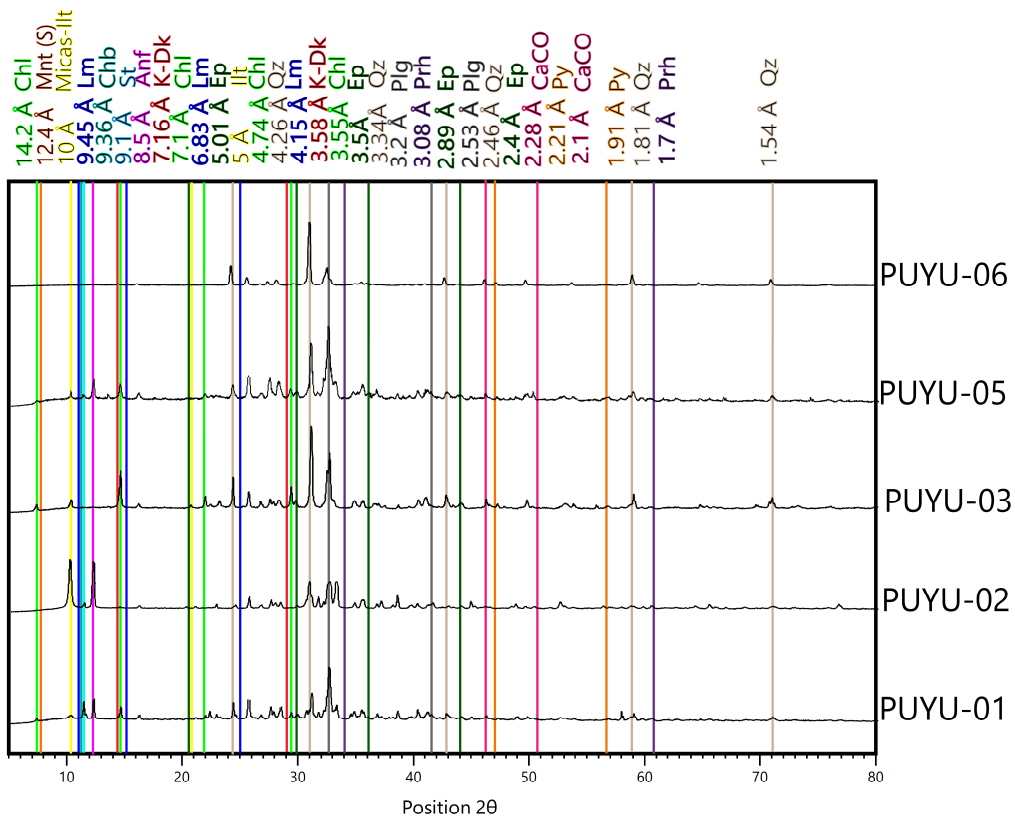


Figura 67. Difractogramas de roca total cuadrante PUYU:epidota, pirita, clorita, carbonatos y esmectita.

# Grupo Volcánico Puyuhuapi

## Difractogramas roca total cuadrante EE

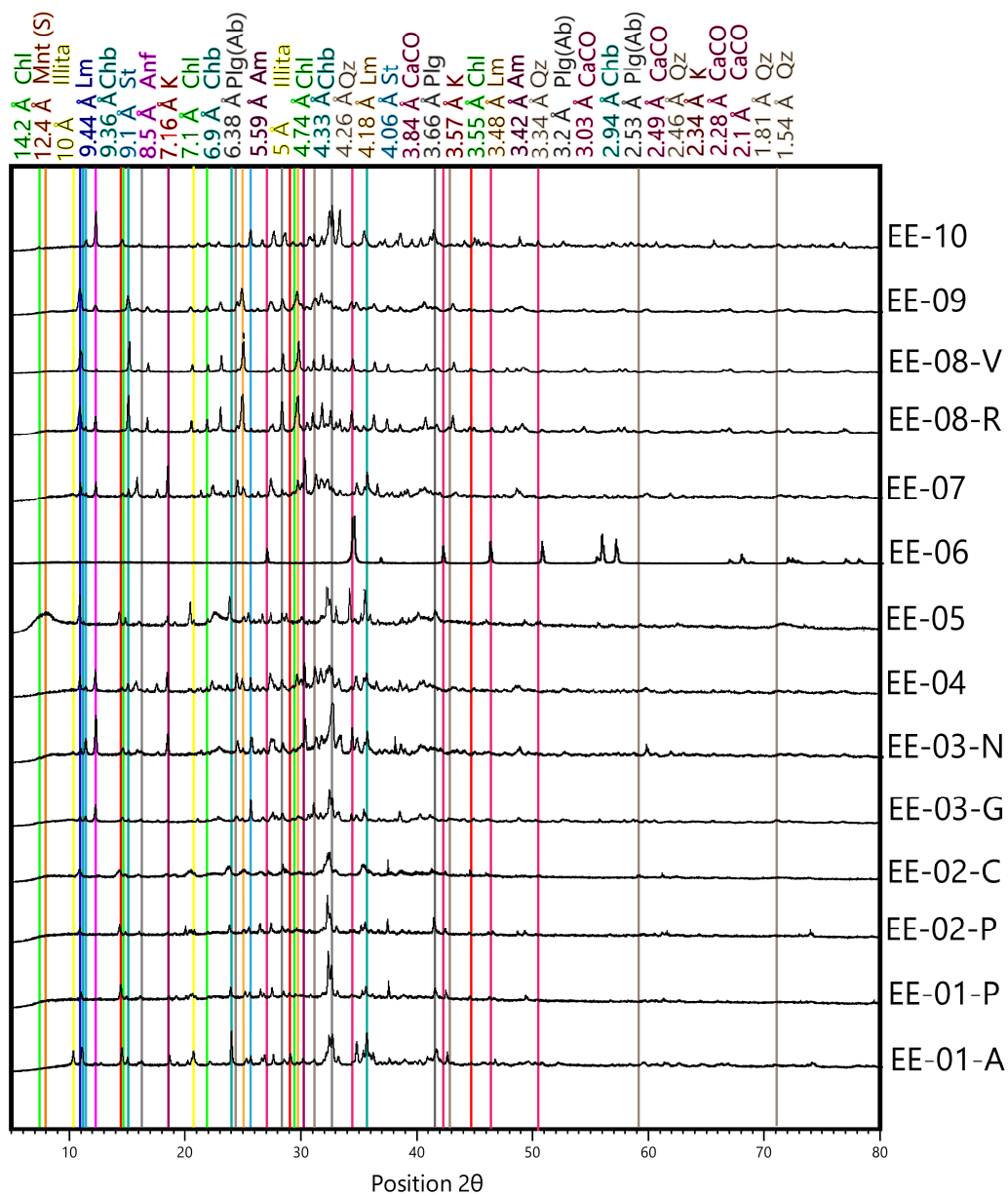


Figura 68. Difractogramas de roca total cuadrante EE: anfíbol, piroxeno, plagioclasa, olivino, laumontita, estilbita, chabasita, clorita, carbonatos, sulfuros, caolinita.

## Anexo C.1 Tablas

Muestras	cordenada E	cordenada N	formación	veta	Dck	K	Py	prh	ep	chl	CaCO	S	I	Am	St	Ch	Lm
AW-01A-V	697698.657	5096230.6	BNP	X					X	X	X				X	X	
AW-01b	697698.657	5096230.6	BNP	-					X	X	X				X		
AW-02-R	697698.657	5096230.6	BNP			X				X	X	X			X		
AW-02-V	697698.657	5096230.6	BNP	X							X						
AW-03	697698.657	5096230.6	BNP	X							X						
EE-01-A	693597.255	5086340.084	GVP			X							X	X	X	X	X
EE-01-P	693597.255	5086340.084	GVP			X						X		X	X	X	X
EE-02-P	693610.198	5086373.052	GVP			X						X		X		X	X
EE-02-c	693610.198	5086373.052	GVP			X						X		X		X	X
EE-03-G	693688.597	5086505.99	GVP	X						X		X	X		X		X
EE-03-N	693688.597	5086505.99	GVP	X							X	X			X		
EE-04	693688.597	5086505.99	GVP	X						X			X	X	X		X
EE-05	693695.239	5086505.792	GVP								X	X		X	X	X	
EE-06	693702.485	5086525.96	GVP	X							X						
EE-07	693688.597	5086505.99	GVP	X						X	X	X	X	X	X		X
EE-08-R	693772.367	5086640.62	GVP									X			X	X	X
EE-08-V	693772.367	5086640.62	GVP	X													X
EE-09	693789.288	5086717.94	GVP	X								X			X		X
EE-10	694241.549	5087886.664	GVP				X			X		X			X		
FE-01-E	694172.458	5085474.363	Hrm							X					X		
FE-01-R	694172.458	5085474.363	Hrm							X					X		
FE-02	694172.458	5085474.363	Hrm							X		X			X		
FE-03	694172.458	5085474.363	Hrm							X					X		
GE-01	692984.152	5083771.579	BNP														
GE-02	692984.152	5083771.579	BNP							X			X				
GE-03-R	692984.152	5083771.579	BNP							X			X				
GE-03-N	692984.152	5083771.579	BNP	X						X			X				
GE-04	693209.363	5084061.379	BNP		X	X				X			X				
GE-05	693031.435	5083842.444	BNP							X					X		
GE-06_A_R	693031.435	5083842.444	BNP							X							
GE-06_A_V	693031.435	5083842.444	BNP	X						X							
GE-06b	693031.435	5083842.444	BNP	X													
HE-01	692522.941	5080305.446	BNP				X			X							
HE-02_1	692640.665	5081547.125	BNP				X		X	X							
HE-02_2	692640.665	5081547.125	BNP		X		X				X		X				
HE-03-R	692653.351	5081481.898	BNP								X						
HE-03-V	692653.351	5081481.898	BNP	X							X						
HE-04	692653.351	5081481.898	BNP	X							X						
HE-05	692653.351	5081481.898	BNP	X							X						
HE-06	692661.929	5081637.289	BNP										X				
HE-07	692288.702	5080154.865	BNP	X			X						X				
IE-01-R	691775.158	5078096.598	BNP						X	X							
IE-01-V	691775.158	5078096.598	BNP	X				X	X								
IE-02	691775.158	5078096.598	BNP							X							
IE-03	691759.801	5078341.634	BNP														
IE-04	691759.801	5078341.634	BNP	X						X	X		X				
IE-05	691759.801	5078341.634	BNP	X						X							
IE-06	691759.673	5078382.402	BNP	-					X								
IE-07	691759.673	5078382.402	BNP								X						
KE-01	691474.137	5076169.169	BNP	-													
KE-02	691474.137	5076169.169	BNP						X	X							
KE-03_R	691474.137	5076169.169	BNP						X	X							
KE-03_V	691474.137	5076169.169	BNP	X					X								

Muestras	cordenada E	cordenada N	formación	veta	Dck	K	Py	prh	ep	chl	CaCO	S	I	Am	St	Ch	Lm
JE-01	691458.981	5076962.66	BNP	-						X							
JE-02	691432.452	5076963.44	BNP	X					X								
JE-03	691432.452	5076963.44	BNP							X							
JE-03-VA	691432.452	5076963.44	BNP	X				X	X								
JE-03-VB	691432.452	5076963.44	BNP	X				X	X	X							
JE-04-R	691432.452	5076963.44	BNP							X							
JE-04-V	691432.452	5076963.44	BNP	X				X	X	X							
JE-05a	691432.452	5076963.44	BNP	X					X	X							
JE-05b	691432.452	5076963.44	BNP	X					X	X							X
JE-06	691452.338	5076736.8	BNP			X	x										
JE-06-N	691452.338	5076736.8	BNP						X								X
MAG-01	681266.823	5062252.627	BNP												X		
MAG-02-G	681266.823	5062252.627	BNP							X							
MAG-02-N	681266.823	5062252.627	BNP							X		X	X		X		
MAG-03	681266.823	5062252.627	BNP							X	X	X			X		
MAG-04	681266.823	5062252.627	BNP							X							
MAG-05	681266.823	5062252.627	BNP							X	X	X			X		
Puyu-01	687536.043	5079591.16	Traiguén							X	X	X	X		X		
PUYU-02-R	687536.043	5079591.16	Traiguén												X		
Puyu-03	687536.043	5079591.16	Traiguén							X			X				
Puyu-05	687536.043	5079591.16	Traiguén						X	X		X	X		X		
Puyu-06	687536.043	5079591.16	Traiguén														
NAHUE-01	691511.558	5084765.507	GVP						X	X	X						
NAHUE-02	691511.558	5084765.507	GVP														
NAHUE-03	691511.558	5084765.507	GVP						X	X		X					
NAHUE-04	691511.558	5084765.507	GVP						X	X	X						
NAHUE-05-B	691485.535	5084694.008	GVP						X	X	X						
NAHUE-05-N	691485.535	5084694.008	GVP						X	X	X						
NAHUE-05-V	691485.535	5084694.008	GVP						X	X		X					
Queu-01-R	694295.572	5068332.706	BNP						X	X	X			X			
Queu-01-A	694295.572	5068332.706	BNP							X	X			X			
Queu-02	694295.572	5068332.706	BNP						X	X				X			
Queu-03a-A	694513.956	5068142.721	BNP							X				X			
Queu-03a-N	694513.956	5068142.721	BNP											X			
Queu-03a-R	694513.956	5068142.721	BNP											X			
Queu-03b	694513.956	5068142.721	BNP											X			
Queu-03c	694513.956	5068142.721	BNP									X	X				
QUEU-03-D-N	694513.956	5068142.721	BNP											X			
Queu-03d-R	694513.956	5068142.721	BNP											X			
Queu-03e-G	694513.956	5068142.721	BNP											X			
Queu-03e-N	694513.956	5068142.721	BNP									X	X				
Queu-04	692936.35	5070066.849	BNP							X	X			X			
Ven-01-R	693181.258	5084054.8	BNP								X						
Ven-01-A	693181.258	5084054.8	BNP								X						
Ven-01-P	693181.258	5084054.8	BNP								X						
Ven-02	693181.258	5084054.8	BNP							X	X						
HW-01	690634.779	5082690.025	Traiguén				X			X							

Tabla 5. Tabla resumen de todos los resultados de difracción de roca total del estudio.



Muestras	Minerales de arcillas									
	Asociación	T°C	Sm	(R0) I-S	(R1) I-S	(R-3) I-S	Ilt	Chl	Chl- Sm	K
AW-02	I>[I/S]>K	T2			X		X			X
EE-01	I>[I/S]>K	T2			X		X			X
EE-03	[I/S]	T2			X	X		X	X	
EE-04	Chl>I>[I/S]	T2			X		X	X		
EE-09	[I/S]>Chl	T2			X				X	
GE-03	I > Chl>Chl/S	T1					X	X	X	
HE-07	I	T1					X			
IE-04	I + Chl	T1					X	X		
JE-06	[I/S] + Chl	T2			X			X		
KE-03	I + Chl	T1					X	X		
Puyu-02	[I/S]+Chl+I	T2			X		X	X		
Queu-03	I	T1					X			
Mag-03	[I/S] + I + Chl	T2		X			X	X		
NA-03	[I/S] + I+ Chl + [Chl/S]	T2			X		X	X	X	

Tabla 6. Resumen de muestras de fracción arcilla, asociaciones minerales reconocidas, y rangos de temperatura correspondientes