



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL SECTOR LAS  
AMARILLAS, VALLE DEL RÍO VOLCÁN, REGIÓN  
METROPOLITANA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

DANITZA ANDREA BERRIOS TORO

PROFESOR GUÍA:  
DANIEL MONCADA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
GREGORY DE PASCALE  
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA  
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga

**POR:** Danitza Andrea Berrios Toro

**FECHA:** 2020

**PROFESOR GUÍA:** Daniel Moncada

**ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL SECTOR LAS AMARILLAS,  
VALLE DEL RÍO VOLCÁN, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE**

El papel que juega la circulación de fluidos, su fuente y los diferentes procesos que ocurren en la interacción de estos con las rocas se encuentran poco estudiados en el valle del río Volcán. En esta memoria de título se buscará identificar cómo es dicha interacción mediante la identificación de la asociación de minerales, particularmente de minerales de arcilla presentes en el sector Las Amarillas.

Se realizó una salida a terreno se realizó una recolección de 9 muestras representativas de la alteración. Con ello se identificó litología y mineralogía mediante observación a muestra de mano en cara fresca y alterada. Luego, mediante distintas técnicas analíticas (microscopía petrográfica, difracción de rayos X, y texturas de alteración) se refinó descripción de la mineralogía existente.

Las Amarillas corresponde a alteración hidrotermal con zonación típica de depósito epitermal de baja sulfuración, presentando alteraciones argílica avanzada, argílica y propilítica. La geología local (sistema de fallas El Diablo-El Fierro) permite la circulación de fluidos que dieron origen al sistema en estudio. El tipo de roca hospedante del sistema corresponde a brechas y lava andesítica (dacita) La mineralogía no arcillosa del sistema corresponde a dickita, pirofilita, epidota, plagioclasa, feldespato potásico, óxidos de hierro, calcita y cuarzo. Por otra parte, los minerales del tipo arcilla encontrados fueron jarosita, halloysita y caolinita, illita, interestratificados illita/esmectita, interestratificados clorita/esmectita y clorita. Con respecto a los minerales arcillosos, estos se daban en un cambio gradual, desde el este hacia el oeste del sistema, desde minerales asociados a alteración argílica avanzada, pasando por alteración argílica intermedia, hasta llegar a a minerales correspondientes a alteración propilítica, los cuales hablan de una gradualidad de temperatura. El rango de temperaturas encontrado en la transecta es indicativo de una gradación de alteración hidrotermal, que va desde bajas paleotemperaturas (del orden del 100°C) y pH ácido al NE del sistema, a temperaturas sobre los 300°C y pH neutro hacia el SW de este. La geología local, en particular el sistema de fallas El Diablo-El Fierro, cuya traza se estima en el sector este del sistema, sería entonces determinante para la percolación de fluidos ácidos que dieron origen al sistema en estudio. De acuerdo con la litología encontrada, la Formación Abanico sería la hospedante del sistema. Además, la alteración hidrotermal Las Amarillas podría estar relacionada al calor relictivo de cámaras magmáticas asociadas al volcán San José.

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco enormemente a Daniel Moncada, por la confianza desde el primer momento, por su disposición, apoyo constante y valiosas conversaciones que permitieron obtener el resultado final de este trabajo. También agradecer a Gregory De Pascale y Sofía Rebolledo, por sus acertados comentarios y discusión que contribuyeron a afinar la versión final de este informe.

Gracias infinitas a mi familia: María Rosa, Manuel y Carla, por su amor, enseñanzas y apoyo incondicional en todas las etapas. Este trabajo es para ustedes.

No puedo dejar de agradecer a mis compañeros, por hacer del paso por la Universidad una experiencia única a pesar de las exigencias diarias, muy especialmente a Valentina, Daniel, Giuseppe, Hugo C. y Hugo M. También agradecer a mis grandes amigas Constanza y Alicia, por más de una década de amistad y contando. Gracias también a ti, Ignacio, por ser el mejor compañero que podría tener y por todo el apoyo en la última etapa de este camino.

Por último, quiero reconocer a todos quienes colaboraron en la realización de este trabajo. A Franco Buglio por haber estado en la primera parte de este trabajo. A Santiago Maza, por su gran ayuda en lo relacionado a la teoría del tratamiento de arcillas, y a España Madriaza y Estefanía Camus, por su colaboración en el procesamiento de estas. A Camila Lizana, por ser una gran compañera de laboratorio y de ayudantía. A Roberto Valles, por su ayuda con el chancado de las muestras; a Julio Díaz, por facilitarme los cortes usados en este trabajo; a Andrés Ibáñez por su ayuda con la obtención de los difractogramas; y a Luis Acevedo y Estefanía Camus (nuevamente) por su orientación con las imágenes satelitales. A Osvaldo Muñoz, por empapar me de normas APA, por las gratas conversaciones y por confiar en mí como auxiliar de GL5011. A todos los profesores que tuve en la carrera, por los conocimientos entregados. Y por supuesto a Blanca Baccola, porque sin su orientación, eficiencia y comprensión el departamento de Geología no sería lo mismo.

# Tabla de contenido

I. INTRODUCCIÓN .....	1
1.1. Formulación del problema .....	1
1.2. Ubicación y vías de acceso .....	1
1.3. Hipótesis .....	3
1.4. Objetivos .....	3
II. METODOLOGÍA GENERAL.....	4
2.1. Recopilación bibliográfica y campaña de terreno.....	4
2.2. Descripción petrográfica: cortes transparentes y <i>quick plates</i> .....	5
2.3. Estudio de difracción de rayos X (XRD) .....	6
2.4. Análisis de imágenes ASTER.....	12
2.5. Construcción de modelo conceptual de alteración en superficie.....	14
III. MARCO GEOLÓGICO Y ÁREA DE ESTUDIO.....	15
3.1. Geología regional.....	15
3.2. Geología local y emplazamiento de la zona de estudio .....	16
3.2.1. Cordillera principal.....	16
3.2.2. Estructuras .....	21
3.3. Modelo evolutivo de la zona de estudio.....	23
3.4. Remoción en masa Las Amarillas: trabajos previos .....	27
IV. MARCO TEÓRICO.....	31
4.1. Alteración hidrotermal .....	31
4.2. Minerales de alteración .....	34
4.3. Texturas de alteración .....	36
4.4. Inclusiones fluidas y arreglos de inclusiones (FIAs).....	38

4.5. Difracción de rayos X y unidades estructurales de arcillas.....	39
V. RESULTADOS.....	42
5.1. Petrografía .....	42
5.2. Estudio de XRD.....	45
5.3. Texturas de alteración e inclusiones fluidas.....	48
5.4. Imágenes ASTER .....	50
VI. DISCUSIÓN .....	52
VI. CONCLUSIONES .....	59
BIBLIOGRAFÍA.....	61
ANEXOS .....	70
Anexo A: Muestras recopiladas (caras frescas a muestra de mano).....	70
Anexo B: <i>Quick plates</i> utilizadas en este estudio. ....	74
Anexo C: Difractogramas de muestras. ....	75

# **I. INTRODUCCIÓN**

## **1.1. Formulación del problema**

El papel que juega la circulación de fluidos, su fuente y los diferentes procesos que ocurren en la interacción de estos con las rocas se encuentran poco estudiados en el valle del río Volcán. En esta memoria de título se buscará identificar cómo es dicha interacción mediante la identificación de asociación de minerales y arcillas, formados gracias a la circulación de fluidos a través de fallas y permeabilidad de la roca huésped. Algunos de estos minerales se forman a rangos y condiciones de temperatura, pH, permeabilidad, composición del fluido, presión y duración de la interacción específicos. Así, los cambios en las alteraciones minerales se pueden utilizar para localizar áreas más cálidas, relacionadas con zonas de flujo ascendente en zonas hidrotermales activas (Mauriohooho *et al.*, 2014).

Para lograr este objetivo se utilizarán diferentes técnicas analíticas en terreno y en laboratorio (como difracción de rayos X -XRD- y petrografía tradicional, entre otros). La zona específica estudiada en este trabajo es la alteración Las Amarillas, ubicada en la ladera sur del valle del río Volcán, Región Metropolitana. Los resultados obtenidos son utilizados para ampliar la información de la geología de detalle en el área.

## **1.2. Ubicación y vías de acceso**

El área de estudio denominada Las Amarillas ( $33^{\circ}50'S$ ,  $70^{\circ}04'25''W$ , 1.830 msnm.) está ubicada en la Región Metropolitana, Chile, perteneciendo a la comuna de San José de Maipo en la provincia Cordillera (Figura 1). Se encuentra a unos 68,8 km al SE del centro de Santiago y a 16,6 km del límite con Argentina. Comprende el

límite más oriental de la Cordillera de los Andes, entre los 33° 34' S y los 33° 54' S. Se accede a la zona a través de Camino al Volcán (ruta G-25) hasta el km 76, justo antes del desvío hacia Baños Morales. El sector Las Amarillas es claramente apreciable en la ladera sur del valle del río Volcán.

La ruta Camino al Volcán se encuentra pavimentado, en buen estado, hasta justamente el km 76 sector Las Amarillas. La entrada al sector de Baños Morales es un camino de ripio, generalmente en buen estado. Es probable que el camino se encuentre restringido o cerrado durante el invierno, con el fin de resguardar la seguridad de los visitantes.

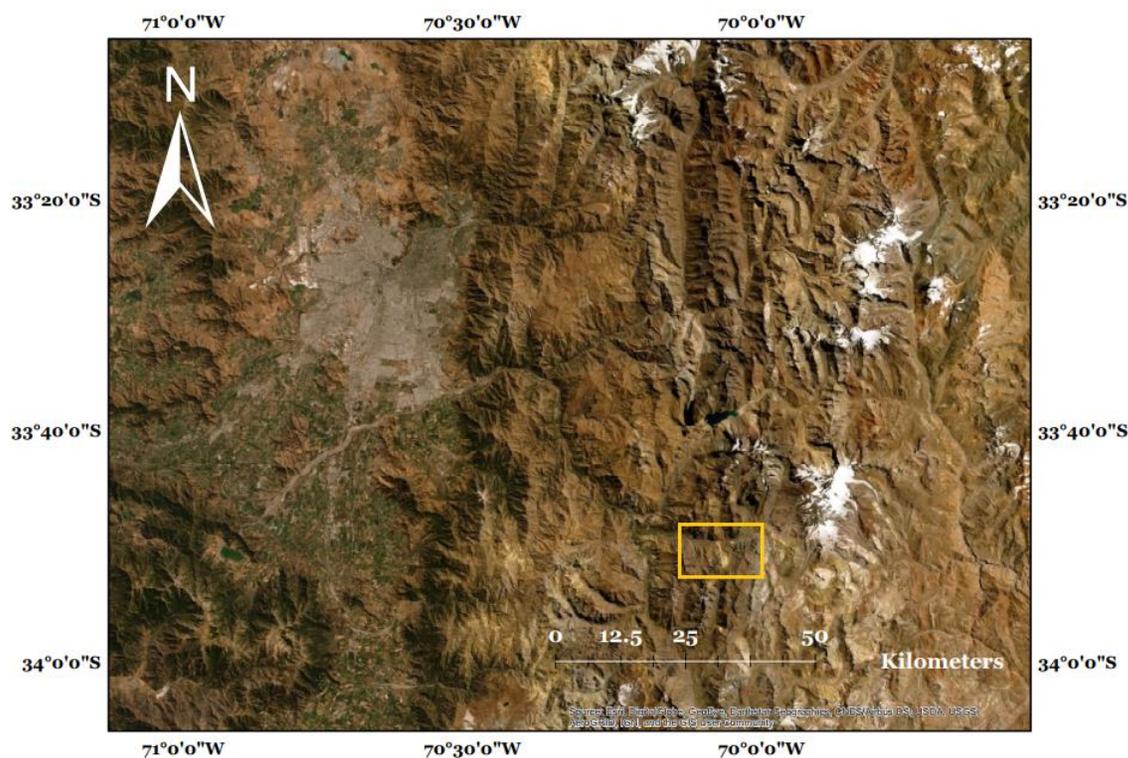


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. En color amarillo está encerrada la remoción estudiada en la presente memoria. A la izquierda del mapa se puede distinguir la ciudad de Santiago. Adaptado de ArcGIS.

### **1.3. Hipótesis**

El sistema en estudio corresponde a una alteración de tipo hidrotermal, producida por fluidos a condiciones físico-químicas favorables que ascienden gracias a la presencia de fallas en la zona.

### **1.4. Objetivos**

El objetivo general de este trabajo es determinar el tipo de alteración en Las Amarillas y sus condiciones físico-químicas mediante la identificación de la fracción arcilla y otros minerales de alteración.

Los objetivos específicos para llevar esto a cabo son:

- I. Identificar y caracterizar estructuras locales y regionales.
- II. Determinar el tipo de minerales, en particular arcillosos, y texturas de alteración presentes en las muestras.
- III. Caracterizar arreglos de inclusiones fluidas en vetillas y/o minerales de las muestras.
- IV. Elaborar un modelo conceptual de la distribución en superficie de las zonas de alteración.

## II. METODOLOGÍA GENERAL

### 2.1. Recopilación bibliográfica y campaña de terreno

En primer lugar, se revisó la bibliografía existente para la zona de estudio, definiendo así sus características generales como geología local, estructuras principales y relieve de la zona. Luego, mediante campaña de terreno en el sector Las Amarillas, se realizó una recolección de 9 muestras de afloramientos a lo largo de una transecta representativa (Figura 2; Anexo A). Con ello se identificó litología presente y alteración a muestra de mano en cara fresca.

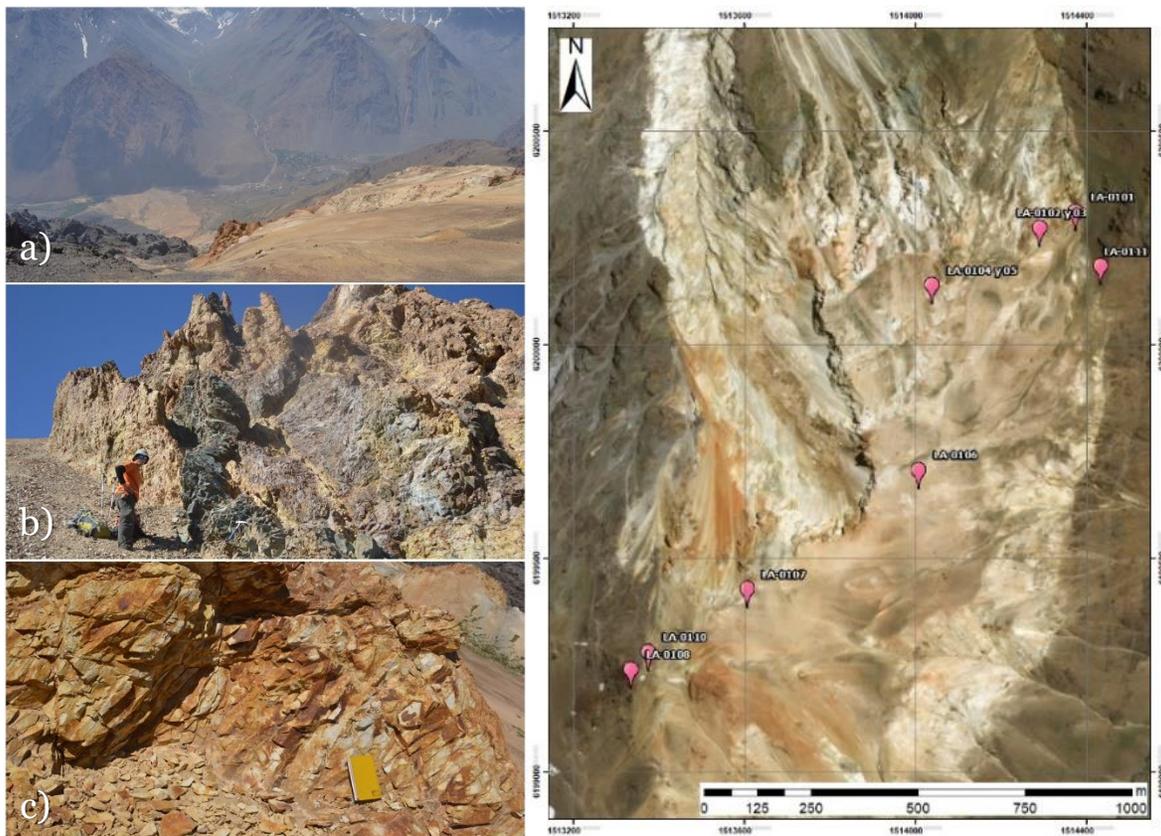


Figura 2. Campaña de terreno en Las Amarillas. Izquierda: a) Vista al valle del río Volcán y Baños Morales desde Las Amarillas, b) Afloramientos en Las Amarillas, c) Detalle de afloramientos. Derecha: Puntos de muestreo que forman la transecta realizada para ver los cambios en la litología de la zona (adaptado de ArcGIS).

## 2.2. Descripción petrográfica: cortes transparentes y *quick plates*

A las muestras recolectadas se realizaron cortes transparentes pulidos, descritos con ayuda de microscopio petrográfico, con énfasis en la petrografía, texturas y vetillas. Además, se realizaron *quick plates* a las muestras de este estudio, que corresponde a un tipo de placa delgada en la que se pueden hacer observaciones de inclusiones fluidas, minerales y texturas de alteración (Figura 3; Anexo B), complementando así lo observado en cortes transparentes.

Los cortes transparentes y *quick plates* fueron realizados en el taller de cortes del departamento de Geología de la Universidad de Chile. La observación de estos se realizó usando los microscopios petrográficos Olympus BX53 y Olympus BX51, pertenecientes al Laboratorio de Microtermometría e Inclusiones Fluidas del mismo departamento, con fuente de luz transmitida y magnificaciones de 5 y 10x para cortes transparentes, y 5, 10, 20 y 40x para *quick plates*. El software de captura de imágenes digitales utilizado es Linksys32.



Figura 3. *Quick plates* utilizados en este trabajo. Su uso permite identificar los arreglos de inclusiones fluidas, o *fluid inclusion assemblages* (FIAs) presentes en la roca, además de complementar información de mineralogía y texturas.

### 2.3. Estudio de difracción de rayos X (XRD)

Para identificar el tipo de arcilla, y así poder inferir la temperatura de formación de la alteración, se utilizó la técnica de difracción de rayos X (*X-ray diffraction*, XRD). Debido al tamaño de los minerales de arcilla ( $<0,002$  mm o  $<2$   $\mu$ m) estos no se pueden caracterizar mediante un microscopio petrográfico, por lo que para su identificación se debe separar esta fracción de las muestras obtenidas en terreno.

La preparación de las muestras para análisis de XRD fue hecha de acuerdo con Moore y Reynolds (1997), considerando los siguientes pasos:

- i) **Triturado de la muestra:** con la ayuda de un martillo y, posteriormente, de un mortero de ágata, se deben triturar de 30 a 40 gramos de la muestra deseada (chancado). De acuerdo con Moore y Reynolds, las muestras deben ser aplastadas y no molidas, para así aumentar la superficie específica de los granos, con el objeto de que el proceso sea más efectivo.
  
- ii) **Descarte de presencia de carbonato y/o materia orgánica:** los carbonatos y la materia orgánica actúan como aglutinantes de las fases minerales de las arcillas, otorgándoles así un mayor tamaño de partícula y pudiendo perderse una parte de la fracción que podría ser, por ejemplo, un tipo especial de arcilla. Para comprobar la presencia de carbonatos y materia se debe dividir la muestra en dos partes (Figura 4) y agregar unas cuantas gotas de ácido clorhídrico al 10% (para detectar carbonatos) a una de ellas, y de peróxido de hidrógeno (para detectar materia orgánica) a la otra. Si alguna de las dos muestras presentaba efervescencia se procedía a la eliminación de carbonatos y lavado de la muestra.



Figura 4. Separación de muestra para detección de carbonatos y/o materia orgánica.

- iii) **Eliminación de carbonatos y/o materia orgánica:** para quitar el carbonato se debe usar 250 ml de solución de Morgan. La solución de Morgan o Universal se compone de 82 g de acetato de sodio en 900 mL de agua ultrapura, con 27 mL de ácido acético glacial (que actúa como neutralizador de pH). Al ser agitados estos componentes, se rellena con agua ultrapura hasta completar los 1000 mL de solución. Esta solución actúa como disolvente en la muestra triturada (los 30-40 gramos), colocada en un vaso de precipitado. Por otra parte, para eliminar la materia orgánica se utilizan 250 ml peróxido de hidrógeno al 30%. Se debe dejar reposar por un día completo las muestras con dichas soluciones. Es importante señalar que, de existir tanto carbonatos como materia orgánica en una muestra, la muestra debe dejarse en una mezcla de las dos soluciones.
- iv) **Lavado de la muestra:** una vez eliminados los carbonatos y/o la materia orgánica, se procede a lavar la muestra con agua ultrapura. Para ello, se separó la muestra en cuatro tubos de centrifugado, procurando que el peso del tubo con su contenido sea de 40 ml. Estos tubos fueron ingresados a una centrífuga, específicamente el modelo 1-6481 de la marca Labnet. Se dejan los tubos acá durante 4 minutos para lograr que la arcilla decante. Al terminar este proceso, se descarta el exceso de solución (hasta que se empiece a mover la fracción fina del fondo del tubo), rellenando cada tubo nuevamente con agua ultrapura hasta completar 10 ml. Se vacío

el contenido de todos los tubos en un vaso precipitado, y esta solución se rellenó con agua ultrapura nuevamente hasta completar 200 ml. Se repite este proceso cinco veces más, aumentando el tiempo de centrifugado en cada operación (6, 15, 20, 25, y 30 minutos). Con esto la muestra queda limpia para continuar con la separación de la fracción arcilla.

- v) **Preparación para dispersión de los minerales de arcilla:** al descartar la presencia de carbonatos o material orgánica, se deben triturar otros 40 gramos de la muestra con el mortero hasta dejar clastos de tamaño arena. Se debe vaciar este molido a un vaso de precipitado adecuadamente rotulado con el nombre de la muestra correspondiente. Por otra parte, si la muestra tuvo que pasar por lavado, se utiliza esta misma muestra lavada. Se le agregó agua ultrapura (agua de alta pureza: solo contiene H<sub>2</sub>O y iones H<sup>+</sup> y OH<sup>-</sup> en equilibrio) hasta que el contenido total del vaso llegue a los 200 ml. A continuación, se le agregan 25 mg de hexametáfosfato de sodio, el cual actúa como dispersante y evita que se aglutinen partículas grandes, y se debe revolver por 10 minutos con una espátula plástica.
  
- vi) **Dispersión de minerales de arcilla con ultrasonido:** se colocaron las muestras dentro de un ultrasonido modelo Elmasonic S100, perteneciente al Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología, con el fin de distribuir mejor el dispersante. Se debe agregar agua al ultrasonido, de tal manera que la muestra quedase cubierta y el vaso de precipitado flotando ligeramente, y programarlo en modo *sweep*, dejándolo actuar durante 10 minutos.
  
- vii) **Centrifugado y separación de la fracción arcilla:** una vez listo el proceso del ultrasonido, se debe centrifugar la fracción líquida de las

muestras. La centrífuga dejará, finalmente, la fracción <2 μm presente en dichas muestras (Figura 5). Es importante considerar que el centrifugado debe durar un tiempo de 26 segundos. Este tiempo fue considerado gracias a estandarización de la *U.S. Geological Survey*, la cual es poseedora de un programa, con base en la ecuación de Stokes, que calcula los tiempos de centrifugado y velocidades de partículas en diferentes condiciones de temperatura, gravedad específica, y viscosidad (Poppe *et al.*, 1988). El tiempo de centrifugado se obtuvo a partir de la Ecuación 1.

$$T = \frac{9\eta \ln\left(\frac{R_2}{R_1}\right)}{8\pi^2 N^2 r^2 (\rho - \rho_0)} + \frac{2(t_a + t_d)}{3} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Donde:

T	=	tiempo total (s)
t <sub>a</sub>	=	tiempo de aceleración (s)
t <sub>d</sub>	=	tiempo de desaceleración (s)
η	=	viscosidad (poises)
R <sub>1</sub>	=	distancia inicial desde el eje de rotación (cm) (Figura 6)
R <sub>2</sub>	=	distancia final desde el eje de rotación (cm)
r	=	radio de la partícula (cm)
N	=	velocidad angular (r/s)
ρ	=	densidad de la partícula (g/cm <sup>3</sup> )
ρ <sub>0</sub>	=	densidad del medio (g/cm <sup>3</sup> )



Figura 5. Tubos utilizados para el proceso de centrifugado de muestras, proceso que forma parte de la separación de la fracción arcilla de las muestras.

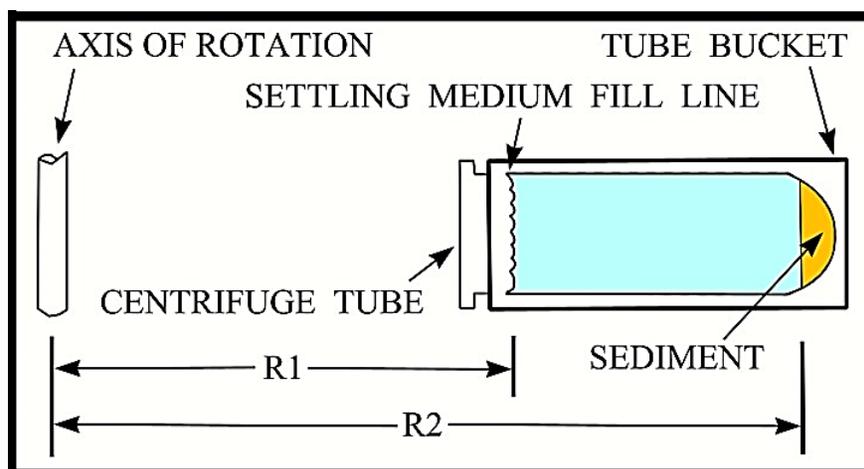


Figura 6. Diagrama que muestra la distancia inicial y final desde el eje de rotación en la centrifuga. Modificado de <https://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/htmldocs/methods/centrifug.htm>

Una vez listo este proceso, se guarda una parte del centrifugado en un tubo de ensayo, debidamente rotulado y cubierto con parafilm, y esperar unos 5 días aproximadamente, tiempo en el cual habrá decantado la fracción arcilla al fondo del tubo de ensayo (agregados orientados). Se recomienda guardar otra parte del centrifugado en un vaso aparte en caso de cualquier eventualidad.

- viii) **Montado de las muestras:** con la ayuda de una propipeta se retiró la solución concentrada, situándola en una placa de vidrio debidamente lavada con agua ultrapura y alcohol, desde el centro de la placa y procurando que toda la placa quedase cubierta. De este procedimiento se obtuvieron tres tipos de montados (Figura 7): (1) **Agregados secados al aire:** estas placas se enviaron al *Laboratory of Matter out of Equilibrium* del Departamento de Física de la Facultad, en donde se aplicó la medición con un difractómetro de rayos-X D5000, utilizando para ello radiación Cu Ka obtenida a 40kV y 30 mA. La medición fue realizada por pasos, siendo este de  $0.02^\circ$  ( $2\theta$ ) y con un tiempo de conteo de 37.8 s por paso, entre los ángulos  $2$  y  $80^\circ$  ( $2\theta$ ). Posteriormente a esto, la muestra de agregado se trató con etilenglicol, dando origen a los **agregados tratados con**

**etilenglicol** (2). Finalmente, luego de una nueva medición con el difractómetro, la muestra de agregado se sometió a una mufla (modelo F62700 de Barnstead Thermolyne, Laboratorio de Sedimentología) a 500°C por 4 horas, obteniéndose así una muestra de **agregados calcinados** (3), también medida con difractómetro.



Figura 7. Muestras montadas y listas para envío a difracción de rayos X (XRD).

De todos estos agregados se obtuvieron difractogramas en formato RAW. La comparación y desplazamiento de *peaks* en los tres diagramas facilitó el reconocimiento de las fases de arcilla (Anexo C). La identificación de las fases minerales presentes se realizó usando los *softwares* X Powder, Match! y X'Pert HighScore Plus 3.0, a partir del valor de la proporción relativa de las intensidades (PRI) de cada mineral presente, utilizando la base de datos PDF-2 ofrecida por la ICDD (*International Centre for Diffraction Data*).

## 2.4. Análisis de imágenes ASTER

El sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) se utiliza para identificar, de forma espectral, rocas y minerales (Abrams *et al.*, 2002). El sensor ASTER tiene bandas espectrales más próximas que otros sensores y un mayor número de bandas en el infrarrojo de onda corta y en el infrarrojo térmico respecto a otros sensores como Landsat 7 TM o SPOT (Figura 8). Así, ASTER puede tener más precisión en la identificación litológica y mineral.

ASTER presenta una órbita sincrónica al sol a una altitud de 705 km, con un ciclo de repetición de 16 días y con un ancho de barrido de 60 km. Está compuesto por 3 subsistemas, con bandas que van desde el espectro visible al infrarrojo térmico:

- VNIR: 3 bandas en el espectro visible e infrarrojo cercano, con una resolución espacial de 15 m por píxel.
- SWIR: 6 bandas en el espectro infrarrojo de onda corta, con una resolución espacial de 30 m por píxel.
- TIR: 5 bandas en el infrarrojo térmico, con una resolución espacial de 90 m por píxel.

Tabla 1. Subsistemas ópticos de ASTER y sus características. Modificado de Rodríguez (2013).

Subsistema	Número de banda	Rango espectral	Resolución espacial
VNIR	1	0,52 – 0,60 $\mu\text{m}$	15 m
	2	0,63 – 0,69 $\mu\text{m}$	
	3N	0,76 – 0,86 $\mu\text{m}$	
	3B	0,76 – 0,86 $\mu\text{m}$	

SWIR	4	1,60 – 1,70 $\mu\text{m}$	30 m
	5	2,145 – 2,185 $\mu\text{m}$	
	6	2,185 – 2,225 $\mu\text{m}$	
	7	2,235 – 2,285 $\mu\text{m}$	
	8	2,295 – 2,365 $\mu\text{m}$	
	9	2,360 – 2,430 $\mu\text{m}$	
TIR	10	8,125 – 8,475 $\mu\text{m}$	90 m
	11	8,475 – 8,825 $\mu\text{m}$	
	12	8,925 – 9,275 $\mu\text{m}$	
	13	10,25 – 10,95 $\mu\text{m}$	
	14	10,95 – 11,65 $\mu\text{m}$	

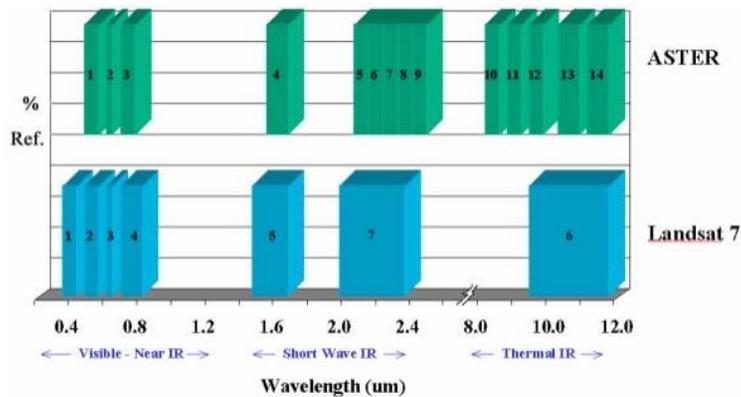


Figura 8. Comparación de bandas espectrales entre ASTER y Landsat-7 TM (Thematic Mapper). En el eje vertical, % Ref corresponde al porcentaje de reflectancia. Modificado de Abrams *et al.* (2002).

ASTER también presenta un telescopio con visión hacia atrás que escanea en la región espectral de la banda 3B, lo que permite realizar modelos digitales de terreno (MDT) por pares estereoscópicos. Es ampliamente utilizado en geología-minería en etapas exploratorias, siendo sus principales aplicaciones la identificación litológica e interpretación estructural. En la identificación de zonas con alteración hidrotermal, ASTER permite caracterizar las principales asociaciones minerales por el contenido de arcillas, sílice y óxidos de hierro (Figura 9).

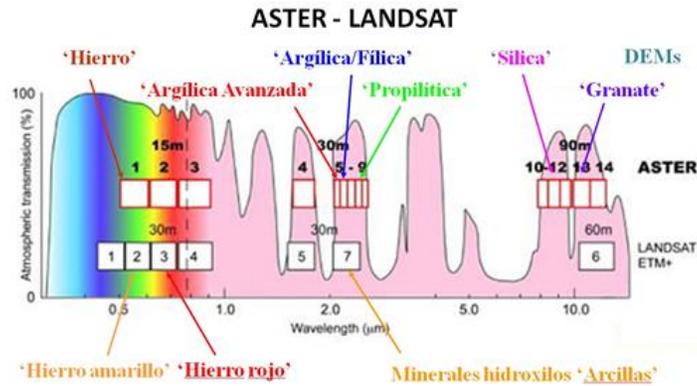


Figura 9. Alteraciones hidrotermales identificadas con los métodos ASTER y Landsat. Modificada de [https://www.ingemmet.gob.pe/web/lab/imagenes\\_satelitales\\_tl](https://www.ingemmet.gob.pe/web/lab/imagenes_satelitales_tl)

Las escenas ASTER L1T (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Level 1 Precision Terrain Corrected) son una mejora de los productos ASTER L1A y L1B al ya incluir corrección radiométrica y geométrica, además de incorporar rotación al norte y corrección por el fenómeno de *Crosstalk* (Meyer *et al.*, 2015). Se utilizaron para este trabajo dos escenas ASTER L1T obtenidas de la página web de la *United States Geological Survey* (USGS). Cada una de ellas tiene una cobertura espacial (*Swath*) de 60 x 60 km. Las combinaciones de bandas utilizadas corresponden a los subsistemas SWIP y VNIR.

## 2.5. Construcción de modelo conceptual de alteración en superficie

A partir de la mineralogía encontrada en los pasos anteriores, se identificaron las alteraciones presentes en Las Amarillas, detalladas más adelante en este informe, y su variación espacial-temporal, de acuerdo con Corbett y Leach (1998). Finalmente, con toda la información recopilada se generó un modelo conceptual de la alteración mineral en superficie de Las Amarillas, siendo esto complementado y contrastado con información de la geología de la zona.

### III. MARCO GEOLÓGICO Y ÁREA DE ESTUDIO

#### 3.1. Geología regional

De acuerdo con Fock (2005), el segmento de los Andes Centrales ubicado entre 32°-35°S presenta, de oeste a este, las siguientes unidades morfoestructurales: Cordillera de la Costa, Depresión central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y el antepaís argentino (Figura 10). En particular, la Cordillera Principal, sector donde se encuentra el área de estudio, puede dividirse en dos grandes flancos: (1) Occidental, conformada, principalmente, por rocas cenozoicas de las Formaciones Abanico y Farellones; y (2) Oriental, compuesta por rocas mesozoicas fuertemente deformadas, que conforman las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe.

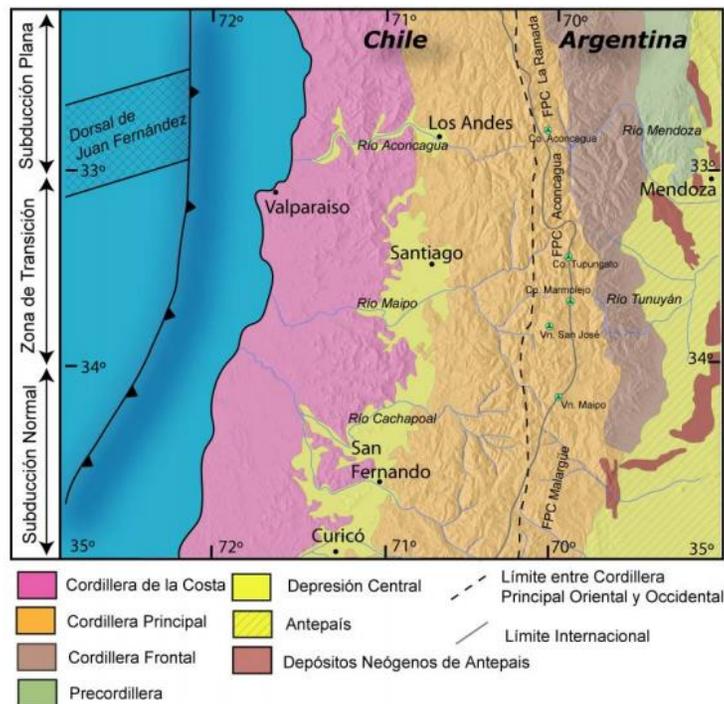


Figura 10. Morfoestructuras principales de la segmentación andina entre los 32° y 35°S. Tomado de Fock (2005). Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yañez (2003).

## 3.2. Geología local y emplazamiento de la zona de estudio

### 3.2.1. Cordillera principal

Las rocas estratificadas del área estudiada corresponden a rocas volcánicas, sedimentarias marinas y continentales, con edades que van desde el Mesozoico al Cenozoico (Figuras 11 y 12).

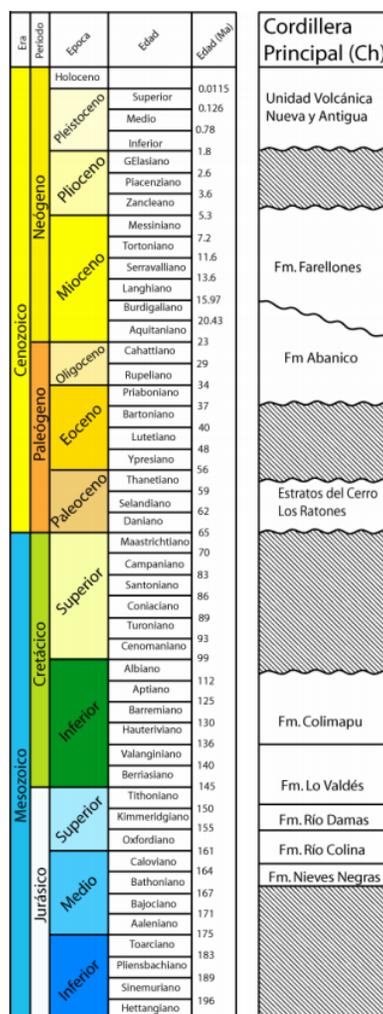


Figura 11. Columna generalizada del sector en estudio. Modificado de Fock (2005) y basado en Thiele (1980), Nasi y Thiele (1982), Vergara *et al.* (1995), Ramos *et al.* (1996), Wall *et al.* (1999), Sruoga *et al.* (2000), Wall y Lara (2001), Sellés y Gana (2001), Charrier *et al.* (1996, 2002). Encinas *et al.* (2003), Giambiagi *et al.* (2003a, 2003b).

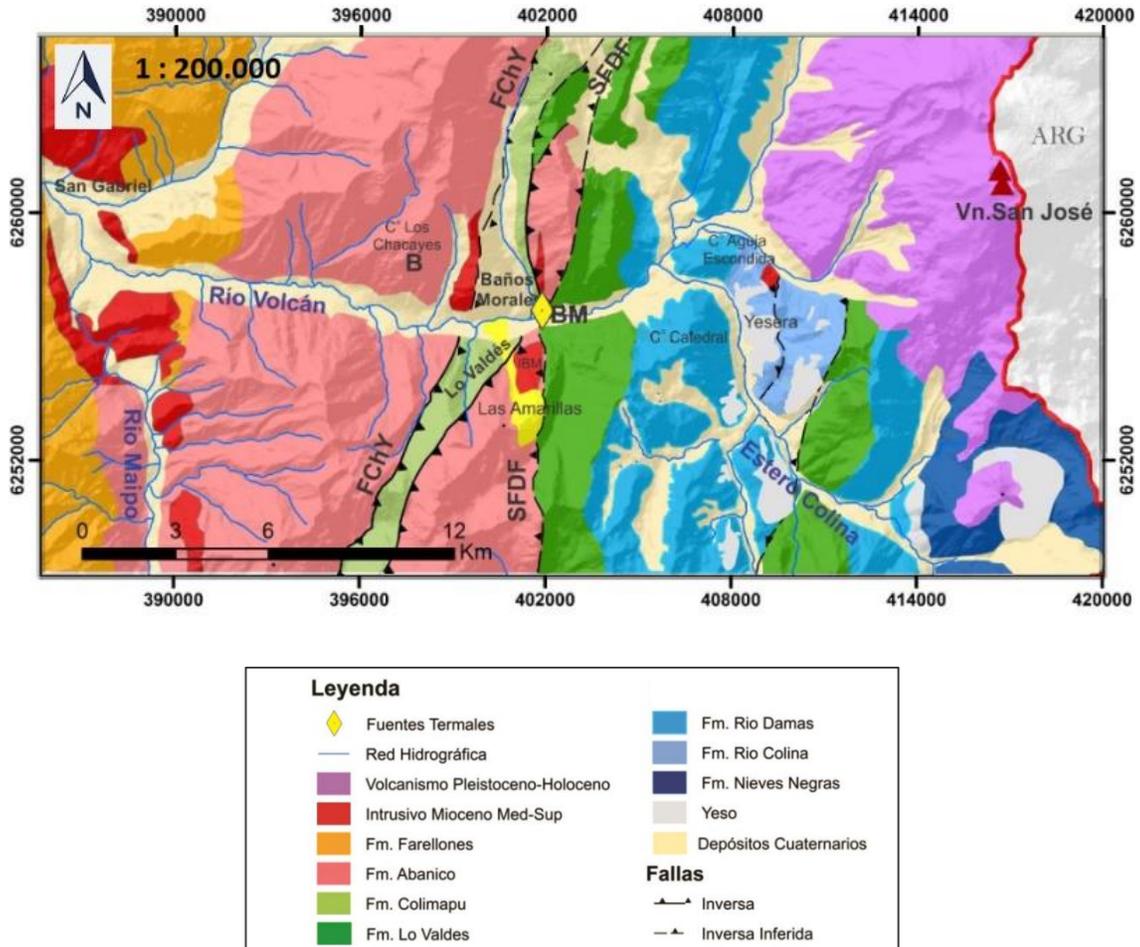


Figura 12. Mapa geológico del valle del Río Volcán. En ella se puede observar la ubicación de la alteración Las Amarillas, que el autor situó sobre afloramientos pertenecientes a la Formación Abanico. Modificado de Pincetti (2016).

- **Formación Río Colina** (González, 1963): se define como un conjunto de sedimentos clásticos marinos, compuesto principalmente por calizas y lutitas calcáreas, lutitas fisibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos, con intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas (Fock, 2005). Además, presenta yeso de forma interestratificada y, además, formando domos diapíricos que la intruyen (Thiele, 1980). Estos niveles de yeso corresponderían a los niveles de despegue de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Ramos *et al.*, 1997). El espesor mínimo visible es de 800 m, aflorando en la vertiente oriental de la Cordillera Principal (Fock, 2005). Su edad sería Caloviano – Oxfordiano, de acuerdo con fauna recolectada (Thiele,

1980). Presenta una distribución restringida a ambos flancos del Anticlinal de Yeguas Muertas, y sobreyace, de modo concordante, a la Formación Nieves Negras, y subyace, también en contacto concordante, a la Formación Río Damas (Bustamante *et al.*, 2010).

- **Formación Río Damas** (Klohn, 1960): se trata de una secuencia continental de facies arenosas y conglomerádicas (Bustamante *et al.*, 2010). Presenta conglomerados y brechas conglomerádicas gruesas a medianas, con intercalaciones de areniscas, limonitas, lavas andesíticas y niveles menores de yeso. Posee un espesor de casi 3000 m, y aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal (Fock, 2005). Sobreyace de forma concordante a la Formación Río Colina (Oxfordiano) y subyace, también de manera concordante, a la Formación Lo Valdés (Titoniano), por lo que se le asigna una edad Kimmeridgiano (Thiele, 1980).
  
- **Formación Lo Valdés** (González, 1963): Hallam *et al.* (1986) definen la composición de esta formación como una secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de sedimentos marinos en su miembro inferior, y calizas, calizas fosilíferas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas en su miembro superior. Según Bustamante *et al.* (2010), la Formación Lo Valdés está compuesta, en su mayoría, por rocas carbonatadas fosilíferas (fangolitas, lutitas y areniscas finas), pero posee también rocas volcanoclásticas, lutitas rojas y depósitos evaporíticos hacia el límite occidental de sus afloramientos. Su espesor estimado es de 1350 m, y se le asigna una edad Titoniano Superior-Hauteriviano por el contenido fosilífero encontrado (Biró-Bagóczy, 1984; Thiele, 1980; Hallam *et al.*, 1986). Sobreyace de forma concordante sobre la Formación Río Damas y subyace, de forma concordante también, a la Formación Colimapu (Thiele, 1980).

- **Formación Colimapu** (Klohn, 1960): es una secuencia continental, compuesta por areniscas, lutitas, y conglomerados de matriz arenosa, con intercalaciones de tobas, lavas andesíticas y calizas. Su coloración rojiza predominante indica un ambiente deposicional correspondiente a un ambiente continental, bajo condiciones altamente oxidantes (Thiele, 1980). Su espesor alcanza los 2000 m (Thiele, 1980). Forma una franja semicontinua de orientación N-S en la parte E de la Cordillera Principal (Bustamante *et al.*, 2010). Su edad se encuentra entre el Hauteriviano, por su contacto basal concordante con la Formación Lo Valdés, y el Albiano, con base en material fósil encontrado (Fock, 2005). Subyace discordantemente a la Formación Abanico (Charrier *et al.*, 1996; Charrier *et al.*, 2002).
  
- **Formación Abanico** (Aguirre, 1960): está compuesta por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias fluviales, aluviales y lacustres, que forman lentes de hasta 500 m de espesor (Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003). Su espesor se estima en 3000 m, siendo este aumentado por las numerosas intercalaciones interestratificadas de filones-manto y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980). Se le asigna una edad Eoceno superior-Mioceno, acorde a dataciones radiométricas y estudios de fósiles (Wyss *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 1996, 2002; Gana y Wall, 1997; Sellés, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Sellés, 2000; Fuentes *et al.*, 2002).

Fock (2005) clasifica de forma diferente el sector más oriental de la Formación Abanico mapeada por Pincetti (Figuras 13 y 14). Según Fock, al este de la falla Chacayes–Yesillo aflora una secuencia de litología similar a la Formación Abanico que aflora más al oeste, denominada informalmente en su trabajo como **Unidad Cerro Retumbadero**, compuesta por un nivel calcáreo en su base, un nivel volcanoclástico y lavas basálticas y andesítico–basálticas con intercalaciones de areniscas y brechas volcanoclásticas hacia el techo. Hacia el oeste esta unidad se

encuentra en discordancia erosiva y angular en contacto con la Formación Colimapu y hacia el este en contacto por falla con la Formación Lo Valdés.

La Unidad Cerro Retumbadero ha sido considerada parte de la **Formación Abanico** (Thiele, 1980; Charrier *et al.*, 2002, 2005) pero también como un miembro volcánico de la **Formación Colimapu** (Godoy y Vela, 1985; Godoy *et al.*, 1988; Palma, 1991; Bustamante, 2001), esto último de acuerdo con (1) la datación de un ammonite encontrado en la Quebrada Los Lunes, al este de la Falla El Diablo en calizas intercaladas en areniscas rojas, asignando así las rocas de la Unidad Cerro Retumbadero a un miembro volcánico de la Formación Colimapu, y (2) una edad de  $39,6 \pm 3,5$  Ma (K/Ar en roca total) estimada para una lava andesítica de piroxeno del Estero El Diablo por Palma (1991). Lo anterior permite acotar la edad de esta unidad entre el Albiano (edad mínima de la Formación Colimapu) y el Eoceno Superior (edad máxima para la Formación Abanico).

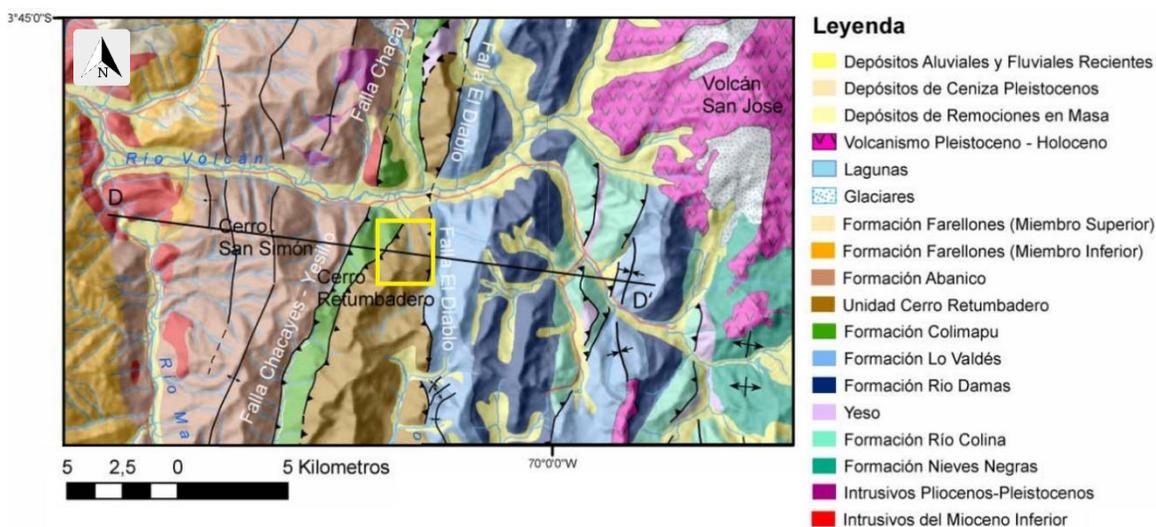


Figura 13. Mapa geológico entre los ríos Colorado y Maipo. Modificado de Fock (2005). Compilado y modificado de Thiele (1980), Godoy y Vela (1985), Palma (1991), Ramos *et al.* (1991), Álvarez *et al.* (1997), Cornejo y Mahood (1997), Baeza (1999), Álvarez *et al.* (2000), Bustamante (2001), Giambiagi *et al.* (2003a). Traza de perfil D-D' mostrado en la Figura 14. Se destaca en un recuadro amarillo la ubicación espacial de la alteración Las Amarillas, que están ubicadas sobre afloramientos de la Unidad Cerro Retumbadero definida por Fock.

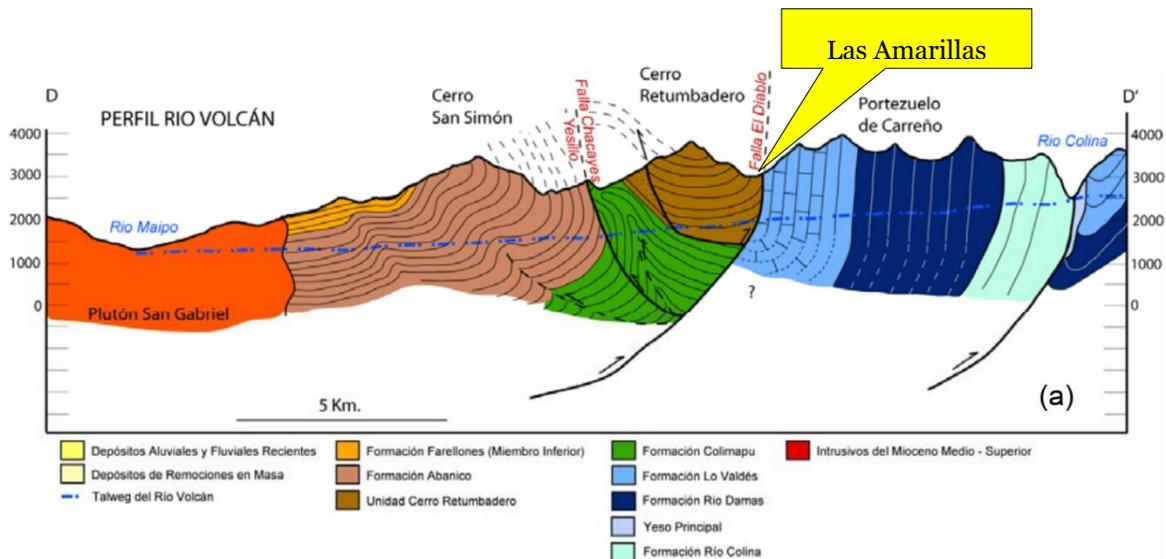


Figura 14. Sección geológica interpretada D-D', ubicada en Figura 13. Extraído de Fock (2005).

### 3.2.2. Estructuras

Las estructuras principales presentes a nivel regional son pliegues asimétricos con ejes de rumbo N-NE, y fallas inversas con la misma orientación con vergencia al oeste, afectando, principalmente, a las rocas cenozoicas (González, 1963; Thiele, 1980; Thiele *et al.*, 1991; Charrier *et al.*, 2002, 2005; Fuentes *et al.*, 2002; Rauld, 2002). En el sector más oriental se observan una secuencia de fallas, anticlinales y sinclinales de rumbo N-NW, apretados y volcados con vergencia al este. Las estructuras que controlan la geología local son principalmente fallas y pliegues apretados, de orientación N-NW, que concentran la deformación y provocan el basculamiento de las rocas que conforman la Cordillera Principal Occidental y dan lugar a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Este dominio estructural contiene fallas inversas de alto ángulo y pliegues que desplazan bloques de rocas mesozoicas hacia el este, aunque también se desarrollan retrocorrimientos en direcciones opuestas. El resultado de este proceso es el acortamiento, engrosamiento cortical y alzamiento de la Cordillera de Los Andes y el desplazamiento del frente de deformación hacia el este. El estilo de deformación de esta faja estructural es

complejo: por una parte, sería de tipo piel gruesa, involucrando bloques de basamento pre-Jurásico en su parte interna y, por otro lado, esta deformación se traspasaría hacia sectores más someros y generaría una deformación de piel delgada (Giambiagi y Ramos, 2002). Además, la presencia de niveles evaporíticos de competencia baja se ha asociado a superficies de despegue que favorecen la deformación (Dahlstrom, 1970).

Las estructuras más relevantes de la zona de estudio de este trabajo, y su relación con las formaciones presentadas, son:

- **Falla El Diablo:** de acuerdo con Fock (2005), esta estructura corresponde a un gran corrimiento inverso de orientación NNE-SSW, de vergencia al este y de carácter regional, que en el sector El Yeso monta la Unidad Cerro Retumbadero sobre la Formación Lo Valdés. Su rumbo varía de norte a sur a N10°E y corresponde a una estructura subvertical (Calderón, 2008). Esta estructura pone en contacto rocas mesozoicas con rocas cenozoicas en el sector de El Volcán, marcando un cambio en el estilo de la deformación y controlando regionalmente el desarrollo del orógeno. Durante la extensión del trasarco en el Eoceno y Mioceno temprano (Charrier *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2010), la falla El Diablo, de tipo normal en aquel entonces, provocó una subsidencia que genera la cuenca de Abanico, rellena por rocas volcánicas y menor sedimentación continental (Formación Abanico). En el Mioceno, la falla El Diablo sufre un proceso de inversión tectónica (Farías *et al.*, 2010).
  
- **Falla Chacayes – Yesillo (FChY):** es una falla inversa de vergencia oeste, de alto ángulo, con un manteo aproximado 80°E y rumbo N20°E (Fock, 2005). Pone en contacto rocas de la Formación Colimapu con la Formación Abanico (Baeza, 1999; Bustamante, 2001; Charrier *et al.*, 2002, 2005). Durante el proceso de compresión ocurrido, probablemente, durante el

Mioceno (Fariás *et al.*, 2010) que dio origen a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, se produjo la inversión tectónica de la Falla El Diablo. El nivel de alzamiento originó la falla Chacayes – Yesillo, una falla de tipo antitética (*backthrust* o retrocorrimento) que se ve evidenciada por contacto observado en terreno y por la presencia de un par anticlinal-sinclinal (Las Amarillas y El Retumbadero, respectivamente) con una geometría de pliegue por propagación de falla (Pairoa, 2018).

Sobre la falla El Diablo se desarrolla una intensa actividad sísmica superficial (15-20 km de profundidad). Como se señala en el trabajo de Sepúlveda *et al.* (2008), el 4 de septiembre de 1958 una secuencia de 3 terremotos de magnitud 6,7 – 6,9 (Terremoto de Las Melosas) afectó la Cordillera Principal en la latitud de Santiago, con epicentro en Las Melosas. Esta secuencia sísmica es de los pocos sismos superficiales presenciados en el sector, en un entorno de zona de subducción en el que la sismicidad está dominada por terremotos intraplacas, de profundidad intermedia dentro de la placa.

### **3.3. Modelo evolutivo de la zona de estudio**

La Cordillera de los Andes en Chile central se encuentra, a escala regional, en una etapa de deformación compresional desde el Mioceno inferior temprano (~23.8 Ma) (Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005), período durante el cual comenzó la inversión de la anterior cuenca extensional de Abanico.

Según Martini (2008), las estructuras principales que han acomodado la deformación tienen un rumbo aproximadamente N-S. Algunas de estas estructuras se generaron como fallas normales de alto ángulo en un régimen extensional y otras se han generado con posterioridad a la inversión. Las fuentes termales de Chile

central se encuentran ubicadas sobre la traza de estas discontinuidades asociadas al alzamiento de la Cordillera de los Andes, y su posición sugiere que puede existir una relación entre las estructuras y los sistemas geotermales. En la zona de estudio los sistemas de fallas que se asocian a fuentes termales se han denominado Pocuro-San Ramón (sistema occidental) y El Diablo-El Fierro (sistema oriental).

El modelo evolutivo de la zona de estudio propuesto por Pairoa (2018) se divide en 5 etapas. Es importante señalar que en él no se consideran la deformación ni las formaciones ubicadas al oeste:

- **Etapa 1:** Sedimentación continental con episodios de volcanismo (Figura 13), dando origen a la Formación Río Damas, y posterior transgresión marina (Figura 15) que da origen a la Formación Lo Valdés. Se plantea que dicha transgresión pudo ser efecto de la erosión del arco que separaba la cuenca de trasarco con el océano Pacífico (Rossel *et al.*, 2014).

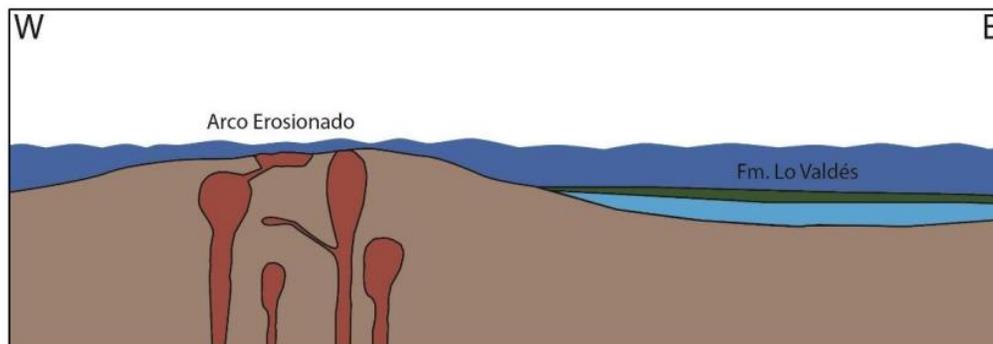


Figura 15. Erosión del arco y transgresión marina, causando el depósito de la Formación Lo Valdés en el Tithoniano Superior – Hauteriviano (Jurásico Superior-Cretácico Inferior). Ocurren episodios de volcanismo aislados. Tomado de Pairoa (2018).

- **Etapa 2:** Regresión marina por alzamiento en arco y trasarco, junto con una vuelta a ambiente de sedimentación continental con aumento del volcanismo, originando así la Formación Colimapu (Figura 16).

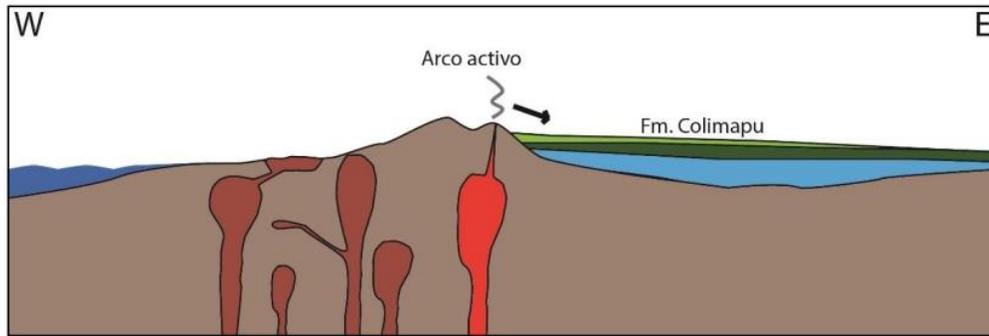


Figura 16. Alzamiento en el arco y trasarco, y aumento del volcanismo. Depósito de la Formación volcano-sedimentaria Colimapu entre el Hauteriviano y el Albiano (Cretácico Inferior) con proveniencia sedimentaria desde el oeste. Tomado de Pairoa (2018).

- **Etapa 3:** Extensión en el trasarco, generando la cuenca de Abanico por la subsidencia producida por la falla El Diablo, en ese entonces de tipo normal. El relleno de esta nueva cuenca consiste en rocas volcánicas y menor sedimentación continental, dando origen a la Formación Abanico (Figura 17). Existen evidencias de un régimen extensional durante el Eoceno y Mioceno Temprano (Charrier *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2010).

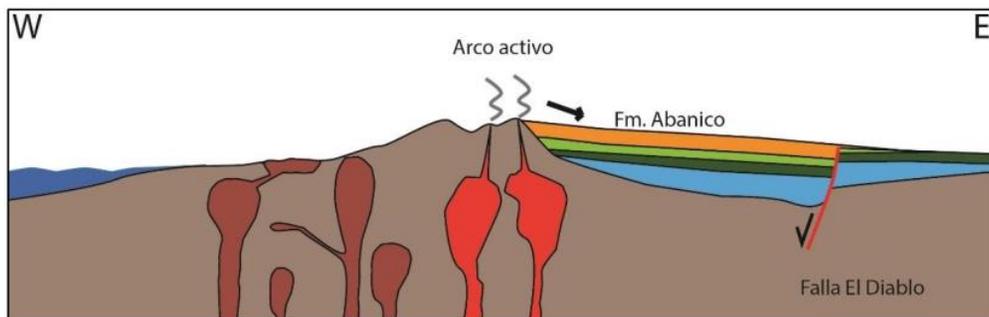


Figura 17. Subsidencia en el trasarco. La falla normal El Diablo genera una cuenca rellena por rocas volcánicas y en menor parte sedimentarias continentales (Formación Abanico) entre el Eoceno superior y el Mioceno (Paleógeno - Neógeno Inferior). Tomado de Pairoa (2018).

- **Etapa 4:** Inversión tectónica. La falla El Diablo comienza su inversión en un pulso tectónico compresivo, probablemente durante el Mioceno (Farías *et al.*, 2010). Durante este proceso, el nivel de alzamiento produce la ocurrencia de un retrocorrimiento: la falla Chacayes-Yesillo (Figura 18).

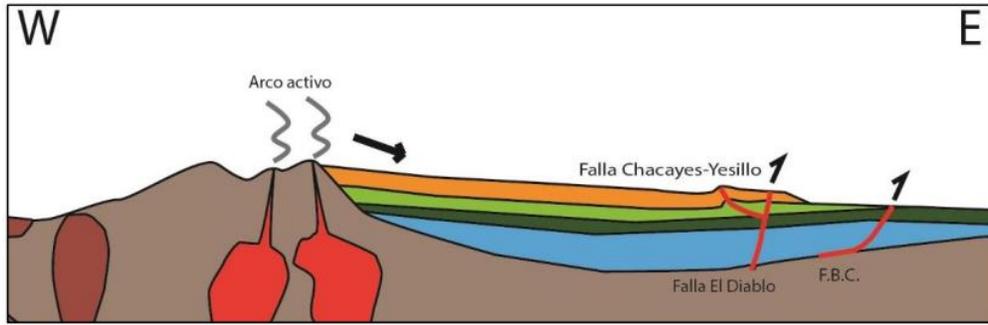


Figura 18. Inversión de la falla El Diablo, y generación del retrocorrimento Chacayes-Yesillo durante el Mioceno (Neógeno Inferior). Se producen más fallas hacia el este, como la falla Baños Colina (F.B.C. en la imagen). Tomado de Pairoa (2018).

- **Etapa 5:** Desarrollo de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, probablemente simultáneo con la etapa 4. Este lleva a las formaciones mesozoicas anteriores a su disposición subvertical actual (Figura 19).

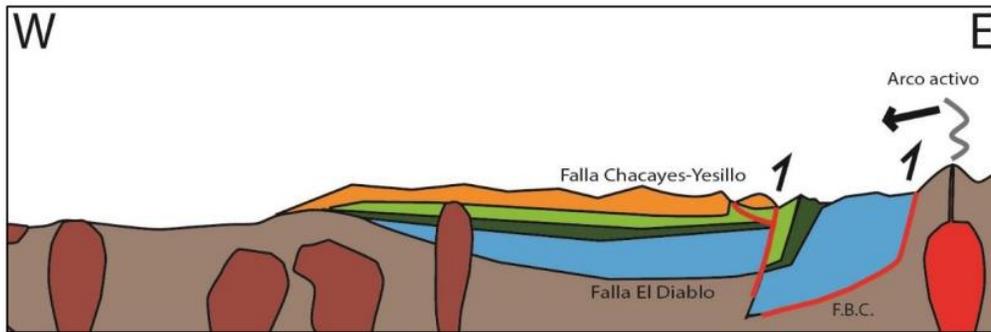


Figura 19. Durante el Mioceno, la compresión genera la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. Las formaciones mesozoicas llegan a una geometría subvertical, mientras que en el Cenozoico se observan pliegues anticlinales y sinclinales en la zona de estudio. Tomado de Pairoa (2018).

A pesar de que estas edades han sido validadas por diversas publicaciones anteriores, ha habido nuevas publicaciones que permiten proponer una historia evolutiva diferente. En particular, el estudio de Mosolf *et al.* (2018) difiere de la edad estimada para la formación Abanico, catalogada por dichos estudios previos como Eoceno-Oligoceno. De acuerdo con este estudio, existe un registro de volcanismo y deformación cortical sin precedentes (64+ millones de años) en el margen de subducción Sudamericano y crecimiento de los Andes de sur, hallado mediante mapeos en terreno y geocronología U-Pb y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en la formación

Abanico (sobre río Tinguiririca). Así, los resultados obtenidos por Mosolf *et al.* demuestran que la Formación Abanico abarca mucho más tiempo (Cretácico Tardío-Mioceno) de lo que se asumió hace mucho tiempo (Eoceno-Oligoceno) y por lo tanto se debiese revisar significativamente el registro geológico de magmatismo de arco en la Cordillera Principal.

### **3.4. Remoción en masa Las Amarillas: trabajos previos**

Una remoción en masa (*landslide*) es un movimiento descendente de un volumen de material constituido por roca, suelo o ambos (Cruden, 1991). Una remoción en masa se clasifica y describe mediante dos términos: el primero se refiere al tipo de movimiento, y el segundo al material constituyente. Las remociones en masa son, entonces, flujos de detritos, deslizamiento de barro, caídas o desprendimiento de roca, entre otros (Cruden y Varnes, 1996).

La remoción en masa Las Amarillas (Figura 20) se encuentra en un sector donde la circulación de fluidos es facilitada por la presencia de la falla El Diablo (Pincetti, 2016). En esta falla se desarrolla una intensa actividad sísmica de tipo superficial, esto es, ubicada dentro de la placa continental y no en el plano de subducción (Charrier, 2005; Giambiagi *et al.*, 2010). Esto podría ser uno de los factores que implican la constante regeneración y actividad reciente que ha tenido la remoción Las Amarillas.

De acuerdo con Hauser (2000), algunas de las causas que explican el flujo de detritos en Las Amarillas son:

- Pronunciada pendiente local, junto con ausencia de cobertura vegetal y/o suelos.
- Existencia de una zona de alteración, estudiada en este trabajo de título, en la cabecera de la hoya de la quebrada, la cual proporciona material rocoso fragmentario.

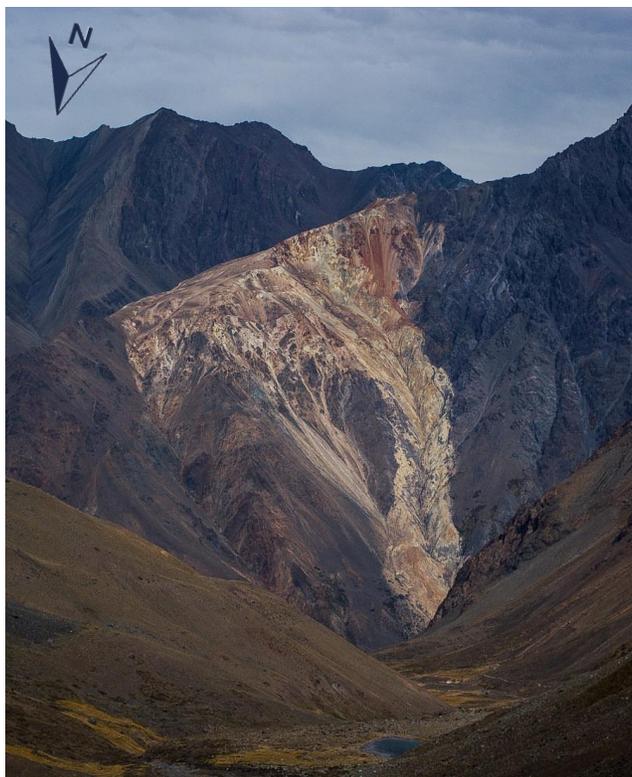


Figura 20. Remoción en masa Las Amarillas vista desde el glaciar El Morado (gentileza Diego Zamorano).

El Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) elaboró un catastro de los 70 principales desastres naturales por peligros geológicos en Chile entre 1980 y 2015. Dentro de ese catastro hay dos menciones al sector de Las Amarillas:

- Septiembre de 1991: aluvión en la quebrada Las Amarillas. Causa bloqueo del camino principal (ruta G-25).

- Abril de 1997: flujo de detrito y barro en la quebrada Las Amarillas. Ocasiónó déficit de agua potable en un extenso sector de la región Metropolitana debido a la colmatación de sedimentos en la respectiva planta de tratamiento.

Algunos estudios particulares en el sector Las Amarillas son los de Torreblanca, quien en 1986 analizó la situación geotécnica, a ese año, de la quebrada Las Amarillas; y el trabajo realizado por Hauser (1991), quien hizo un estudio geotécnico de los flujos detríticos en la quebrada Las Amarillas.

Pincetti (2016) realizó en su trabajo de título un estudio hidrogeoquímico de las manifestaciones termales del Plomo, Baños Colina y Morales, determinando que en estos últimos, ubicados en las cercanías de Las Amarillas, las aguas se caracterizan por su alta salinidad (7 g/L), pH neutro (6,51) y temperaturas de 17°C. Según la hidroquímica de las aguas termales se determinó que son de tipo Cl-Na. La alta salinidad de las muestras de Baños Morales derivaría de la disolución de halita, yeso y carbonatos. Además, tienen una alta concentración de HCO<sub>3</sub> (669 mg/L) y de elementos como Li, B, Rb y Cs, que podrían estar dados por un aporte profundo. También fue detectado un enriquecimiento de As, Fe y Mn, evidencia para establecer que en estas aguas existen aportes adicionales de estos elementos, los que podrían estar dados por procesos de interacción agua-roca propios de esa manifestación. Se ha planteado que la actividad del Sistema de Fallas El Diablo-El Fierro es la principal causa de la condición descrita (Figura 21). Sin embargo, los resultados de isótopos indican un origen meteórico de las aguas y sus características distintivas podrían estar dadas por diferencias en el recorrido y tiempo de residencia de las aguas en profundidad.

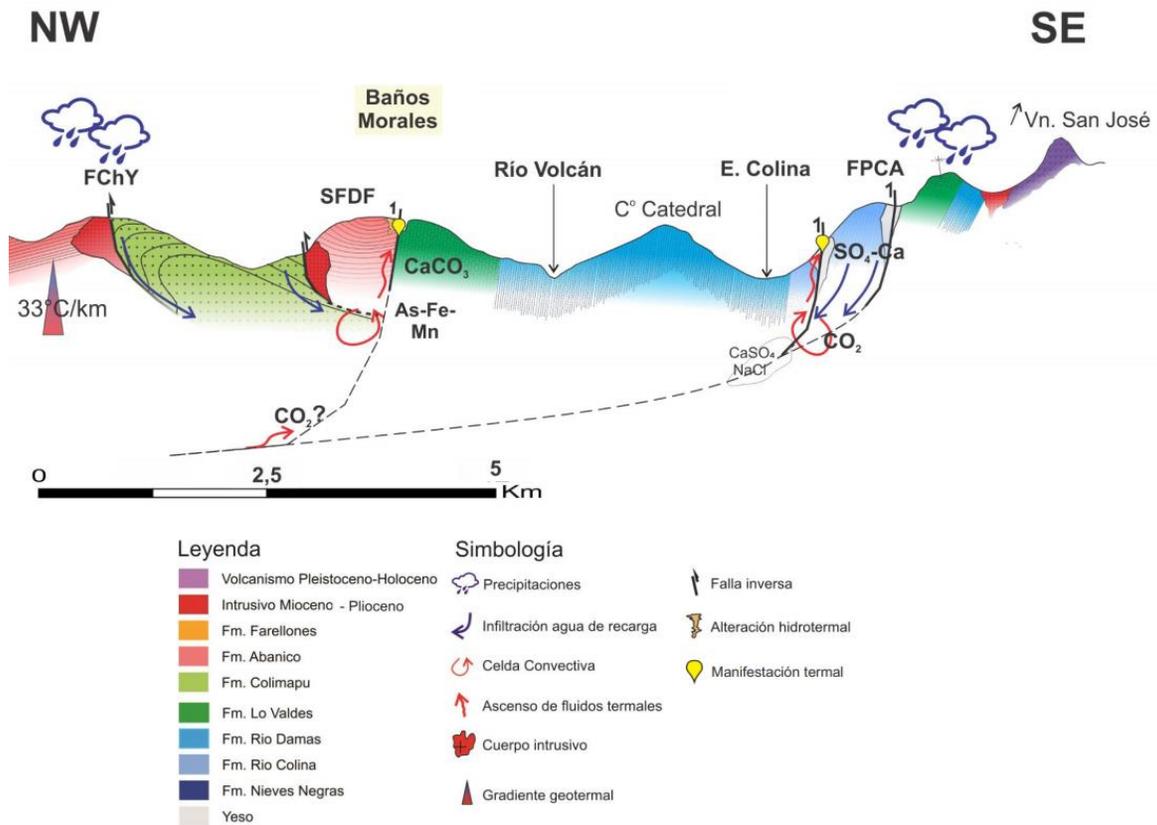


Figura 21. Perfil esquemático sector El Volcán. Modificado de Pincetti, 2016. Basado en Thielle (1980), Fock (2005) y Calderón (2008).

Así, luego de esta primera etapa de recopilación bibliográfica, se determina que en la actualidad no existen publicaciones que caractericen de forma puntual la alteración presente en Las Amarillas.

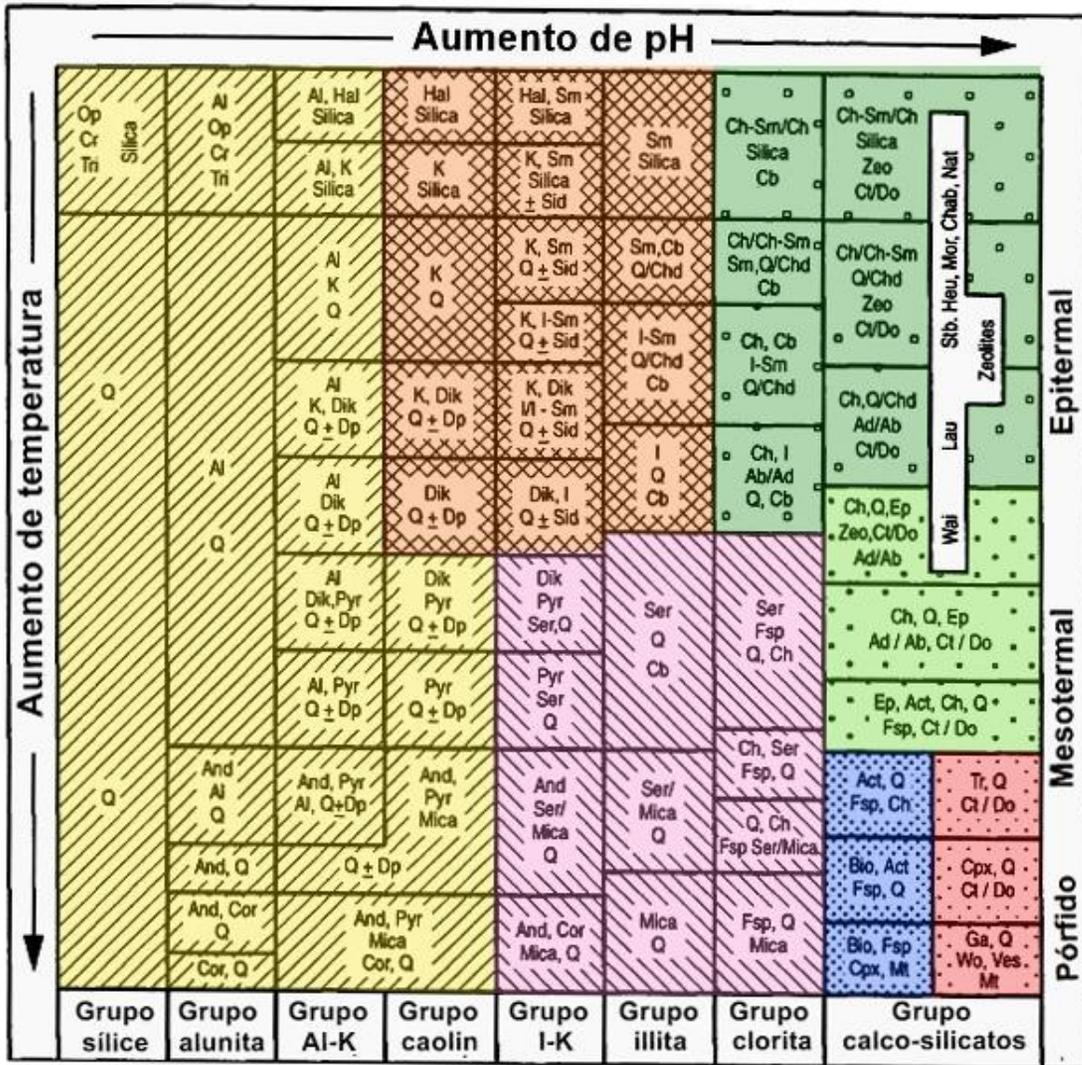
## IV. MARCO TEÓRICO

### 4.1. Alteración hidrotermal

Una alteración hidrotermal corresponde al resultado de la transformación de la mineralogía original de la roca en una nueva asociación de minerales secundarios, más estable bajo las condiciones hidrotermales de temperatura, presión y sobre todo de composición de fluidos. La transformación de la roca es propiciada por la presencia de fluidos hidrotermales que se encuentran a altas temperaturas con distintos rangos de pH, y son capaces de transportar metales y otros compuestos en solución a su lugar de deposición, alterando la roca a su paso. Meyer y Hemley (1967) clasificaron la alteración hidrotermal en 5 tipos distintos, sumándose las acotaciones hechas por más autores, como Rose y Burt (1979), Corbett y Leach (1998) y Pirajno (2009). Según Corbett y Leach, dichas alteraciones indican diferentes condiciones de pH y temperatura (Figura 22). Algunas de las alteraciones más comunes son:

- 1) **Alteración potásica:** caracterizada principalmente por feldespato potásico y/o biotita, resultados de una alteración de plagioclasas y minerales máficos, teniendo por minerales accesorios cuarzo, magnetita, pirita, calcopirita, sericita y clorita. Esta alteración corresponde a un intercambio catiónico, con adición de  $K^+$  a la roca, y se considera de pH neutro a alcalina y a temperaturas en el rango  $350^{\circ}$ - $500^{\circ}$ C, motivo por el cual se presenta en la parte más central (núcleo) de zonas alteradas, dada su relación con el emplazamiento de plutones. La alteración potásica de alta temperatura ( $400$  a  $800^{\circ}$ C) se caracteriza por una alteración selectiva y penetrativa. La biotita en vetillas ocurre entre  $350$  a  $400^{\circ}$ C, mientras que el feldespato en vetillas ocurre entre  $300$  y  $350^{\circ}$ C).

- 2) **Alteración propilítica:** presencia de la asociación clorita-epidota, en ausencia de un metasomatismo apreciable de H<sup>+</sup>. Otros minerales que también se presentan son albita, calcita, feldespato potásico y pirita. Esta alteración se forma a condiciones de pH neutro a alcalino a rangos de temperatura bajo (200 a 250°C). Ocurre por lo general como halo gradacional y distal de una alteración potásica, gradando desde actinolita-biotita (en el contacto de la zona potásica) a actinolita-epidota (en la zona propilítica). Al representar un grado bajo de hidrólisis de los minerales de las rocas, su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal. La presencia de actinolita (280 a 300°C) podría ser indicador de zona de alteración propilítica interior.
  
- 3) **Alteración argílica intermedia:** se caracteriza por tener importantes cantidades de minerales de arcilla (caolinita), reemplazando, principalmente, a plagioclasas, y cuarzo. Esta alteración representa un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica. Tiene lugar en rangos de pH entre 3 y 4. La caolinita se forma a temperaturas bajo 300°C (generalmente en el rango <150° a 200°C). Sobre los 300°C la fase estable es pirofilita.
  
- 4) **Alteración argílica avanzada:** se caracteriza principalmente por cuarzo residual (cuarzo oqueroso o *vuggy silica*), pudiendo haber alunita, jarosita, caolín, pirofilita y pirita. El rango de temperaturas de ocurrencia es bastante amplio, pero a pH entre 1 y 3,5. Sobre los 350°C puede darse con andalucita además de cuarzo. Bajo pH 2 domina el cuarzo, y sobre pH 2 se da alunita.
  
- 5) **Alteración cuarzo-sericítica:** se caracteriza porque la plagioclasa y feldespato potásico son transformados a sericita y cuarzo, con minerales accesorios como clorita, illita y pirita. Esta alteración es el resultado de una hidrólisis que va de moderada a fuerte de los feldespatos, a temperaturas sobre 250°C y en un rango de pH 5 a 6.



Ab -albita; Act -actinolita; Ad -adularia; Al -alunita; And -andalucita; Bio -biotita; Cb -carbonatos (Ca, Mg, Mn, Fe); Ch -clorita; Chab -chabazita; Chd -calcedonia; Ch-Sm -clorita-esmectita; Cor -corindón; Cpx -clinopiroxeno; Cr -cristobalita; Ct -calcita; Do -dolomita; Dik -dickita; Dp -diásporo; Ep -epidota; Fsp -feldespato; Ga -granate; Hal -halloysita; Heu -heulandita; I -illita; I-Sm -illita-esmectita; K -caolinita; Lau -laumonita; Mt -magnetita; Mor -mordenita; Nat -natrolita; Op -ópalo; Pyr -pirofilita; Q -cuarzo; Ser -sericita; Sid -siderita; Sm -esmectita; Stb -estilbita; Tr -tremolita; Ves -vesuvianita; Wai -wairakita; Wo -wollastonita; Zeo -zeolita



Figura 22. Alteraciones hidrotermales de acuerdo con su pH y temperatura. En negrita se señalan las descritas en este apartado. Modificado de Corbett y Leach (1998).

## 4.2. Minerales de alteración

Existe una gran cantidad de minerales hidrotermales, ocurriendo varios de ellos en rocas metamórficas de bajo grado o en depósitos hidrotermales. De acuerdo con Harvey y Browne (2000), la presencia o no de minerales de alteración calcosilicatados en general y minerales de arcilla en particular depende, entre otros factores, de las temperaturas de fluidos hidrotermales (Figura 23).

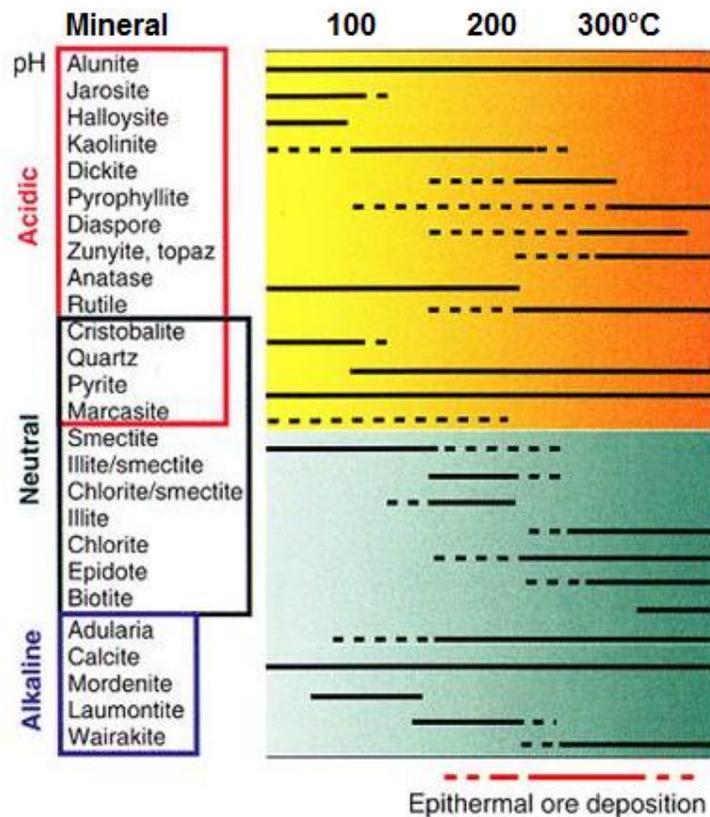


Figura 23. Condiciones de estabilidad térmica, en diferentes condiciones de pH, de los principales minerales hidrotermales. Modificado de Hedenquist *et al.* (2000). Basado en Reyes (1990) y Hedenquist *et al.* (1996).

Según Browne (1991), las variables que afectan la formación de minerales de alteración en sistemas hidrotermales se pueden agrupar en seis factores principales: temperatura, química del fluido, concentraciones, composición de la roca hospedante, duración de la actividad o grado de equilibrio, y permeabilidad. A pesar

de depender el uno del otro, la temperatura y la química del fluido muestran, probablemente, la mayor influencia en los estilos de alteración hidrotermal.

- El aumento de la temperatura favorece la estabilidad de especies minerales progresivamente más deshidratadas. Esto es especialmente evidente en la mineralogía de filosilicatos y arcillas, donde las temperaturas progresivamente más altas dan lugar a la secuencia mineral esmectita, esmectita-illita intercalada (con un contenido de esmectita que disminuye gradualmente), illita y mica blanca. La temperatura también afecta el grado de cristalinidad de los minerales: temperaturas más altas favorecen la formación de fases más cristalinas. La caolinita desordenada se forma bajo condiciones ambientales, mientras que la caolinita más ordenada ocurre bajo temperaturas hidrotermales elevadas, y la dickita bien cristalina se desarrolla bajo condiciones a una temperatura aún mayor.
- La composición de los fluidos hidrotermales se define por la concentración de aniones (por ejemplo,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ), cationes (como  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) y solutos neutros (como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ) en la fase líquida; el contenido de gases disueltos en la fase líquida (por ejemplo,  $\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{CO}_2$ ); la proporción líquido-vapor y el pH de la solución. Estas características tienen efecto sobre la naturaleza de la alteración hidrotermal, ya sea como productos de alteración o como minerales precipitados directamente a partir de los fluidos (Browne, 1984, 1991; Reyes, 1990). En general, aquellos fluidos hidrotermales de carácter cercanamente neutro (pH entre 6-8) generan una alteración hidrotermal de tipo propilítica, y en algunos casos de tipo argílica. Por otro lado, aquellos fluidos de carácter ácido (pH < 6), generan una alteración hidrotermal de tipo argílica a argílica avanzada (Nicholson, 1993).

### 4.3. Texturas de alteración

De acuerdo con Moncada *et al.* (2012), la textura de ciertos minerales, en particular el cuarzo y la calcita, evidencian diferentes fases de ambientes epitermales (Figura 24; Tabla 2). Dichas texturas son altamente variables y algunas veces son diagnósticas de las condiciones físicas asociadas al proceso de mineralización. Estas diversas texturas se pueden dividir en (1) las que se producen durante la deposición original de la fase, (2) las que representan las texturas de recristalización, y (3) las que representan el reemplazo del material precipitado originalmente. Como se observa en la Figura 24, las texturas A-M son características de una deposición rápida, pudiendo ocurrir durante la ebullición, mientras que las texturas N-R indican que los fluidos que precipitan el mineral no estaban en ebullición.

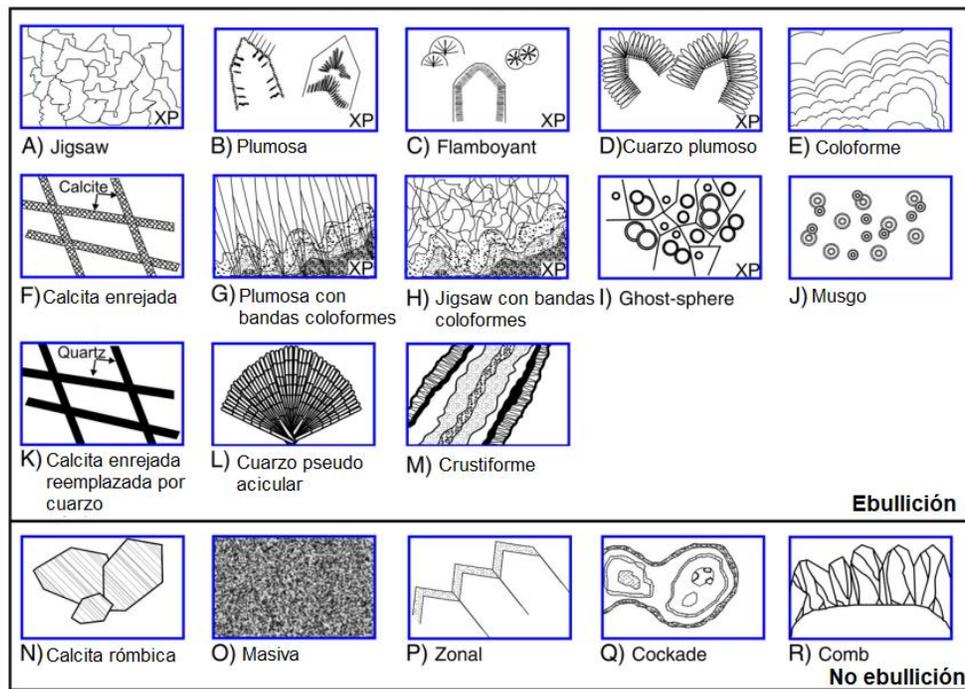


Figura 24. Resumen de las diversas texturas de sílice y calcita observadas en el ambiente epitermal (modificado de Moncada *et al.*, 2012; basado en Bodnar *et al.*, 1985, Dong *et al.*, 1995, Sander y Black, 1988). Texturas en cuarzo: A) *Jigsaw* en cuarzo; B) Cuarzo plumoso; C) Cuarzo flamboyante; D) Cuarzo plumoso; E) Cuarzo coloforme; F) Calcita enrejada; G) Cuarzo plumoso con bandas coloformes; H) Cuarzo *jigsaw* con bandas coloformes; I) Cuarzo *ghost-sphere*; J) Cuarzo musgo; K) Calcita enrejada reemplazada por cuarzo; L) Cuarzo pseudo acicular; M) Cuarzo crustiforme; N) Calcita rómbica; O) Cuarzo masivo; P) Cuarzo zonal; Q) Cuarzo *cockade*; R) Cuarzo *comb*.

Tabla 2. Texturas de ebullición y no ebullición más frecuentes en sistemas epitermales.

Texturas de ebullición	
Tipo	Descripción
<i>Jigsaw</i> (rompecabezas)	Agregados microcristalinos irregulares de cristales anhedrales. Corresponde a una recristalización de calcedonia y sílice amorfa (Dong <i>et al.</i> , 1995; Chinchón, 2018). Fournier (1985) indica que la presencia de esta textura indica una recristalización a una temperatura >180°C, la cual es el límite de estabilidad, aproximadamente, de la calcedonia.
Cuarzo plumoso	Cristales prismáticos con núcleos euhedrales, seguidos de recristalización de sílice (Dong <i>et al.</i> , 1995; Moncada <i>et al.</i> , 2012; Chinchón, 2018). Producida por un enfriamiento rápido y baja de presión del sistema, ocasionando así sobresaturación y precipitación de sílice (Henley y Hugues, 2000; Moncada <i>et al.</i> 2012).
Coloforme	Corresponde a sílice botroidal en bandas continuas, producida en bajas rápidas de presión y temperatura, como por ejemplo un fracturamiento (Henley y Hugues, 2000).
Crustiforme	Bandas distribuidas simétricamente con respecto a ambas paredes de la veta, formada como resultado de variaciones rápidas y episódicas de temperatura, presión o condiciones de fluido durante la ebullición (Moncada <i>et al.</i> , 2012).
No ebullición	
Tipo	Descripción
Masiva	Formada a bajas temperaturas, se puede formar durante precipitación lenta en espacios abiertos (Moncada <i>et al.</i> 2012).
Zonal	Cristales euhedrales de cuarzo de tamaño variable, representando cristalización durante cambios lentos del sistema (Chinchón, 2018).

#### 4.4. Inclusiones fluidas y arreglos de inclusiones (FIAs)

El crecimiento de cristales a partir de un fluido hidrotermal puede llegar a atrapar gases o líquidos dentro de imperfecciones de la estructura cristalina (inclusiones fluidas), al formarse cavidades que se cierran y quedan selladas a medida que el cristal sigue creciendo. De las inclusiones fluidas se puede obtener información de formación del mineral como tal: condiciones de temperatura y presión, e información sobre el tipo de fluido del cual se formó. El criterio más utilizado para la clasificación de inclusiones es el origen de estas. Roedder (1976, 1981, 1984) estableció parámetros geométricos y morfológicos con los que se puede caracterizar la cronología de las inclusiones. Así, se pueden distinguir los siguientes tipos de inclusiones:

- **Inclusiones primarias:** implica formación de irregularidades de crecimiento en la recristalización o crecimiento de los cristales en un medio fluido de naturaleza homogénea. Estas irregularidades pueden atrapar porciones pequeñas de este fluido, y, al sellarse, forman las inclusiones primarias. Se distribuyen al azar en el cristal debido a que su formación es accidental en el proceso de crecimiento. De acuerdo con Goldstein y Reynolds (1994), estas inclusiones son las más representativas de las condiciones termodinámicas presentes al momento del atrapamiento.
  
- **Inclusiones secundarias:** son aquellas formadas posteriormente a la formación del cristal (Goldstein y Reynolds, 1994). Según Wilkins y Barkas (1978), éstas se pueden crear tanto por deformación frágil como por deformación dúctil. Dependiendo de las fracturas en las que estén las inclusiones, se pueden determinar los distintos tipos de fluidos que haya percolado por una roca, así también como su cronología.

En general, las inclusiones fluidas pueden quedar atrapadas en distintos tipos de minerales epitermales. En particular, aquellas atrapadas en cuarzo poseen mejores datos de arreglos de inclusiones fluidas (FIAs, *fluid inclusion assemblages*) interpretables (Goldstein y Reynolds, 1994), al tener mejores características de estabilidad y resistencia. Es importante mencionar que para estudiar las inclusiones fluidas es necesario seguir las reglas de Roedder, las cuales aseguran la obtención de información válida de las condiciones de atrapamiento original. Estas son:

1. La inclusión es atrapada en una fase homogénea.
2. Nada se agrega o se remueve de la inclusión después de ser atrapada (es decir, la inclusión corresponde a un sistema cerrado).
3. El volumen de la inclusión se mantiene constante seguido del atrapamiento, representando un sistema isocórico.

#### 4.5. Difracción de rayos X y unidades estructurales de arcillas

Los rayos X son parte del espectro electromagnético (Figura 25), y están situados en la región de longitud de onda que va desde los 0,01 a 100Å ( $1\text{Å} = 10^{-4}\text{ }\mu\text{m}$ ). La longitud de onda de mayor interés para el análisis mineralógico se extiende de 0,4 a 3Å.

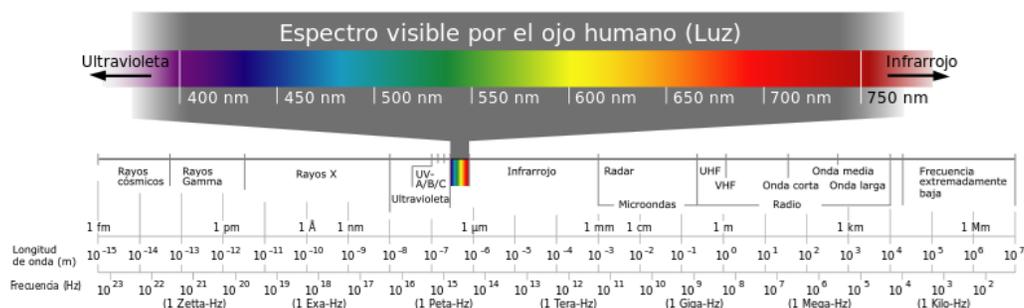


Figura 25. Espectro electromagnético. Extraída de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Electromagnetic\\_spectrum\\_-de.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Electromagnetic_spectrum_-de.svg). CC BY-SA 3.0

En sistemas geotermiales, los minerales de alteración, particularmente las arcillas, son usados como geotermómetros y guías para evaluar la condición de campo geotérmico en términos de permeabilidad, parámetros químicos del fluido, hidrogeología del campo, entre otros (Frías y Arcilla, 2014). La técnica de difracción de rayos X (*X-ray diffraction*, XRD) funciona con las distancias entre los planos atómicos que conforman a los minerales. Los minerales de arcilla se identifican mediante patrones de agregados orientados que aumentan las reflexiones basales o 001. Los patrones de difracción de minerales de arcilla contienen una gran cantidad de caracteres, manifestados por la posición del *peak*, intensidad, forma, y amplitud. En particular, la posición del *peak* está determinada por la ley de Bragg, la cual se escribe de acuerdo con la Ecuación 2.

$$n\lambda = 2d \sin \theta \quad (\text{Ecuación 2})$$

Esta ecuación indica que a ángulos de difracción ( $\theta$ ) pequeños los diversos miembros de las series 00l son equidistantes. Los *peak* de arcillas más importantes tienen valores de  $2\theta \leq 40^\circ$  (por ende,  $\theta \leq 20^\circ$ ), siendo este valor lo suficientemente pequeño como para establecer una buena aproximación.

Los filosilicatos, como todos los demás grupos de silicatos, están constituidos por una unidad estructural Si-O que es un **tetraedro de coordinación** con el Si en el centro y cuatro oxígenos en cada uno de los vértices del tetraedro. El tetraedro Si-O se encuentra eléctricamente por lo que ha de unirse a otros cationes para neutralizar las cargas. dando una capa de tetraedros. En el caso de los filosilicatos, los tetraedros comparten su vértice superior con un **octaedro de coordinación**, con Al y/o Mg en el centro y O y/o OH en los seis vértices. Estos octaedros se encuentran también descompensados eléctricamente. Para neutralizarse se comparten entre sí sus vértices formando una capa de octaedros (además se unirán

a los silicios de la capa tetraédrica). Las capas de tetraedros y octaedros se acoplando dando láminas que al repetirse forma la estructura cristalina (Figura 26).

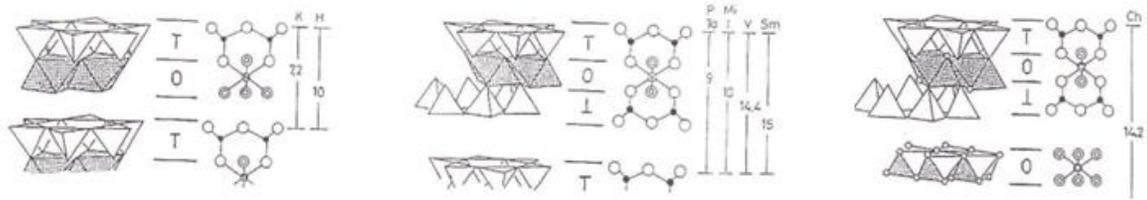


Figura 26. Similitudes y diferencias en las estructuras cristalinas de los minerales de arcilla. T y  $\perp$  indican la capa tetraédrica, con los vértices de los tetraedros apuntando hacia abajo y hacia arriba, respectivamente. O indica la capa octaédrica. K=caolinita; H=halloysita; P=pirofilita; Ta=talco; Mi=micas; I=illita; V=vermiculita; Sm=esmetita; Ch=clorita. Los números indican el valor en Å del parámetro  $c_0$  en la celda unidad. Modificado de web Edafología y Química Agrícola, Universidad de Granada.

Para determinar las arcillas en las muestras del presente estudio se utilizaron series de difracciones y *peak* característicos en XRD según Moore y Reynolds (1997), los cuales fueron identificados en los difractogramas obtenidos de acuerdo con lo descrito en el capítulo 2.3. Por cada una de las muestras se hizo la búsqueda de minerales de arcillas en forma de agregados orientados secados al aire, con tratamiento de etilenglicol y calcinado.

## V. RESULTADOS

### 5.1. Petrografía

La descripción petrográfica en el sector Las Amarillas abarcó un total de 9 muestras, a lo largo de una transecta de 1.500 metros de largo. De acuerdo con la caracterización del sector, la descripción a muestra de mano de las muestras recolectadas en terreno permite ver que hay dos tipos de litologías presentes: lava andesítica (**dacita**) y **brecha** clastosoportada, esta última presente solo en la muestra LA-0105. Así, se puede caracterizar entonces que el tipo de roca presente en los afloramientos de Las Amarillas corresponden a **dacita con porción brechizada** (detalle en Anexo A). La mineralogía principal de la lava corresponde a plagioclasa. También se encuentran presentes cuarzo, arcillas, clorita, óxidos de hierro, feldespato potásico, calcita y epidota como mineralogía secundaria (Figura 27 y Tabla 3).

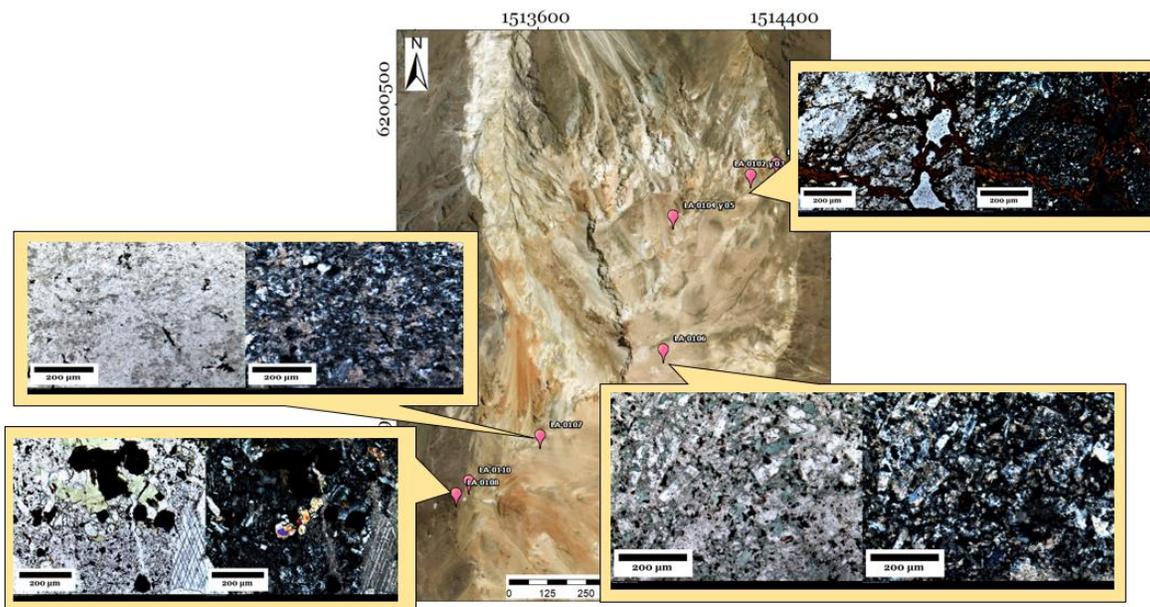
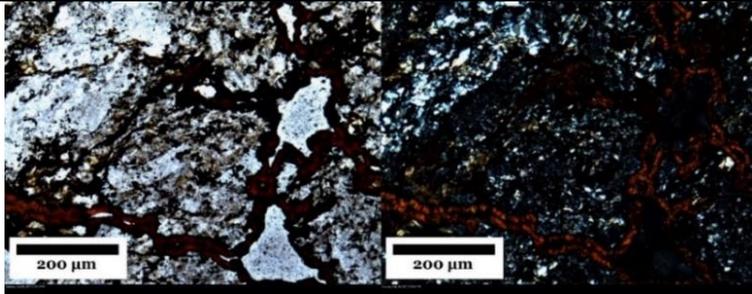
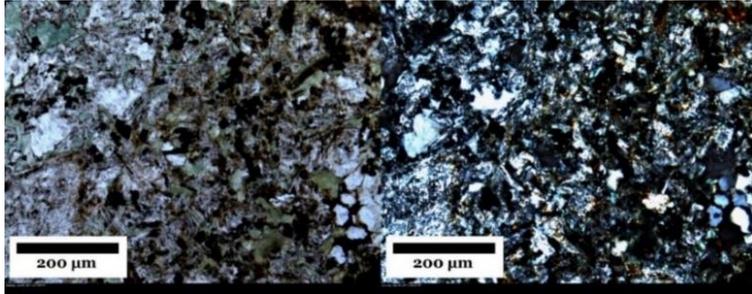
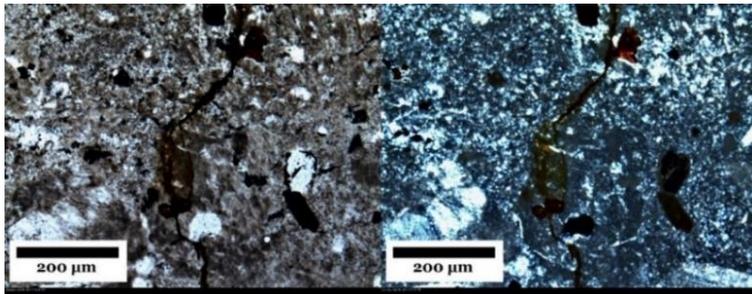
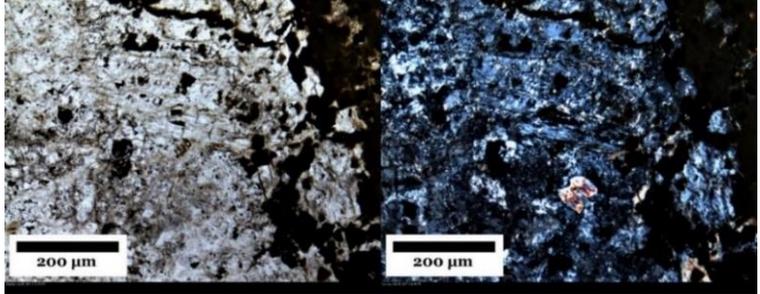
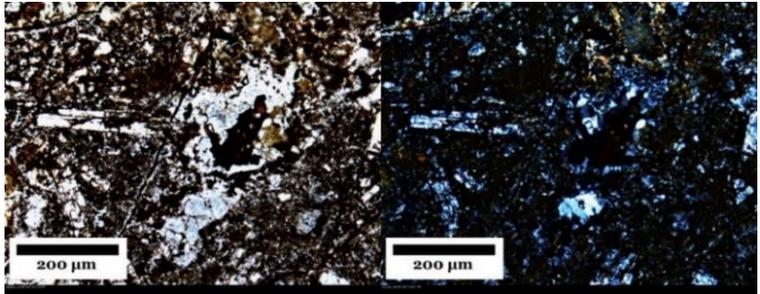
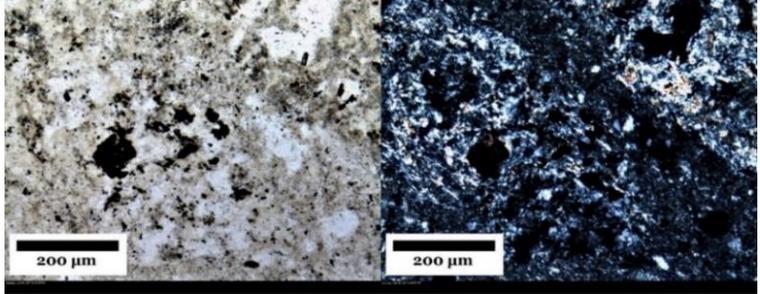
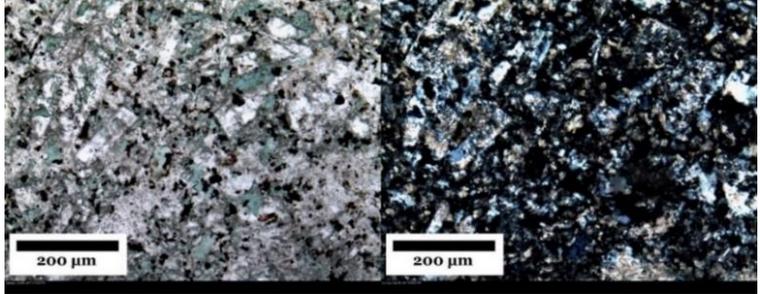
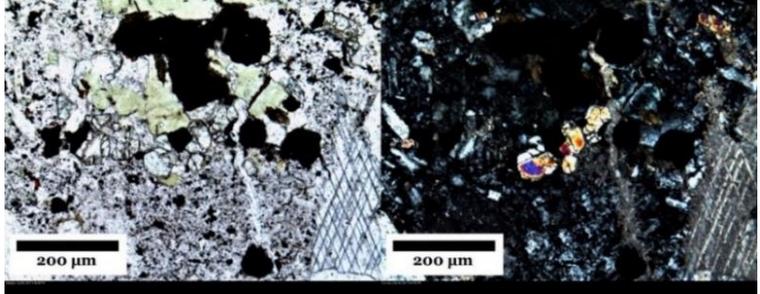


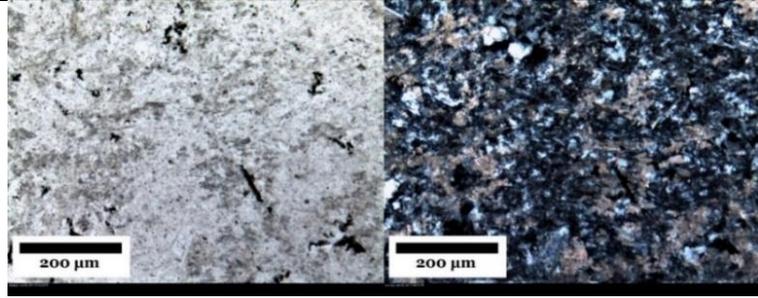
Figura 27. Generalidades de resultados mineralógicos encontrados en la transecta con microscopio petrográfico. De derecha a izquierda: predominancia de cristales de cuarzo y goethita, clorita y plagioclasa hacia el NE; y de feldespato potásico, cuarzo y epidota hacia el SW. El detalle de estos resultados se encuentra en las figuras siguientes. Mapa modificado de ArcGIS.

En todos los cortes, las plagioclasas se encontraron como fenocristales primarios y, además, formando parte de la masa fundamental. En algunos cortes (LA-0106, LA-0107, LA-0108 y LA-0109) se observa que la textura de la misma grada, de este a oeste en la transecta, desde afanítica a porfírica.

Tabla 3. Mineralogía observada en cortes transparentes a microscopio petrográfico de muestras utilizadas en este trabajo, a un aumento 10X a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

Muestra	Descripción	Corte transparente
LA-0101	Roca holocristalina, textura afanítica, masiva. Tamaño de grano medio. Cristales hipidiomorfos de cuarzo y plagioclasa en la matriz. Goethita como relleno de vetillas. Alto fracturamiento.	
LA-0102	Roca holocristalina de textura fanerítica, homogénea. Tamaño de grano fino a medio. Fenocristales hipidiomorfos de plagioclasa con macla polisintética y textura de desequilibrio en zona central de los mismos. Clorita como relleno las cavidades de dichas plagioclasas. Granos de cuarzo en la matriz. Vetillas rellenas con óxidos de Fe.	
LA-0103	Roca altamente alterada, holocristalina, equigranular, textura afanítica. Granos de tamaño de grano fino, hipidiomorfos. Textura homogénea. Minerales opacos, matriz con cuarzo y plagioclasa con textura de reabsorción en sus bordes. Minerales de arcilla relleno vetillas, por coloración podrían interpretarse como goethita o jarosita (a determinar mediante XRD).	

LA-0104	<p>Roca altamente alterada, holocristalina, equigranular. Textura afanítica, homogénea, tamaño de grano medio a fino. Cristales hipidiomorfos de plagioclasas con maclas Carlsbad y polisintética, y cristales de cuarzo y clorita. Vetillas con relleno de óxidos de Fe.</p>	
LA-0105	<p>Brecha clasto soportada, alta alteración. Textura clástica gruesa, clastos angulosos no imbricados. En la matriz se observan cristales de grano fino de cuarzo y plagioclasa, cuyos bordes tienen indicios de cloritización. Matriz arcillosa de tamaño de grano fino.</p>	
LA-0106	<p>Muestra altamente alterada, coloración blanquecina. Holocristalina, inequigranular. Matriz de tamaño fino. Textura porfírica, fenocristales hipidiomorfos de tamaño medio de cuarzo y calcita, de orientación isótropa.</p>	
LA-0107	<p>Muestra alterada. Textura general fanerítica, isótropa y holocristalina, con presencia de minerales opacos, clorita, granos de cuarzo y cristales de plagioclasa mal preservados (macla polisintética).</p>	
LA-0108	<p>Textura porfírica, con minerales opacos, clorita y calcita, y granos de cuarzo en la matriz. Cristales de epidota formando cúmulos.</p>	

LA-0109	Textura afanítica, holocristalina y equigranular. Tamaño de grano fino, cristales hipidiomorfos de feldespato potásico y cuarzo en la matriz, además de minerales opacos.	
---------	---	--

## 5.2. Estudio de XRD

De acuerdo con los capítulos 7 y 8 del libro *X-Ray Diffraction and the Analysis of Clay Minerals* de Moore y Reynolds (1997), titulados Identificación de minerales de arcilla y minerales asociados e Identificación de minerales de arcilla interstratificados, respectivamente, se hizo una lectura de los difractogramas obtenidos. En estos capítulos aparecen, tanto tabulados como en difractogramas experimentales, los valores de proporción relativa de las intensidades (PRI) de cada uno de los minerales, acorde a la base de datos PDF2 del *International Centre for Diffraction Data* (ICDD). Esta base de datos está diseñada para la identificación de fases de materiales inorgánicos. A modo de ejemplo, se presentan en la Figura 36 los difractogramas del centrifugado de la fracción arcilla de la muestra LA-0105, en sus versiones secado al aire, con tratamiento de glicolado y calcinado (Figuras 28a, 28b y 28c, respectivamente). En ella fueron marcados los *peaks* que contribuyen a identificar minerales específicos.

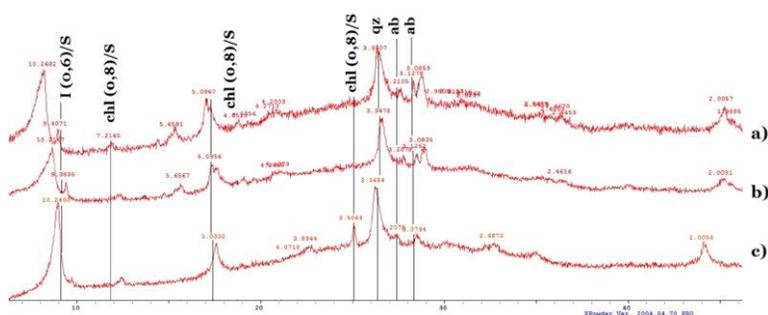


Figura 28. Difractogramas de muestra LA-0105 y minerales identificados. a) Muestra secada al aire. b) Muestra con etilenglicol. c) Muestra calcinada a 500°C. Simbología usada: I/S = illita/esmectita, chl/S = clorita/esmectita, qz = cuarzo, ab = albita. Difractogramas obtenidos con X Powder.

Los principales minerales obtenidos mediante difracción de rayos X se pueden observar, de acuerdo con su ubicación espacial, en la Figura 29. A continuación, el detalle de cada una de las muestras encontradas.

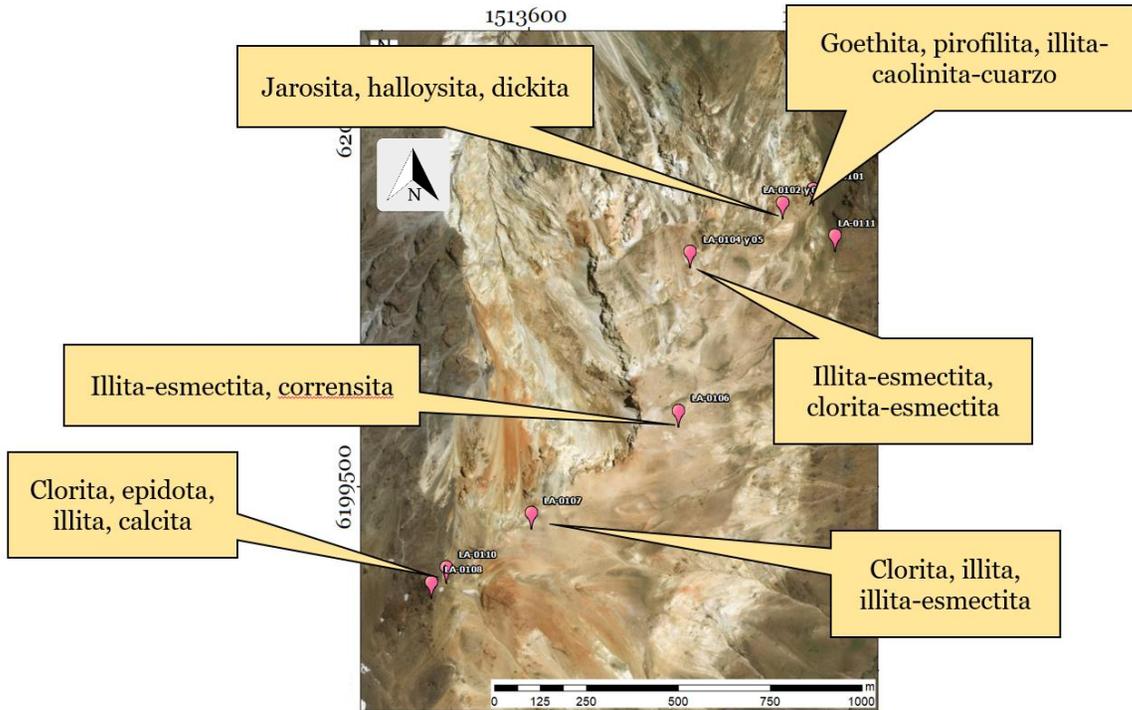


Figura 29. Principales asociaciones minerales encontradas en la transecta del sector de estudio gracias a difracción de rayos X. Hacia el lado NE de la transecta predominan arcillas con esmectita, además de presencia de indicadores como jarosita pirofilita y halloysita. Hacia el sector SW, aparición de minerales como epidota, además de predominancia de clorita. Mapa modificado de ArcGIS.

- **LA-0101:** se identificó, en esta muestra, presencia de **goethita** (*peak* característico de 4.18 Å a 100% de intensidad) en la muestra sometida a secado al aire, disminuyendo a 2.69 Å al ser calcinada. Además, se advirtió la presencia de **pirofilita** por sus *peaks* de 4.42 Å, 9.2 y 3.07 Å. Por último, se detectó la asociación mineral **illita-caolinita-cuarzo** (este último de baja temperatura), por los *peaks* de 10.1, 7.20, 5.00, 4.27, 3.58 y 3.34 Å, característicos de dicha asociación en agregados orientados secado al aire.
- **LA-0102:** se detecta clorita gracias a sus *peaks* de 14.2, 7.10, 4.74 y 3.55 Å en el difractograma de secado al aire. Además, se advierte la asociación illita/fengita (ms).

- **LA-0103:** mediante la lectura del difractograma de secado al aire, se identificó **jarosita**, la cual tiene *peaks* característicos de 3.08 Å (100%) y 3.11 Å (75%). Estos *peaks* colapsan en el difractograma de la muestra calcinada. Por otra parte, y tras la observación de los *peaks* 10 Å (100%), 4.36 Å (70%) y 3.35 Å (40%), se identificó también **halloysita**. La aparición de un *peak* de 3.19 Å indica presencia de plagioclasa de tipo **albita**. Por último, se identificó **dickita** gracias a sus *peaks* característicos de 3.58, 7.15 y 2.33 Å.
- **LA0104:** fueron identificadas las asociaciones **illita(0.9)/esmectita**, reconocible por la forma de su *peak* 11.1 Å (muy similar a la reflexión 001 de la illita), y **clorita(0.8)/esmectita**, por sus cambios en el difractograma entre secado al aire y glicolado, junto con la agudización del *peak* 4.74 Å y la migración del *peak* 15 Å hacia 13.9 Å en la muestra calcinada.
- **LA0105:** se identificó **illita(0.6)/esmectita**, al ser encontrado un *peak* de 9.22 Å, cambiando el patrón al ser glicolado respecto al glicolado. El calcinado, en tanto, es similar al patrón arrojado por illita simple. Por otro lado, la detección de un *peak* de 9.2 Å da cuenta de la presencia de **clorita(0.8)/esmectita**, al ser identificados los mismos cambios descritos en LA0104 en los perfiles tanto de glicolado como calcinado de la muestra.
- **LA0106:** presencia de **caolinita** y de minerales de capa mixta: **illita(0.5)/esmectita**, **illita(0.9)/esmectita**, y **illita(0.7)/esmectita**. También se advierte la presencia de **corrensita**, que corresponde a un interestratificado de **clorita/esmectita**.
- **LA-0107:** se identificó **clorita** por sus *peaks* 14.2, 7.10, 4.74 y 3.55 Å, los cuales no se ven modificados al glicolar o calcinar la muestra. Además, se identificó **cuarzo** y **plagioclasa**. Sin embargo, al hacer en contraste con la muestra de mano, no se aprecian solamente en la matriz de la roca como fenocristales. Por otra parte, se observa presencia de illita y de la arcilla de

capa mixta **illita(0.9)/esmectita**, al ser identificado su peak de 10.8 Å en la muestra secada al aire. Al glicolar ésta, dicho *peak* se subdivide en otros dos diferentes, de valores 10.1 y 11.1 Å, siendo este último el indicador de dicha arcilla. El *peak* correspondiente a 10.1 Å colapsa al ser calcinada la muestra, indicando **illita**.

- **LA-0108:** se identificó **clorita**, al igual que en la muestra LA-0107, por sus *peaks* de 14.2, 7.10, 4.74 y 3.55 Å. También se identificó **epidota**, dados sus *peaks* característicos son de 2.68, 2.9 y 2.69 Å, lo cual es coincidente con lo observado en corte transparente. Por otra parte, se identificaron **illita** y **calcita**, siendo identificada esta última por sus *peaks* de 3.035, 2.095 y 2.285 Å. Con respecto a la presencia de tectosilicatos, se pudo identificar plagioclasa tipo **albita** (*peak* característico de 3.19 Å).
- **LA0109:** se identificó **clorita**, dados los *peaks* de 14.2, 7.1, 4.74 y 3.55 Å, y también de **illita**. Al igual que en la muestra LA-0108, se detectó **albita** (identificada por el *peak* de alta intensidad de 3.19 Å), y **calcita** (*peak* de 3.035 Å en 100% de intensidad).

### 5.3. Texturas de alteración e inclusiones fluidas

Las texturas minerales observadas incluyen *jigsaw* como textura de ebullición, así como también calcita rómbica y cuarzo masivo como texturas de no ebullición (Figura 30).

La textura *jigsaw* o rompecabezas (muestras LA-0103 y LA-0104) se observa como un agregado microcristalino a cristalino de cuarzo anhedral con bordes interpenetrantes de grano (Dong *et al.*, 1995), irregulares e imbricados. Tienen tamaño variable, en general alterador de 10-30 µm, siendo mayoritarios tanto en la

matriz como también en relleno de vetillas. Por lo general, los bordes de estos granos de cuarzo contienen impurezas, lo que le da un aspecto turbio en muestra de mano y cortes transparentes.

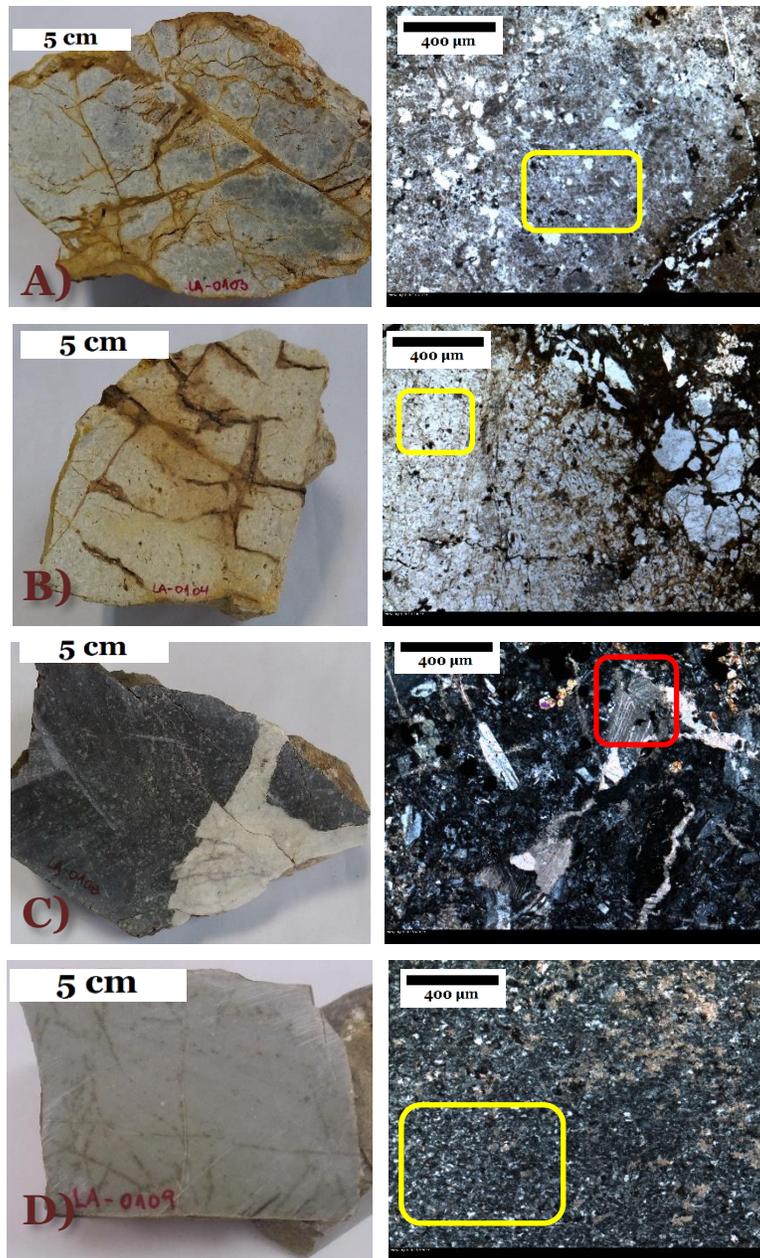


Figura 30. Texturas en muestras estudiadas. A) Muestra LA-0103 a muestra de mano (izquierda) y corte transparente a 5x (derecha), indicando cuarzo *jigsaw*. B) Muestra LA-0104 a muestra de mano (izquierda) y corte transparente a 5x (derecha), indicando cuarzo *jigsaw*. C) Muestra LA-0108 a muestra de mano (izquierda) y corte transparente a 5x (derecha), indicando calcita rómbica. D) Muestra LA-0109 a muestra de mano (izquierda) y corte transparente a 5x (derecha), indicando cuarzo masivo. Los sectores encerrados con color amarillo corresponden a texturas en cuarzo, mientras que los sectores en color rojo corresponden a texturas en calcita.

La calcita rómbica se identificó en la muestra LA-0108, y se encuentra como dominios de calcita en los cortes transparentes observados, aparentemente asociada a textura de cuarzo masivo. Por otra parte, la textura masiva corresponde a una textura primaria, de no ebullición, y fue observada en la muestra LA-0109.

En cuanto a arreglos de inclusiones fluidas significativos para el estudio, no hubo hallazgos en los cortes transparentes y/o *quick plates* de las muestras, tanto en los minerales como en las vetillas presentes.

#### **5.4. Imágenes ASTER**

Tal y como se indicó en la metodología del presente trabajo, sólo se utilizaron combinaciones RGB en las primeras 9 bandas, correspondientes a la región del visible y del infrarrojo de onda corta (VNIR-SWIR). Bajo distintas combinaciones de bandas no hubo una distinción adecuada de los distintos tipos de arcilla en la zona de estudio (ver Figuras 31 y 32), por lo cual no se pudo hacer un contraste entre la alteración entregada por este sistema y corroborar así lo encontrado mediante petrografía. Algunas de las combinaciones de banda utilizadas en este trabajo, con base en Lattus (2019), fueron:

- RGB 321: combinación en falso color, distinguiendo la vegetación de la zona en coloración rojiza.
- RGB 468: en esta combinación los tonos rosáceos son indicativas de alteración argílica.
- RGB 456: la coloración rosácea es indicadora de alteración argílica avanzada, mientras que la coloración naranja corresponde a alteración argílica intermedia.

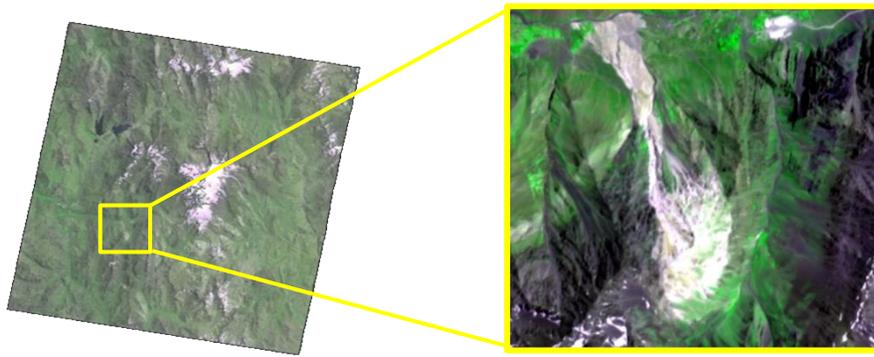


Figura 31. Izquierda: escena ASTER perteneciente a banda L1T (07 de febrero 2019). Derecha: ampliación de imagen correspondiente a zona en estudio. Fuente: página web USGS.

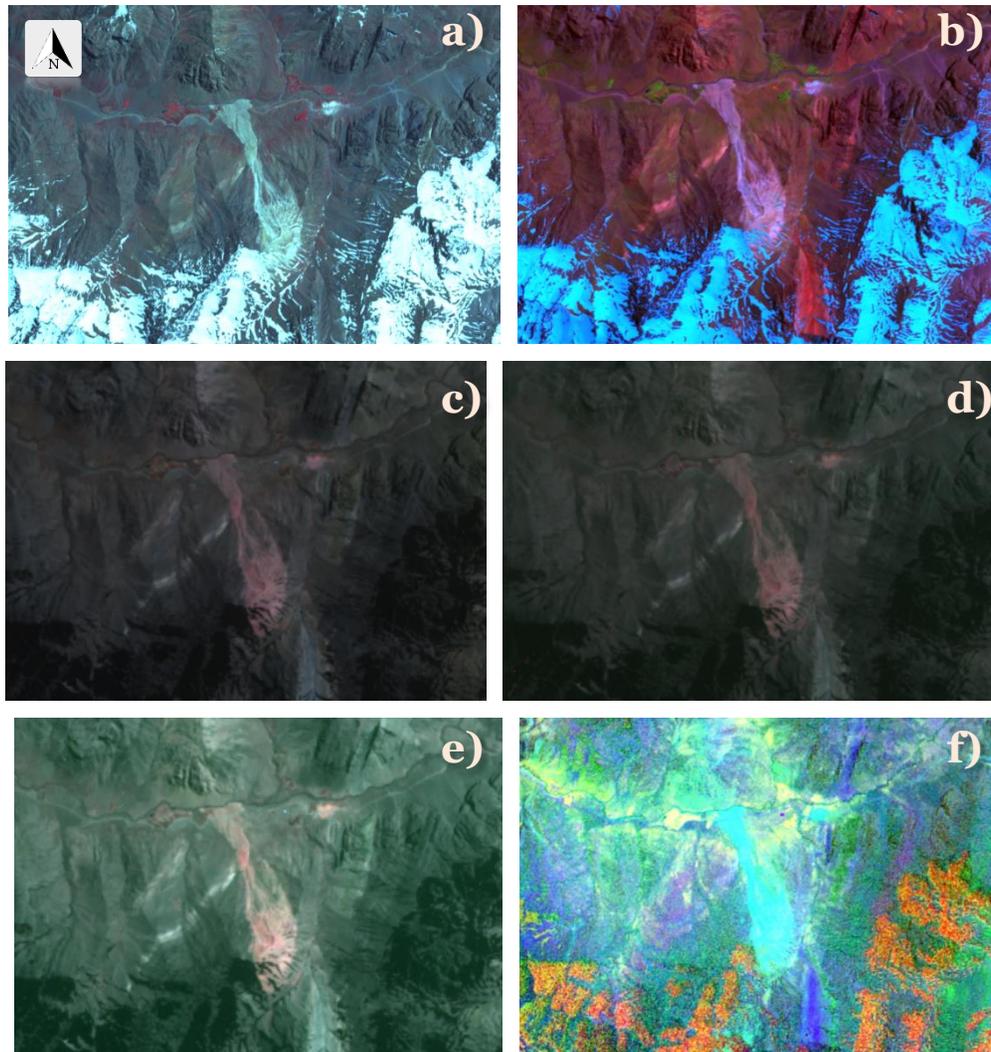


Figura 32. Combinaciones de bandas utilizadas en imágenes ASTER para el sector Las Amarillas. a) RGB 321 (falso color); b) RGB 631 (discriminador litológico); c) RGB 468; d) RGB 456; e) RGB 456 con ajuste lineal del 1%; f) Cocientes de bandas 3/1 4/6 y 7/5.

## VI. DISCUSIÓN

La petrografía de tipo macroscópica y microscópica, indican diversos estadios de un depósito epitermal de baja sulfuración (Figura 33). Todas las muestras usadas en este trabajo fueron tomadas a nivel de superficie. Así, vemos que, entre las alteraciones, desde NE a SW, se presenta una diferencia de pH desde 1-3 (ácido) y paleotemperaturas de 100-150°C, hasta llegar a pH neutro-alkalino y paleotemperaturas de 200-250°C. Todo lo anterior a una distancia en superficie de 1500 m y un desnivel de 525 m (Figuras 34 y 35). La litología de brechas y lava andesítica (dacita) correspondería a la Formación Abanico, definida por Aguirre en 1960, de edad Eoceno-superior-Mioceno; y rebatida por Mosolf *et al.*, quienes demostraron en su estudio que la Formación Abanico abarca mucho más tiempo (Cretácico Tardío-Mioceno), implicando una revisión significativa del registro geológico de magmatismo de arco en la Cordillera Principal. Esta es, posiblemente, la roca caja del sistema en estudio. Para estimar la edad de formación mineral, y poder corroborar los datos obtenidos por los distintos estudios, se propone tomar dataciones de tipo K-Ar en los feldespatos encontrados en las muestras del estudio.

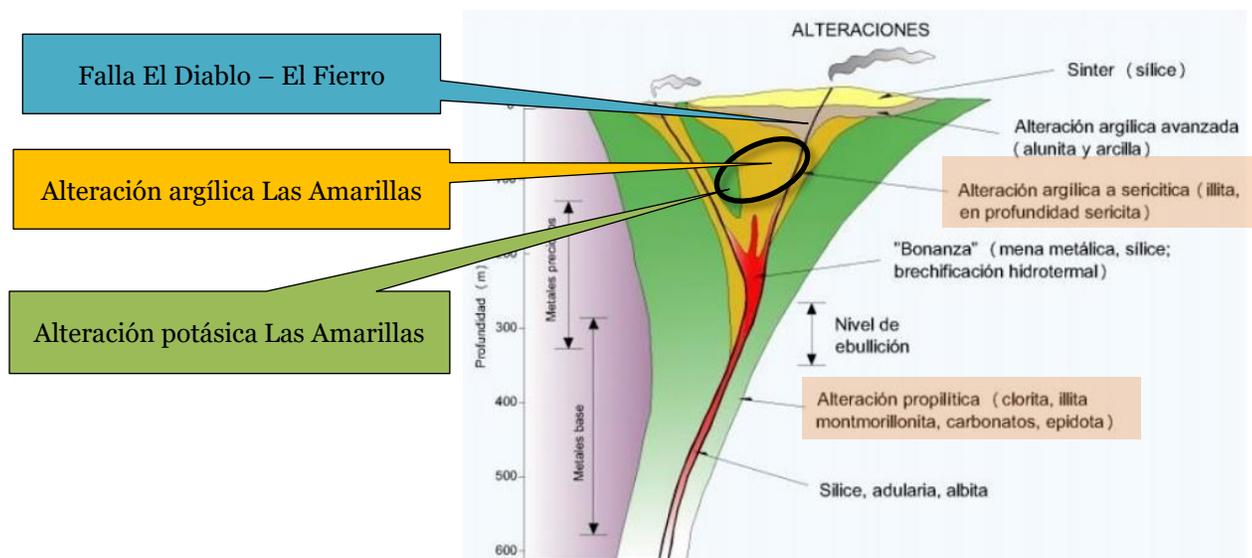


Figura 33. Modelo de zonación típico de las alteraciones en un depósito epitermal de baja e intermedia sulfuración. Fueron resaltadas las alteraciones encontradas en el sistema en estudio, y se delimitó una posible ubicación del sistema, de acuerdo con la presencia del sistema de fallas El Diablo-El Fierro. Modificado de Buchanan (1981) y González (2008).

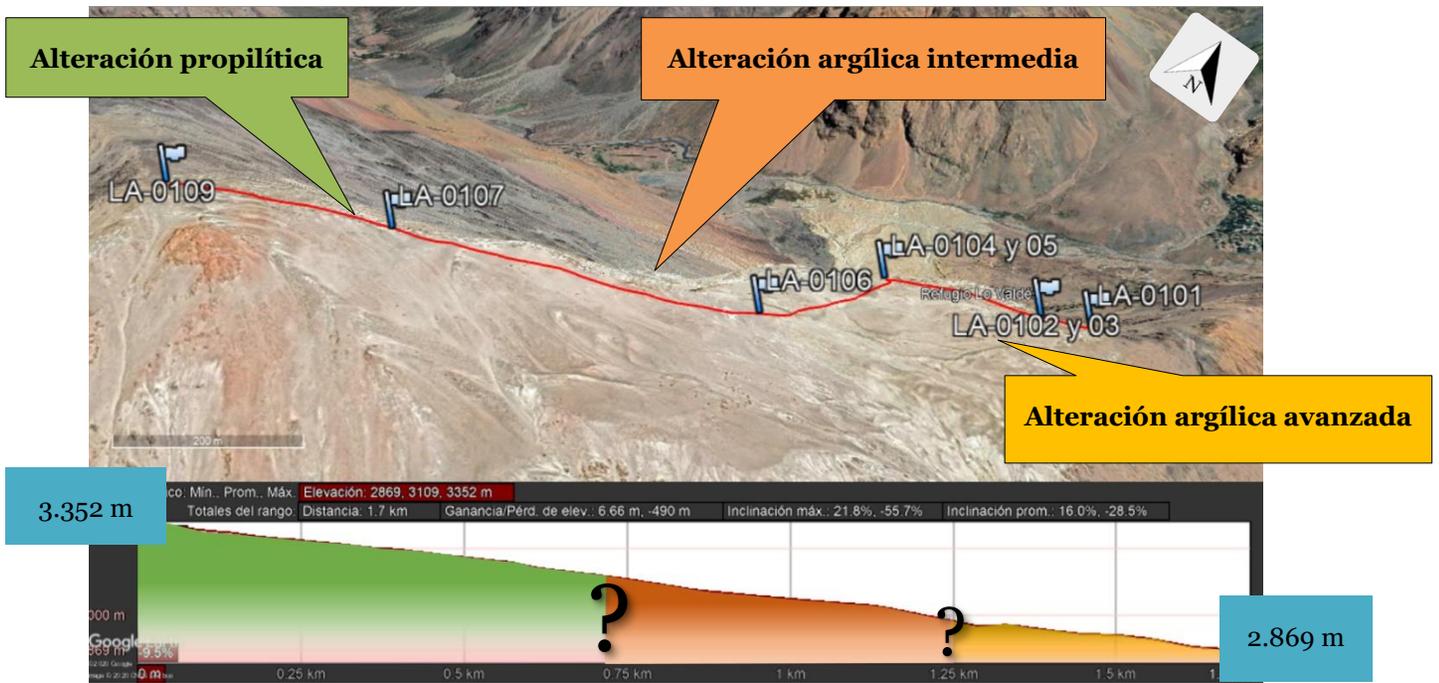


Figura 34. Variación de altitud en la transecta estudiada (trazo rojo en la figura), junto con las alteraciones encontradas a nivel superficial. Faltan datos para establecer la potencia de las alteraciones. Modificado de Google Earth.

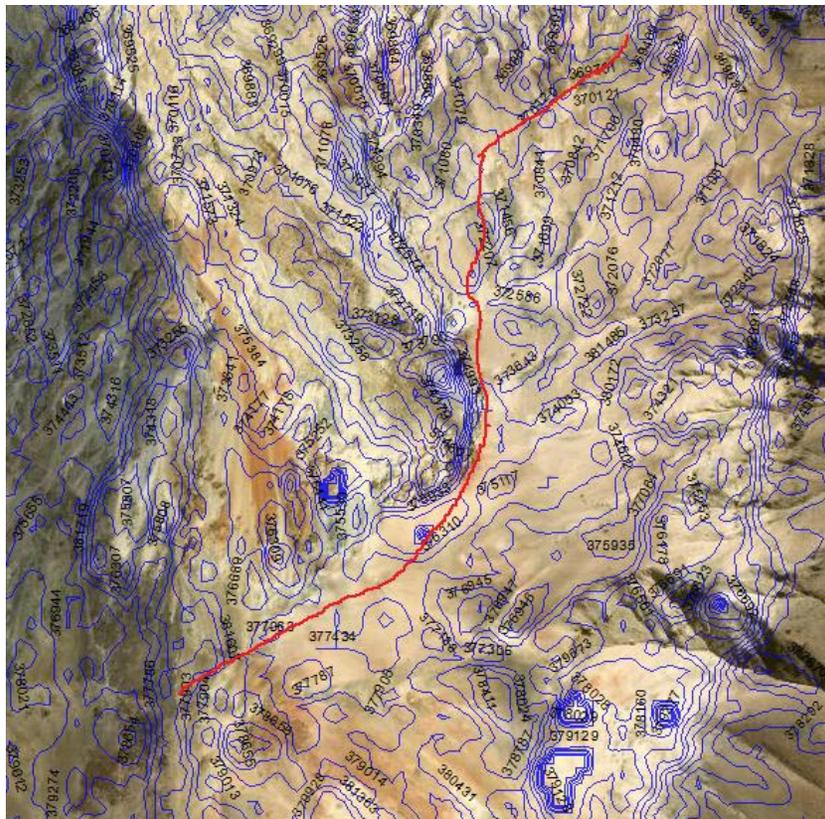


Figura 35. Curvas de nivel en el área estudiada, indicando un desnivel moderado a lo largo de la transecta del sector de estudio (trazo rojo en la figura). Modificado de ArcGIS.

De acuerdo con los minerales encontrados tanto por petrografía como por difracción de rayos X, se pueden establecer distintas alteraciones hidrotermales desde NE a SW en la transecta en estudio (Figuras 36 y 37):

- En la muestra LA-0103, la halloysita y la dickita, minerales estables en condiciones ácidas, son indicadores de **alteración argílica avanzada**, formada durante el lixiviado inicial del sistema. Este hallazgo se correlaciona bien con la roca alterada del tipo cuarzo oqueroso hallada (ver Anexo A). El halo que forma la alteración argílica avanzada grada hacia fuera a illita, illita/esmectita o esmectita, lo cual se corresponde con la mineralogía descrita en las muestras ubicadas hacia el SW.
- Los minerales encontrados en la muestra LA-0101 (caolinita, pirofilita) denotan la presencia de alteración argílica, determinando un ambiente de tipo epitermal. La presencia de caolinita determina la existencia de temperaturas bajo 300°C (más aun, <150°-200°C), pero la presencia de pirofilita advierte que hubo una fase de temperatura sobre los 300°C, lo cual puede denotar un ambiente de tipo geotermal. En la muestra LA-0106, hacia el sector medio de la transecta e indicadora de **alteración argílica intermedia**, se identificó caolinita y diversas variedades de la asociación illita/esmectita (cambiando entre ellas el porcentaje de illita con respecto a la esmectita). La alteración argílica intermedia representa un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica, en rangos de pH entre 3 y 4.
- La aparición de clorita a partir de la muestra LA-0104 hacia el oeste es un indicador de alteración de minerales ferromagnesianos primarios, como las micas. En la muestra LA-0108 la presencia de la asociación clorita-epidota es un indicador de **alteración propilítica**. Este tipo de alteración representa un bajo grado de hidrólisis de los minerales de las rocas y por lo mismo su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.

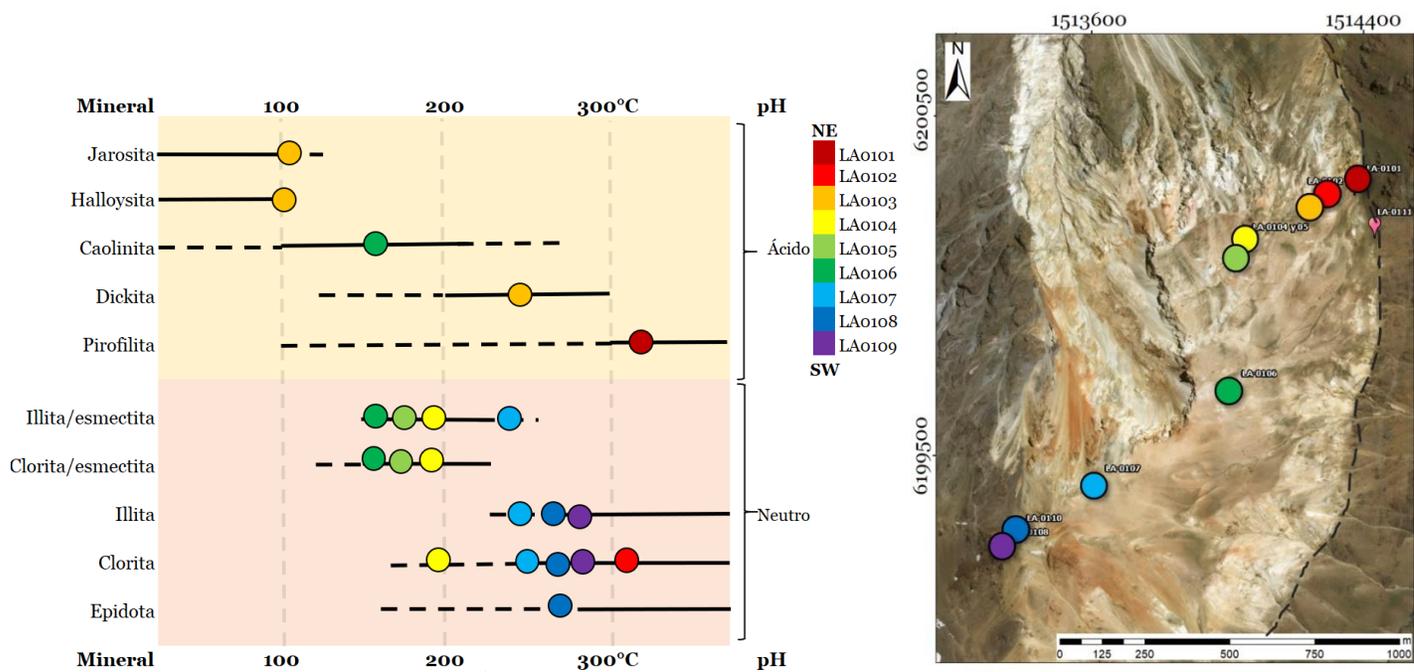


Figura 36. Izquierda: Minerales de alteración hidrotermal encontrados en las muestras del presente trabajo, en vinculación con su temperatura de formación y pH asociado de acuerdo con Hedenquist *et al.* (2000). Derecha: ubicación de los minerales hallados en transecta. Traza inferida de la falla El Diablo en línea discontinua. Modificado de ArcGIS.

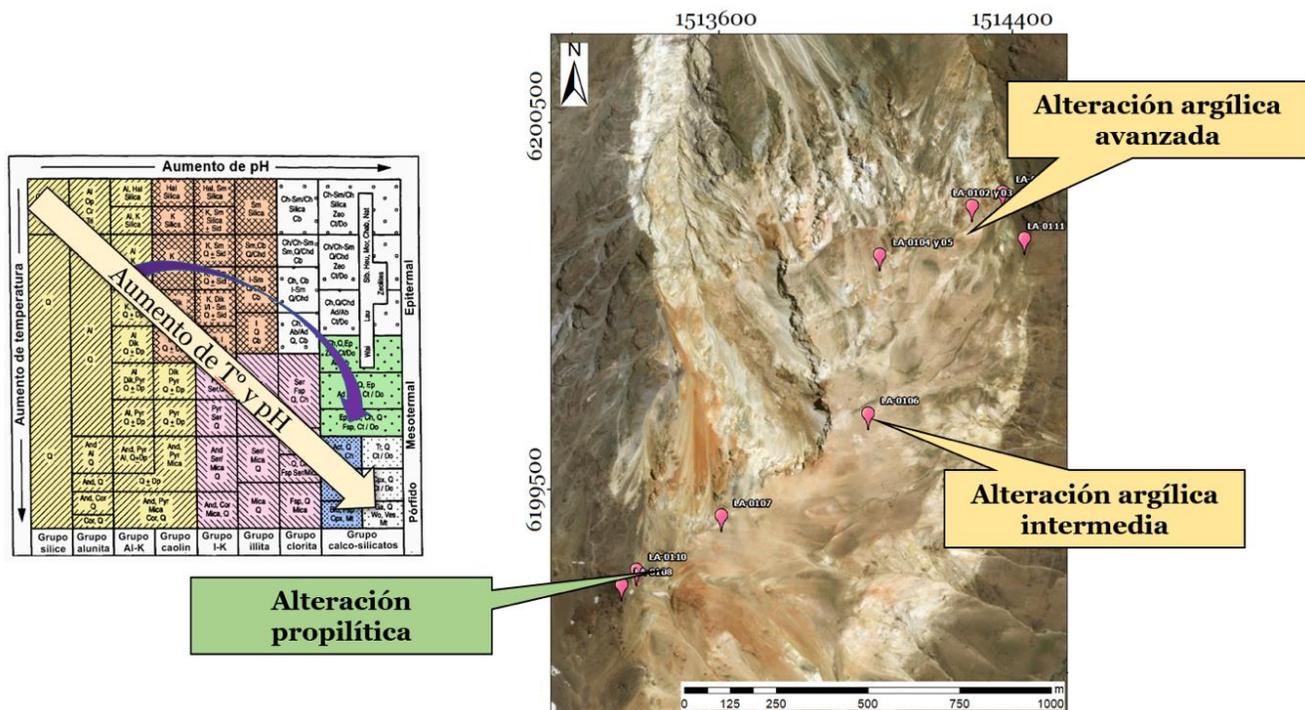


Figura 37. En color morado se indica el *trend* de alteración de la transecta, de NE a SW, registrando así un aumento en el pH (de ácido a neutro) y en la temperatura del sistema. Modificado de ArcGIS.

Llama la atención la coexistencia de especies formadas a distinta temperatura en una misma muestra, como es el caso de la jarosita, halloysita ( $\sim 100^{\circ}\text{C}$ ) y dickita ( $\sim 250^{\circ}\text{C}$ ) en la muestra LA-0103. De acuerdo con Meunier (2015), esto podría indicar diferentes pulsos de fracturamiento, alteración y sellado, o también podría ser indicativo de un posible enfriamiento del sistema. Para poder verificar esta hipótesis, se debería hacer un estudio de datación para verificar que la jarosita y la halloysita son posteriores a la dickita.

Con respecto a las texturas presentes en el cuarzo, es complejo hacer una interpretación de estas debido a que se requiere tener un conocimiento profundo de la solubilidad de los minerales de la sílice, procesos cinéticos como nucleación, cristalización, disolución y recristalización. Sin embargo, gracias al trabajo de varios autores previos es posible tener una explicación que sirva como guía, pero debe ser complementada con más estudios (como por ejemplo microscopía electrónica de barrido, SEM) para tener una mayor precisión en las observaciones texturales de los minerales arcillosos.

La textura *jigsaw* encontrada, indica recristalización de calcedonia previa o cristalización, y subsecuente recristalización, de sílice amorfa a cuarzo. Fourier (1995) y Saunders (1994) reportaron que esta textura indica una recristalización a temperaturas sobre los  $180^{\circ}\text{C}$ , la cual se aproxima al límite superior de estabilidad de la calcedonia. Es decir, durante la alteración de la roca de la cual se obtuvo la muestra LA-0108, se puede suponer una temperatura de recristalización mínima de  $180^{\circ}\text{C}$ . Sin embargo, la presencia de epidota en la misma muestra indica una temperatura de formación de aproximadamente  $230^{\circ}\text{C}$ , lo cual podría indicar varios estadios de formación del sistema.

La ausencia de inclusiones fluidas en las muestras recolectadas puede dar cuenta del alto grado de alteración del sistema. Para poder analizar inclusiones

fluidas, y así hacer estudios de microtermometría que permitan ver las condiciones de atrapamiento del sistema, se sugiere tomar nuevas muestras en el sector, idealmente con vetas o vetillas, que se encuentren menos alteradas que las muestras utilizadas en este estudio; o bien realizar microtermometría de inclusiones fluidas de menor tamaño que pudiesen eventualmente estar presentes en los *quick plates* (detectar con técnicas de mayor aumento, tales como microscopía electrónica).

En cuanto a los hallazgos en terreno y una posible correlación con estructuras cercanas, como por ejemplo Baños Morales, no se observó presencia de precipitado de travertino fósil en los afloramientos de Las Amarillas como depósitos hidrotermales. Esto indicaría que no hay surgencias termales, como para inferir, por ejemplo, que podría a futuro haber manifestaciones termales como es el caso de Baños Morales u otras surgencias del valle del río Volcán.

Como síntesis, y haciendo un repaso de los objetivos propuestos para este trabajo:

- Se verificó que la alteración Las Amarillas corresponde a las etapas tardías de una alteración hidrotermal, estando presentes en ella específicamente las alteraciones argílica avanzada, argílica intermedia y propilítica. Todo esto identificado gracias a la caracterización de la fracción arcilla, complementado con otras técnicas petrográficas.
- Este trabajo permite refinar un sector muy localizado de la falla El Diablo - El Fierro, la cual controla la percolación de aguas de carácter ácido que dieron origen al sistema en estudio (Figura 38).
- Se logró determinar la mineralogía específica del sector y algunas texturas de alteración presentes, que permiten comprender mejor la historia de la alteración.

- No se identificaron arreglos de inclusiones fluidas en vetillas y/o minerales de las muestras. Se propone, en terreno, poder obtener muestras que contengan más y mejores vetas y vetillas donde, posiblemente, extraer inclusiones fluidas significativas que ayuden a estimar con mayor precisión las características de los fluidos que dieron origen a Las Amarillas.
- Se elaboró un modelo conceptual simple de la distribución en superficie de las zonas de alteración hidrotermal, sin embargo, la información obtenida, al tratarse de afloramientos en superficie, no permite saber qué ocurre en profundidad o cuales son las potencias de cada zona de alteración. Se propone aquí una toma de muestras en terreno en lugares menos distanciados en la transecta, para delimitar mejor las zonas de alteración, pero siempre pensando en afloramientos superficiales.

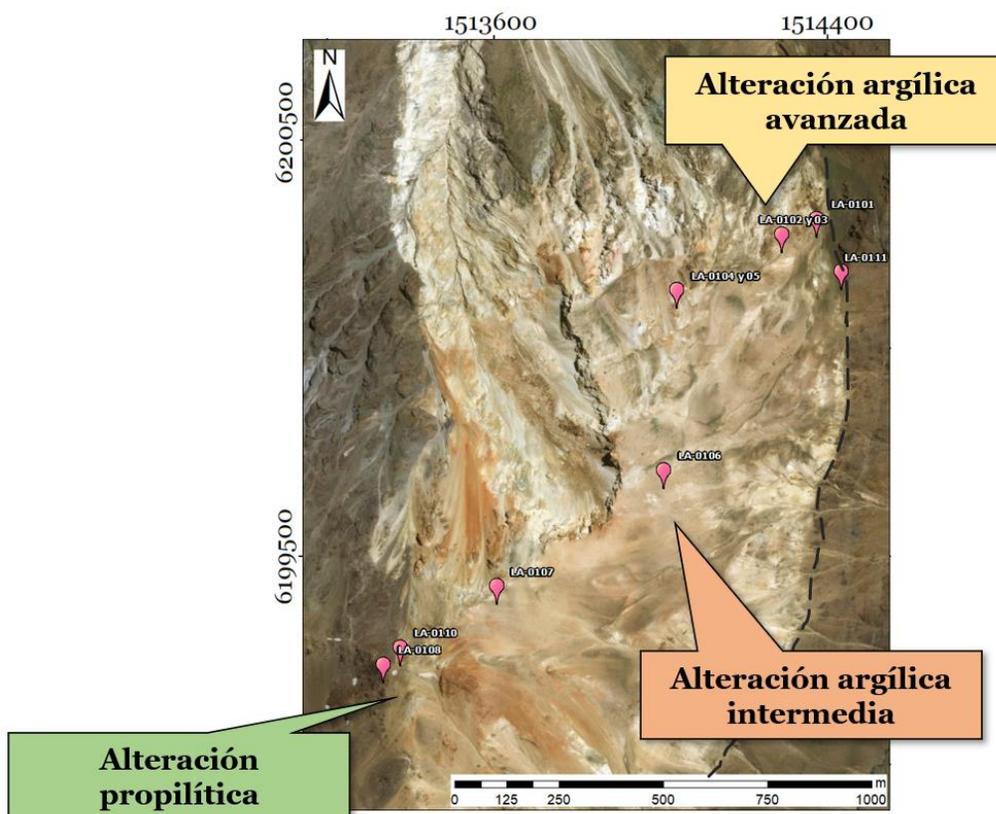


Figura 38. Traza de la falla El Diablo-El Fierro sugerida en este trabajo (línea discontinua). Modificado de ArcGIS.

## VI. CONCLUSIONES

Las Amarillas corresponde a una alteración hidrotermal con zonación típica de depósito epitermal de baja sulfuración. Las alteraciones presentes en ella son alteraciones argílicas avanzada e intermedia, y alteración propilítica. El tipo de roca hospedante del sistema corresponde a brechas y lava andesítica, en particular dacita con porción brechizada. La mineralogía no arcillosa del sistema corresponde a dickita, pirofilita, epidota, plagioclasa, feldespatos potásico, óxidos de hierro, calcita y cuarzo. Por otra parte, los minerales del tipo arcilla encontrados fueron jarosita, halloysita y caolinita, illita, interestratificados illita/esmectita, interestratificados clorita/esmectita y clorita. Todos estos minerales fueron encontrados en los dominios paragenéticos fenocristales y vetillas.

Con respecto a los minerales arcillosos, estos se daban en un cambio gradual, desde el este hacia el oeste del sistema, desde minerales asociados a alteración argílica avanzada, pasando por alteración argílica intermedia, hasta llegar a minerales correspondientes a alteración propilítica, los cuales hablan de una gradualidad de temperatura. En algunos sectores, sin embargo, coexisten especies de distintas temperaturas como en el caso de la jarosita, halloysita y dickita, que se encuentran juntas en la muestra LA-0103. Una posible explicación para esto es una sucesión de pulsos de fracturamiento, alteración y sellado, o también como por un posible enfriamiento del sistema. Aquí, se requeriría verificar que la jarosita y la halloysita son posteriores a la dickita para poder establecer dicha conclusión, por medio de datación.

El rango de temperaturas encontrado en la transecta es indicativo de una gradación de alteración hidrotermal, que va desde bajas paleotemperaturas (del orden del 100°C) y pH ácido al NE del sistema, a temperaturas sobre los 300°C y pH neutro hacia el SW de este. La geología local, en particular el sistema de fallas El

Diablo-El Fierro, cuya traza se estima en el sector este del sistema, sería entonces determinante para la percolación de fluidos ácidos que dieron origen al sistema en estudio. Se recomienda obtener muestras con vetillas que sí tengan fluidos para analizar. Esto sería ideal para poder realizar un análisis de la composición actual del fluido, y con ello hacer un proceso inverso y determinar, por medio de softwares del tipo PHREEQC, la mineralogía de equilibrio.

De acuerdo con la litología encontrada, la Formación Abanico sería la hospedante del sistema. Además, la alteración hidrotermal Las Amarillas podría estar relacionada al calor relictos de cámaras magmáticas asociadas al volcán San José.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abrams, M., Hook, S., Ramachandran, B. (2002). ASTER user handbook version 2. NASA, Jet Propulsion Laboratory. Pasadena, California.
- Aguirre, L., (1960). Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.
- Álvarez, P., Godoy, E., Giambiagi, L. (1999). Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile, central a la latitud del Paso Piuquenes. En: Congreso Geológico Argentino, 14°, Salta, Argentina, 19-24 septiembre 1999: p. 55.
- Álvarez, P., Ramos, V., Giambiagi, L., Godoy, E. (2000). Relationships between different depocenters of Triassic-Jurassic rift systems in the Main Andes of Argentina and Chile. XXIII Geological International Congress.
- Baeza, O. (1999). Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 119p.
- Bird, D., Schiffman, P., Elders, W., Williams, A., McDowell, S. (1984). Calc-silicate mineralization in active geothermal systems: *Economic Geology*, v. 79, 671–695.
- Biró-Bagóczy, L. (1984). Nuevos antecedentes paleontológicos y estratigráficos de algunos afloramientos Titono-Neocomianos en la Cordillera Chilena, entre los 33°45' y 35° lat. sur. International Geological Correlation Programme, Project 171: Circum-Pacific Jurassic. Report No. 2, Special Paper No. 3.
- Browne, P. (1984). Lectures on geothermal geology and Petrology: Reykjavik, Iceland: National Energy Authority of Iceland and United Nations University–Geothermal Training Programme, Iceland, 93 p.

- Browne, P. (1991). Mineralogical guides to interpreting the shallow paleohydrology of epithermal mineral depositing environments. Proc 13th NZ Geothermal workshop, Auckland, 263-270.
- Buchanan, L. (1981). Precious Metal Deposit associated with Volcanic Environments in the Southwest, in Dickinson, W.R. and Payne, W.D. (eds.), Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera; Arizona Geological Society Digest, Volumen XIV, p. 237-262.
- Bustamante, M. (2001). El contacto entre la Formación Abanico y las unidades mesozoicas, valle del río Volcán, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, (Inédito), Santiago, 54 p.
- Bustamante, M., Silva, C., Vivallos, J., Cortés, R., Pincheira, W., Ortiz, M., Cáceres, D., Wall, R. (2010). Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área Termas del Plomo, Región Metropolitana de Santiago. Informe inédito. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Calderón, S. (2008). Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de bajo grado de las secuencias mesozoicas en el Valle del Río Volcán (33°50'-34°00'S). Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher, C., Norell, M., Zapatta, F., Mackenna, M., Novaceck, M. (1996). New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(2):1-30.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic

- activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, v. 236, p. 43-77.
- Charrier, R. (2005). Excursión a terreno al Cajón del Maipo: “Evolución cenozoica en la Cordillera Principal de Chile central”. II Encuentro de estudiantes de Geología. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 19 p.
- Chinchón, J. (2018). Documentos sobre inclusiones fluidas V: Caracterización petrográfica y textural del distrito epitermal de Cerro Bayo, XI Región, Chile. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 222 p.
- Corbett, G., Leach, T. (1998). Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization (No. 6). Boulder, Co: Society of Economic Geologists.
- Cruden, D. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 43(1), 27-29.
- Cruden, D., Varnes, D. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3- Landslide types and processes. Transportation research board special report, (247).
- Dahlstrom, C. (1970). Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 18, p. 332-406.
- Dong, G., Morrison, G., Jaireth, S. (1995). Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology* 90(6): 1841-1856.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building: *Tectonics*, v. 29, p. 1-22.

- Frias, S., Arcilla, C. 2014. Application of X-ray Diffraction to Hydrothermal Alteration Mineral Characterization Using Laboratory based XRD and Portable XRD/XRF.
- Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 179 p.
- Fournier, R. (1985). The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology* 2, p. 45–61.
- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J., Levi, B., Aguirre, L. (2000). Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2: p.21-25.*
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G. (2002). Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33° S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile, 29(2):207-225.*
- Gana, P., Wall, R. (1997). Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33° 30' S). *Revista Geológica de Chile, vol. 24, n° 2, p. 145-163.*
- Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M. (2001). Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33° 30' S -34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences, vol. 14, p. 707-724.*
- Giambiagi, L., Ramos, V. (2002). Structural Evolution of the Andes in a transitional one between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences, 15:101-116.*
- Giambiagi, L., Charrier, R., Arriagada, C. (2010). Andean transect between 32° and 34°S: From the Andean foreland in Argentina to the Pacific coast in Chile. En:

- del Papa, C & Astini, R (Eds.), Field Excursion Guidebook, 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina, FE-C10. pp. 1-48.
- Godoy, E., Vela, I. (1985). Consideraciones sobre la Formación Colimapu en la alta cordillera de Santiago y control paleogeográfico de la estructura. Actas IV Congreso Geológico Chileno, Vol. IV, p. 613–628.
- Godoy, E., Castelli, J., López, M., Rivera, O. (1988). ...Y Klohn tenía razón: La Formación Colimapu recupera sus miembros basales. Actas V Congreso Geológico Chileno, Tomo III, p. H101-H120.
- Godoy, E. (1993). El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 1: 104-107.
- Goldstein, R., Reynolds, T. (1994). Fluid inclusion microthermometry. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals, 31, 199 p. SEPM Short Course, Society for Sedimentary Geology, Tulsa.
- González, O. (1963). Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. Sociedad Geológica de Chile, No. 3.
- González, O. (2008). Características principales de los depósitos epitermales en el noroeste de México, un análisis y comparación. Universidad de Sonora.
- Hallam, A.; Biró, L., Pérez, E. (1986). Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian–Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin. Geological Magazine. 123. 425 - 435.
- Harvey, C., Browne, P. (2000). Mixed-layer clays in geothermal systems and their effectiveness as mineral geothermometers. En Proceedings World Geothermal Congress. pp. 1201-1204.
- Hauser, A. (1991). Estudio geotécnico de flujos detríticos en Quebrada Las Amarillas, sector Baños Morales, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería.

- Hauser, A. (2000). Remociones en masa en Chile (versión actualizada). Santiago de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología. Boletín 59, 89 p.
- Hedenquist, J., Arribas, A., Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*. 13. 245-277.
- Henley, R., Hughes, G. (2000). Underground Fumaroles: "Excess Heat" Effects in Vein Formation. *Economic Geology* 95(3): 453-466.
- Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central: Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile, Bol., v.8, 95 p.
- Lattus, J. [SRGIS]. (2019). CURSO ASTER – 03 – Combinaciones RGB y Pseudo Pancromatica. Recuperado de [http://www.youtube.com/watch?v=8V4oDLdtq9s&ab\\_channel=SRGIS](http://www.youtube.com/watch?v=8V4oDLdtq9s&ab_channel=SRGIS)
- Martini, S. (2008). Sistemas estructurales y recursos geotermales en la Cordillera Principal de Chile Central. (32°30'-34°00' de Latitud Sur). Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 303 p.
- Mauriohooho, K., Barker, S., Rae, A., Simpson, M. (2014). Hydrothermal alteration and whole rock geochemistry of the Tauhara geothermal field: traditional versus rapid techniques. En *Proceedings 36th New Zealand Geothermal Workshop*, v. 24, p. 26.
- Meyer, C., Hemley, J. (1967). Wall Rock Alteration. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Hubert L. Barnes (1st ed.). Rinehart and Winston Inc. Publication, 166-235 p.
- Meyer, D., Siemonsma, D., Brooks, B., Johnson, L. (2015). AST\_L1T Product, Algorithm Theoretical Basis Document. USGS.

- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T. J., Rimstidt, J. D., Bodnar, R. J. (2012). Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 114, 20-35.
- Moore, D., Reynolds, R. (1997). *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. New York, United States: Oxford University Press.
- Mosolf, J., Gans, P., Wyss, A., Cottle, J., Flynn, J. (2019). Late Cretaceous to Miocene volcanism, sedimentation, and upper-crustal faulting and folding in the Principal Cordillera, central Chile: field and geochronological evidence for protracted arc volcanism and transpressive deformation. *Bulletin*, 131(1-2), 252-273.
- Nicholson, K. (1993). Geothermal systems. En *Geothermal Fluids*. pp. 1-18. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Nyström, J., Vergara, M., Morata, D., Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15′ -33° 45′ S). *GSA Bulletin* 15(12):1523-1537.
- Pairoa, S. (2018). Modelo geológico tridimensional en el valle del río Volcán: un caso de estudio con fotogrametría digital. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 40 p.
- Palma, W. (1991). Evidencias de una regresión diacrónica en la Formación Colimapu al sur del río Volcán, región Metropolitana, Chile. VI Congreso Geológico Chileno: 515-519.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science, Business Media B. V.
- Pincetti, G. (2016). Hidroquímica e hidrodinámica de las fuentes termales del río Yeso y río Volcán, Cordillera de los Andes, Región Metropolitana. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 106 p.

- Poppe, L., Fredericks, J., Hathaway, J. (1988). A computer program to calculate centrifugation parameters for sedimentation analyses. *Computers & Geosciences*, 14 (4), 541-545.
- Ramos, V., Álvarez, P., Aguirre, M., Godoy, E. (1997). La Cordillera Principal a la latitud del paso Nieves Negras (33°50'S), Chile-Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, p. 1704-1708.
- Rauld, R. (2002). Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Reyes, A. (1990) Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Jour. Volc. and Geothermal Research*. v.43, p. 279-309.
- Rodríguez, M., Marchionni, D., Ducart, D. (2013). Identificación y mapeo de minerales de alteración hidrotermal con imágenes ASTER en el Distrito Minero San José. Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. (pág. 8). Foz do Iguaçu.
- Roedder, E. (1976). Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, 2, 67-110.
- Roedder, E. (1981). Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*. Mineralogical Society of Canada, Calgary, 101-137.
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, Miner. Soc. Amer., 644 pp.
- Rose, A. Burt, D. (1979). Hydrothermal Alteration. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Hubert L. Barnes. Segunda edición, 153-170 p.
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M., Calderón, S., Charrier, R., Hoffman, D. (2014). The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo

- Formation (33°- 35.5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean geology*, 41(3), 529-557.
- Sellés, D. (1999). La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33° 15'-33° 30'S; 70°30'-70°45'O), Chile Central. *Estratigrafía y geoquímica*. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 154 p.
- Sellés, D. (2000). La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, 1:555-558.
- Sepúlveda, S., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E., Rebolledo, S., Verdugo, R. (2008). New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*, 12(3), 432-455.
- Servicio Nacional de Geología y Minería. Catastro de los principales desastres naturales por peligros geológicos en Chile y efectos sobre la población y bienes públicos y privados entre 1980 y 2015 (2015).
- Thiele, R. (1980). Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile*, 29, 21.
- Thiele, R., Beccar, I., Levi, B., Nyström, J., Vergara, M. (1991). Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, 80(1), 179-186.
- Torreblanca, J. (1986). Situación Quebrada Las Amarillas en camino a Baños Morales [Rol G-25], Valle Río Volcán, Cajón del Maipo. Archivo biblioteca Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Wilkins, R., Barkas, J. (1978). Fluid inclusions, deformation and recrystallization in granite tectonites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65(3), 293-299.
- Wyss, A., Flynn, J., Norell, M., Swisher, C., Novacek, M., Mackenna, M., Charrier, R. (1994). Palaeogene Mammals from the Andes of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assesment. *American Museum novitates*, N° 3098, 31 p.

## ANEXOS

### Anexo A: Muestras recopiladas (caras frescas a muestra de mano)

Muestra	[Latitud, longitud, altura (m)] Descripción	Fotografía
LA-0101	<p>[401896, 6254128, 2855] Lava altamente alterada, coloración naranja a rojiza. Roca de textura holocristalina, afanítica, masiva. Tamaño de grano medio, con alto grado de fracturamiento en enrejado, de separación ~5 mm. Se divisan cristales hipidiomorfos de cuarzo y plagioclasa en la matriz.</p>	
LA-0102	<p>[401819, 6254082, 2887] Dacita (QAP) holocristalina de textura fanerítica, homogénea, coloración gris oscuro. Tamaño de grano fino a medio. Fenocristales hipidiomorfos de plagioclasa, junto con granos de cuarzo en la matriz. Vetillas rellenas con óxidos de Fe.</p>	

<p>LA-0103</p>	<p>[401819, 6254082, 2887] Lava altamente alterada, hipocristalina, equigranular, textura afanítica y coloración blanquecina-grisácea. Granos de tamaño de grano fino, hipidiomorfos. Textura homogénea. Matriz con cuarzo y plagioclasa. Arcillas relleno vetillas, las cuales presentan un ancho de 1 a 3 mm, por coloración de tonos amarillos-anaranjados podrían interpretarse como goethita o jarosita.</p>	
<p>LA-0104</p>	<p>[401588, 6253921, 2977] Lava altamente alterada de coloración gris claro a blanquecina, holocristalina, equigranular. Textura afanítica, homogénea, tamaño de grano medio a fino, ligeramente oquerosa. Cristales hipidiomorfos de plagioclasas y cuarzo. Vetillas y fracturas de 1 a 3 mm de ancho, con relleno de óxidos de Fe, presentando las más anchas un halo de alteración simétrico de 2 mm de grosor.</p>	
<p>LA-0105</p>	<p>[401588, 6253921, 2977] Brecha clasto soportada, de coloración grisácea a marrón oscuro, presentando una alta alteración. Textura clástica gruesa, clastos angulosos no imbricados. En la matriz se observan cristales de grano fino de cuarzo y plagioclasa, además de arcillas de tamaño de grano fino.</p>	

<p>LA-0106</p>	<p>[401246, 6253174, 3286] Lava altamente alterada, coloración blanquecina a pardo. Textura holocristalina, inequigranular. Matriz de tamaño fino. Textura porfírica, fenocristales hipidiomorfos de tamaño medio de cuarzo y calcita, de orientación isótropa.</p>	
<p>LA-0107</p>	<p>[401246, 6253174, 3286] Dacita cloritizada. Muestra alterada, coloración grisácea en la matriz a verdosa. Textura general fanerítica, isótropa y holocristalina, con presencia de cloritización, granos de cuarzo y cristales de plagioclasa.</p>	
<p>LA-0108</p>	<p>401002, 6252959, 3377 / Dacita. Coloración gris oscuro. Textura porfírica, con observación de cloritización en la matriz. Granos de tamaño medio a fino de cuarzo y plagioclasa. Veta de calcita y cuarzo, de 10 mm de grosor, sin halo de alteración visible.</p>	

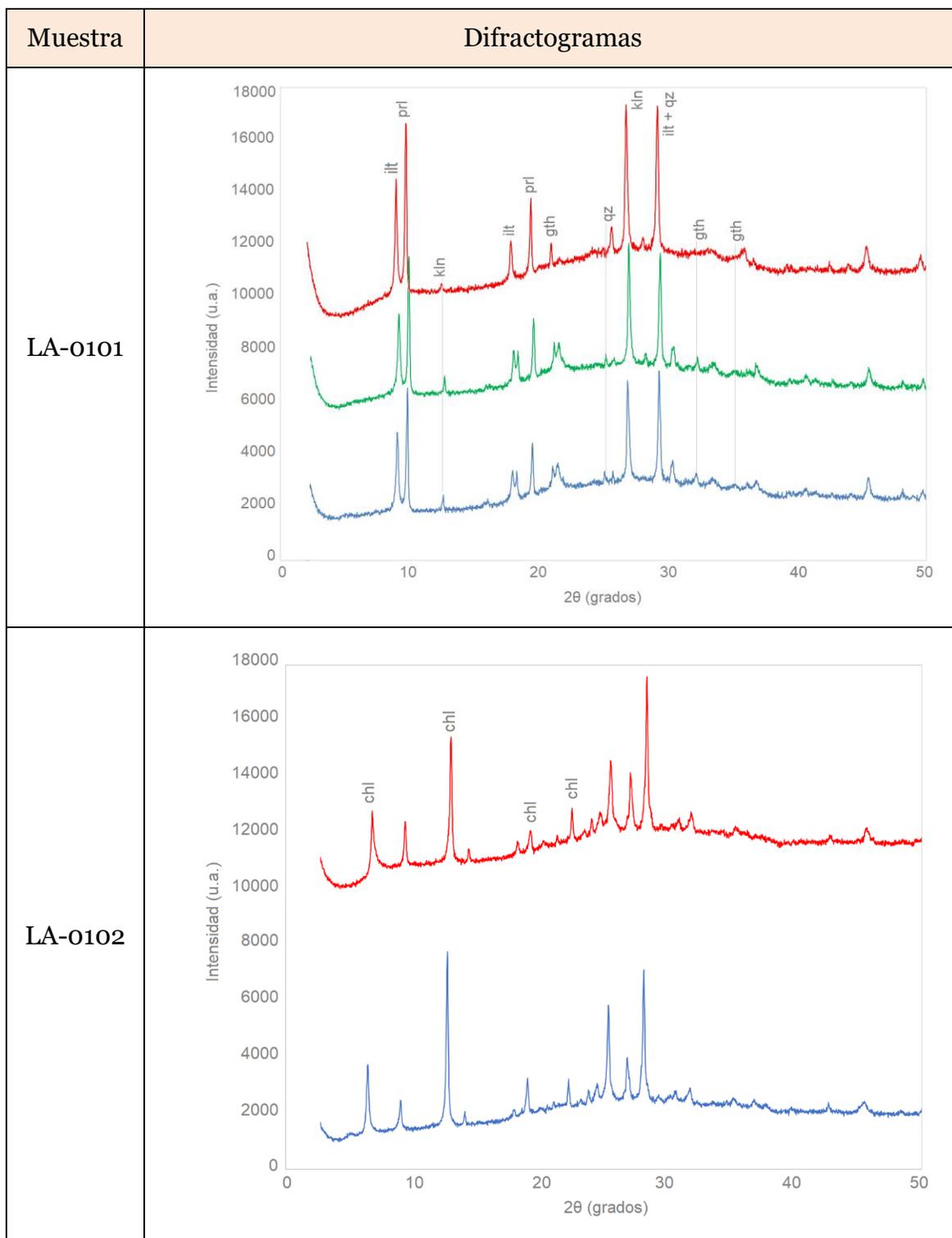
LA-0109	401036, 6253003, 3373 / Lava alterada, textura afanítica, holocristalina y equigranular. Tamaño de grano fino, cristales hipidiomorfos de feldespato potásico y cuarzo en la matriz	 A photograph of a rock specimen, labeled 'LA-0109' in red ink on the bottom left. The specimen is a light-colored, irregularly shaped fragment of rock with a fine, crystalline texture. It is placed on a white surface next to a metric ruler for scale. The ruler shows markings from 0 to 80 millimeters, with the specimen being approximately 80 mm wide and 60 mm high.
---------	---	---

**Anexo B: Quick plates utilizadas en este estudio.**

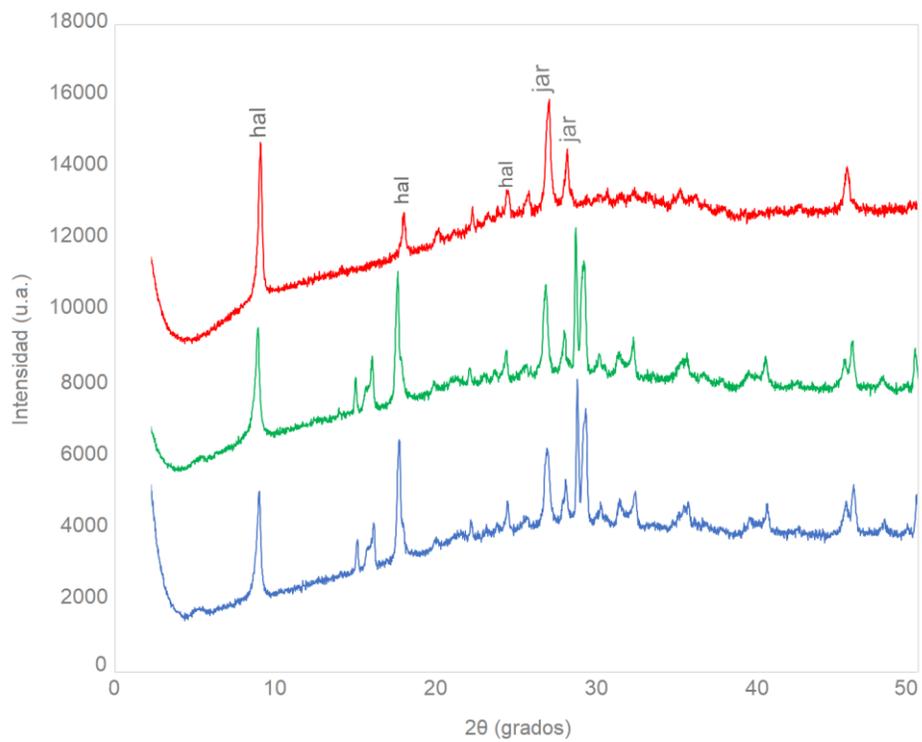


## Anexo C: Difractogramas de muestras.

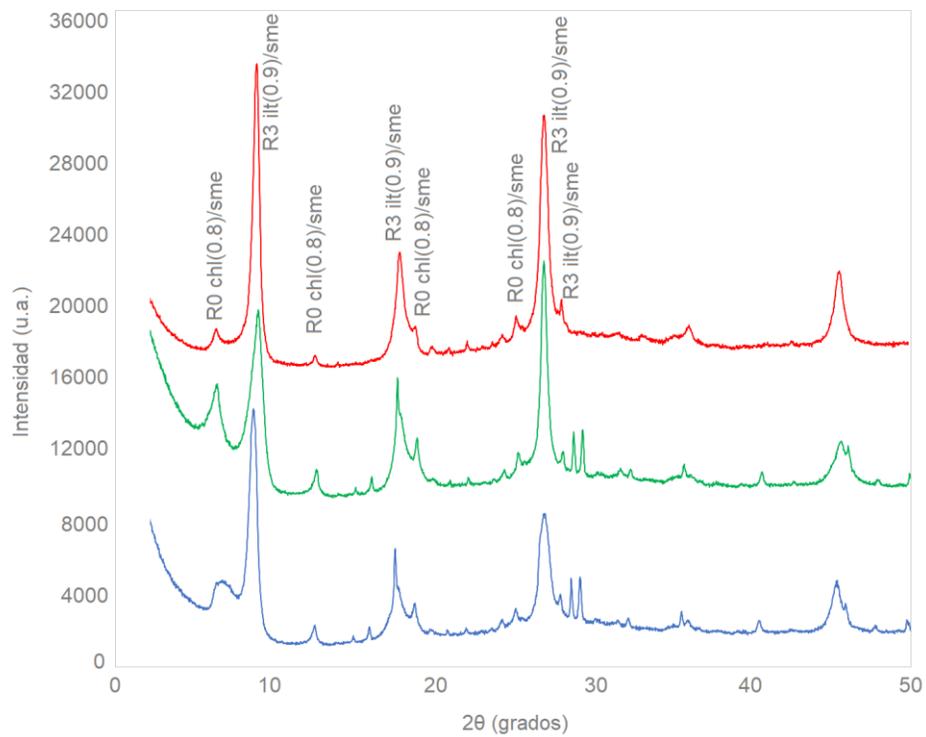
Difractogramas de agregados secados al aire (azul), glicolados (verde) y calcinados (rojo).



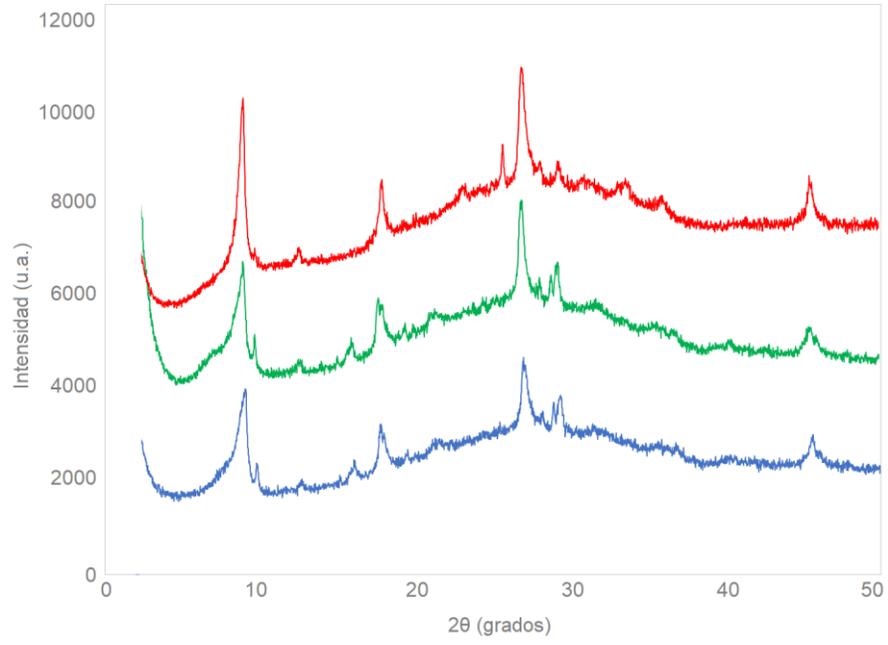
LA-0103



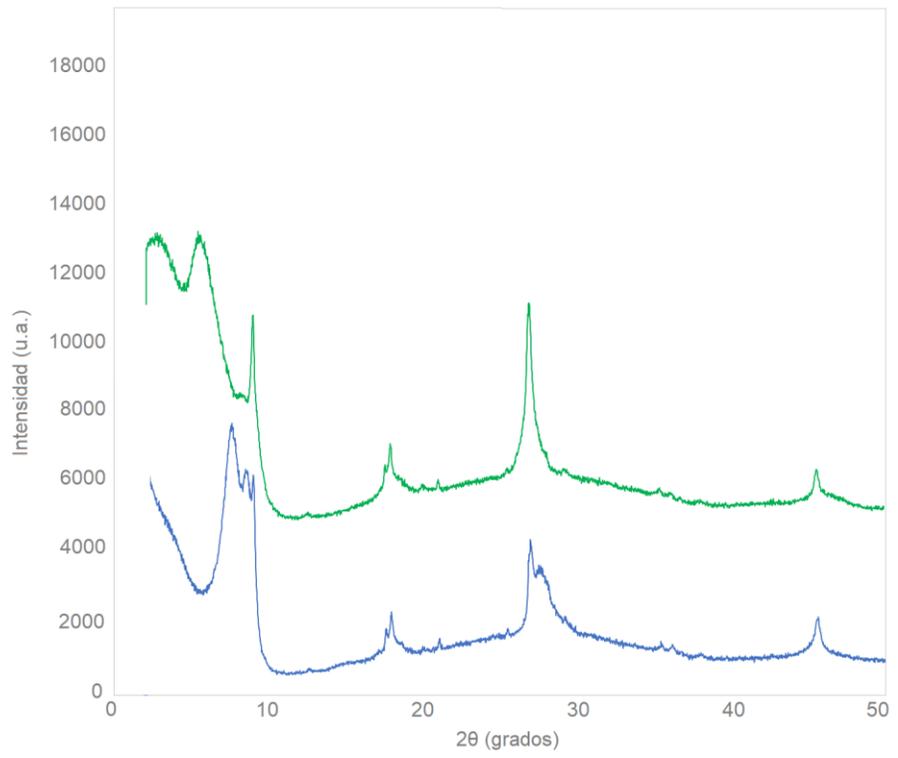
LA-0104



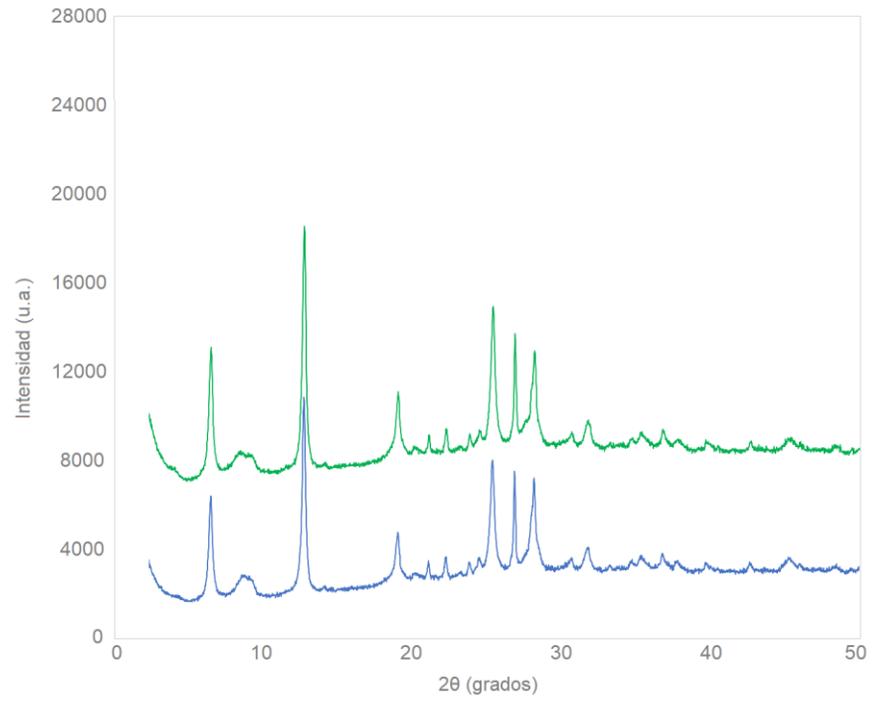
LA-0105



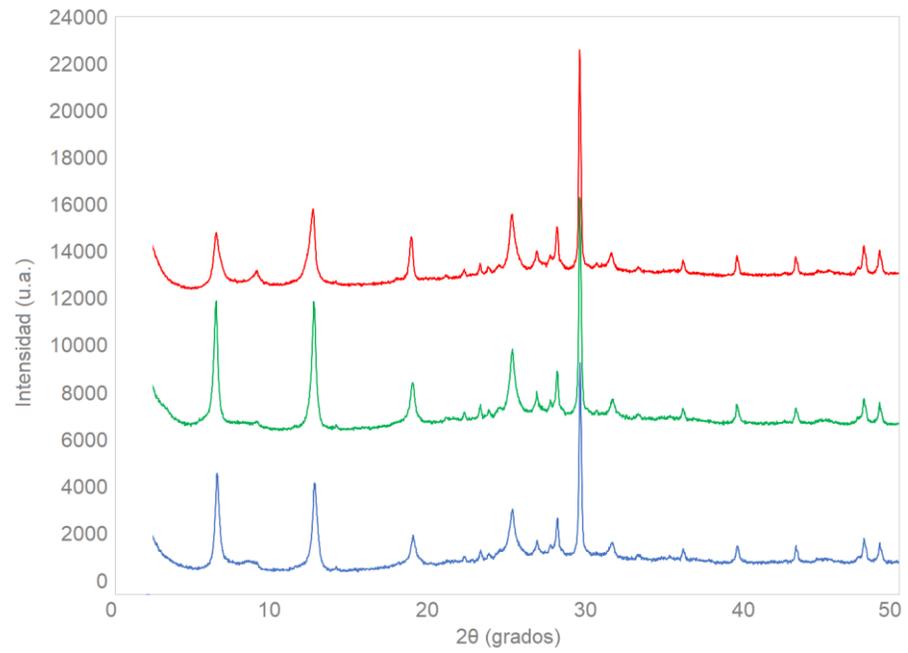
LA-0106



LA-0107



LA-0108



LA-0109

